

6 (2) 2026

ISSN 2541-9641



ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геология и окружающая среда

Том 6
№ 2
2026

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, доцент
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Заместители главного редактора: Рассказов С.В., доктор геол.-минерал. наук, профессор
Институт земной коры СО РАН, 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. – канд. геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Баженова О.И. – д-р геогр. наук, профессор, Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия; Бат Б. – д-р философии, профессор, Национальный университет Монголии, Улан-Батор, Монголия; Борняков С.А. – канд. геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Горячев Н.А. – академик РАН, д-р геол.-минерал. наук, профессор, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия; Давыденко А.Ю. – д-р физ.-мат. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Канева Е.В. – д-р геол.-минерал. наук, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; Колман Дрю С. (Coleman Drew S.), – Ph.D, профессор кафедры наук о Земле, морской среде и окружающей среде Университета Северной Каролины в Чапел-Хилл (США); Кононов Е.Е. – канд. геол.-минерал. наук, доцент, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия; Корольков А.Т. – д-р геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Никишин А.М. – д-р геол.-минерал. наук, профессор, Московский государственный университет, Москва, Россия; Перепелов А.Б. – д-р геол.-минерал. наук, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; Полетаева В.И. – д-р геол.-минерал. наук, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; Плюснин В.М. – д-р геогр. наук, профессор, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия; Рыжов Ю.В. – д-р геогр. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Саньков В.А. – канд. геол.-минерал. наук, доцент, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Снопков С.В. – канд. геол. минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Тверитинова Т.Ю. – канд. геол.-минерал. наук, доцент, Московский государственный университет, Москва, Россия; Цыганков А.А. – д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия; Чувашова И.С. – канд. геол.-минерал. наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Адрес редакции:

664003, Россия, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1,

ФГБОУ ВО «ИГУ», геологический факультет

Тел.: (3952)243278

Email: kaf-dinamgeol@mail.ru

Сайт: <http://geoenvir.ru>

Сетевое издание «Геология и окружающая среда»

PDF-номер журнала выходит четыре раза в год. Сроки приема статей

в: № 1 до 1 марта, № 2 до 1 июня, № 3 до 1 сентября, № 4 до 1 декабря

Сроки выхода номеров: № 1 – 31 марта, № 2 – 30 июня, № 3 – 30 сентября,
№ 4 – 31 декабря

Учредитель-издатель: ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет»

Гл. редактор: С.П. Примина

Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере

связи, информационных технологий и массовых коммуникаций

Регистрационный номер: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021

ISSN: 2541-9641

12+

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

На первой странице обложки. Выход мерзлотно-каменного горного потока «Активный» (верхняя часть осыпи) на живую осыпь Белоиркутскую.

Из статьи С.Н. Коваленко Погодные условия и другие особенности формирования мерзлотно-наледных образований в 2026 году в районе г. Мунку-Сардык

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии журнала	5
ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ.....	7
<u>С.В. Снопков, И.А. Богданова</u> Влияние сейсмических событий в Прибайкалье на физико-химические свойства подземных вод	7
МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ.....	21
<u>С.В. Рассказов, И.А. Асламов, С.В. Снопков, Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова</u> Мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в 2024–2026 гг.: снижение пьезоэлектрических эффектов ледовых покровов оз. Байкал или потеря чувствительности приема сигналов?	21
<u>С.В. Рассказов, С.В. Снопков, И.А. Асламов, Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова</u> Импульсы и дуговое распределение землетрясений в Байкальской рифтовой системе: мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в реальном времени (апрель-июль 2026 г.)	35
ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА	66
<u>С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина</u> Обзор изотопной систематики благородных газов в глобальных неоднородностях границы ядро-мантия на юге Тихого океана и Африки: Перспективы эквивалентной систематики в Азии	66
<u>Е.П. Чебыкин, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Д.И. Парфенов</u> U–Th-датирование средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян, Сибирь и Хангая, Центральная Монголия	116
<u>Н.Ф. Крикун, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина</u> Среднеэоценовый-раннемиоценовый вулканизм на Ткаправаямской площади в Кинкильском вулканическом поясе Северо-Западной Камчатки: Геохимические характеристики источников вулканических пород ...	137
ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ	155
<u>С.Н. Коваленко</u> Погодные условия и другие особенности формирования мерзлотно-наледных образований в 2026 году в районе г. Мунку-Сардык	155
ЭКСПЕДИЦИИ	189
<u>А.Д. Китов</u> Весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2026 году (Республика Бурятия)	189
НАУЧНАЯ, ПРОФЕССИОНАЛЬНАЯ, УЧЕБНАЯ И ПЕДАГОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА...	210
<u>И.А. Богданова, С.С. Токарева, В.А. Примин</u> Совершенствование практической подготовки студентов-геологов с использованием имитационных комплексов и учебно-производственных полигонов.....	210
ГИДРОГЕОХИМИЯ	210
<u>С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова, И.С. Чувашова, С.В. Снопков</u> Концентрации лития в подземных водах Тункинской долины: от вмещающих сейсмогенных милонитов к вмещающим Li –гранитам с литиегенным ³ He	215
Правила для авторов	233
© ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет»	
© Геология и окружающая среда, 2026, Т. 6, № 2	

C O N T E N T S

From the editorial board of the journal	5
HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY	7
<u>S.V. Snopkov, I.A. Bogdanova</u> Impact of Seismic Events in the Baikal Region on the Physical and Chemical Properties of Groundwater	7
MONITORING OF NATURAL PROCESSES	21
<u>S.V. Rasskazov, I.A. Aslamov, S.V. Snopkov, E.P. Chebykin, A.M. Ilyasova</u> Groundwater Oxidation-Reduction Potential Monitoring 2024–2026: Reduction of Piezoelectric Effects of Lake Baikal Ice Covers or Loss of Signal Reception Sensitivity?	21
<u>S.V. Rasskazov, S.V. Snopkov, I.A. Aslamov, E.P. Chebykin, A.M. Ilyasova</u> Impulses and Arc Distribution of Earthquake in the Baikal Rift System: Real-Time Monitoring Oxidation-Reduction Potential in Groundwater (April–July of 2026)	36
VOLCANISM, THE LATEST GEODYNAMICS	66
<u>S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina</u> Review of the Isotope Systematics of Noble Gases in Global Core-Mantle Boundary Inhomogeneity in Southern Pacific and Africa: Prospects of the Equivalent Systematics in Asia	67
<u>E.P. Chebykin, S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, D.I. Parfenov</u> U–Th Dating of Middle to Late Pleistocene Volcanic Rocks from Sayans, Siberia and Hangay, Central Mongolia	116
<u>N.F. Krikun, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina</u> Middle Eocene-Early Miocene Volcanism in the Tkopravayam Area of the Kinkil Volcanic Belt, Northwestern Kamchatka: Suprasubduction Geochemical Signatures of Volcanic Rock Sources	137
PHYSICAL GEOGRAPHY	155
<u>S.N. Kovalenko</u> Weather Conditions and other Features of the Formation of Permafrost-Ice Formations in 2026 in the Area of the City of Munku-Sardyk	155
EXPEDITIONS	189
<u>A.D. Kitov</u> Spring Expedition of the Portulan Club to the Munku-Sardyk Area in 2026 (Republic of Buryatia)	189
SCIENTIFIC, PROFESSIONAL, EDUCATIONAL AND PEDAGOGICAL PRACTICE. 210	
<u>I.A. Bogdanova, S.S. Tokareva, V.A. Primin</u> Improving the Practical Training of Geology Students Using Simulation Complexes and Training and Production Sites	210
HYDROGEOCHEMISTRY	215
<u>S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, A.M. Ilyasova, I.S. Chuvashova, S.V. Snopkov</u> Lithium Concentration in Groundwaters of the Tunka Valley: From Host Seismogenic Mylonites to Host Li-Granites with Lithium-Induced ^3He Generation	215
Guidelines for Authors	233

© Irkutsk State University

© Geology and Environment, 2026, Vol. 6, No. 2

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. Пробиться 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 Питсбурга, 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 аккрегирован 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 позднекайнозойского осадочного заполнения Южно-Байкальской рифтовой впадины. Многогранный природный учебный полигон Прибайкалья создает все необходимые условия для наглядного преподавания геологических дисциплин в сочетании с развитием студенческих и аспирантских исследований геологии и окружающей среды.

В рамках решения задач опубликования материалов квалификационных исследований, связанных с изданием журнала Геология и окружающая среда, редколлегия приглашает к сотрудничеству профессоров и преподавателей из университетов 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.

Разделы журнала

Разделы SECTIONS

ТЕМАТИКА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СТАТЕЙ

1. Региональная геология REGIONAL GEOLOGY
2. Геология нефти и газа OIL AND GAS GEOLOGY
3. Полезные ископаемые MINERAL RESOURCES
4. Гидрогеология, инженерная геология HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY
5. Мониторинг природных процессов NATURAL PROCESS MONITORING
6. Минералогия, петрология MINERALOGY, PETROLOGY
7. Вулканизм, новейшая геодинамика VOLCANISM, RECENT GEODYNAMICS или VOLCANISM, the LATEST GEODYNAMICS
8. Неотектоника, геоморфология NEOTECTONICS, GEOMORPHOLOGY
9. Физическая и экономическая география PHYSICAL AND ECONOMIC GEOGRAPHY
10. Ученые-первопроходцы PIONEERING SCIENTISTS

ТЕМАТИКА СОБЫТИЙНЫХ СТАТЕЙ

11. Обзоры и рецензии HISTORICAL OVERVIEWS
12. Экспедиции EXPEDITIONS
13. Конференции CONFERENCES
14. Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика SCIENTIFIC, PROFESSIONAL, EDUCATIONAL AND PEDAGOGICAL PRACTICE

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 543.427.4

DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.7

EDN: MBZH1U

Влияние сейсмических событий в Прибайкалье на физико-химические свойства подземных вод

С.В. Снопков^{1,2}, И.А. Богданова¹

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Период сейсмической активизации во второй половине 2020 – первой половине 2021 года совпал с детальными измерениями физико-химических параметров подземных вод, проводимых на юго-западной оконечности Байкала. Статический анализ динамики сейсмической активности и изменения физико-химических параметров воды выявил взаимосвязь этих процессов.

Keywords: сейсмические события, энергия сейсмических событий, гидрофизикохимический мониторинг, статистический анализ, прогноз сейсмических событий

Impact of Seismic Events in the Baikal Region on the Physical and Chemical Properties of Groundwater

S.V. Snopkov^{1,2}, I.A. Bogdanova¹

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract. The period of seismic activation in the second half of 2020 - the first half of 2021 coincided with detailed measurements of the physicochemical parameters of groundwater carried out at the southwestern tip of Lake Baikal. Static analysis of the dynamics of seismic activity and changes in the physical and chemical parameters of water revealed the relationship of these processes.

Keywords. seismic events, energy of seismic events, hydrophysical and chemical monitoring, statistical analysis, forecast of seismic events

Введение

Одним из методов изучения сейсмической активности является мониторинг физико-химических свойств подземных вод. Гидрофизикохимический мониторинг уже более десятка лет выполняются специалистами Института земной коры СО РАН на территории Прибайкалья, в

Статья получена: 29.06.2026; исправлена: 13.07.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Снопков С.В., Богданова И.А. Влияние сейсмических событий в Прибайкалье на физико-химические свойства подземных вод // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 7–20. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.7. EDN: MBZH1U

Article received: 29.06.2026; corrected: 13.07.2026; accepted: 17.07.2026.

FOR CITATION: Snopkov S.V., Bogdanova I.A. Impact of seismic events in the Baikal Region on the physical and chemical properties of groundwater // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 7–20. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.7. EDN: MBZH1U

том числе на Култукском полигоне, расположенным на юго-западной оконечности Байкала (рис. 1). В районе Култукского полигона происходит сочленение Главного Саянского разлома с рифтогенными разломами, ограничивающими западную часть Южно-Байкальской впадины (Чебыкин и др., 2021).

О мониторинге свойств воды полигона подробно освещено в спецвыпуске «Последствия и оценка угрозы землетрясений» электронного журнала «Геология и окружающая среда» (2023, Т. 3, № 1). Полигон включает более 20 станций (водоисточников). В рамках проводимых мониторинговых исследований анализируется изменение химического (в том числе, Si, Al, Na, Li, Hg и др.) и изотопного состава (U^{238} , U^{234}) (Ильясова и др., 2023а; Ильясова и др., 2023б; Чебыкин и др., 2023а; Чебыкин и др., 2023б), и физико-химических показателей (ОВП, pH, TDS, t) подземных вод (Рассказов и др., 2023; Снопков и др., 2023). Пробы воды на станциях полигона отбираются раз в 1-2 недели.

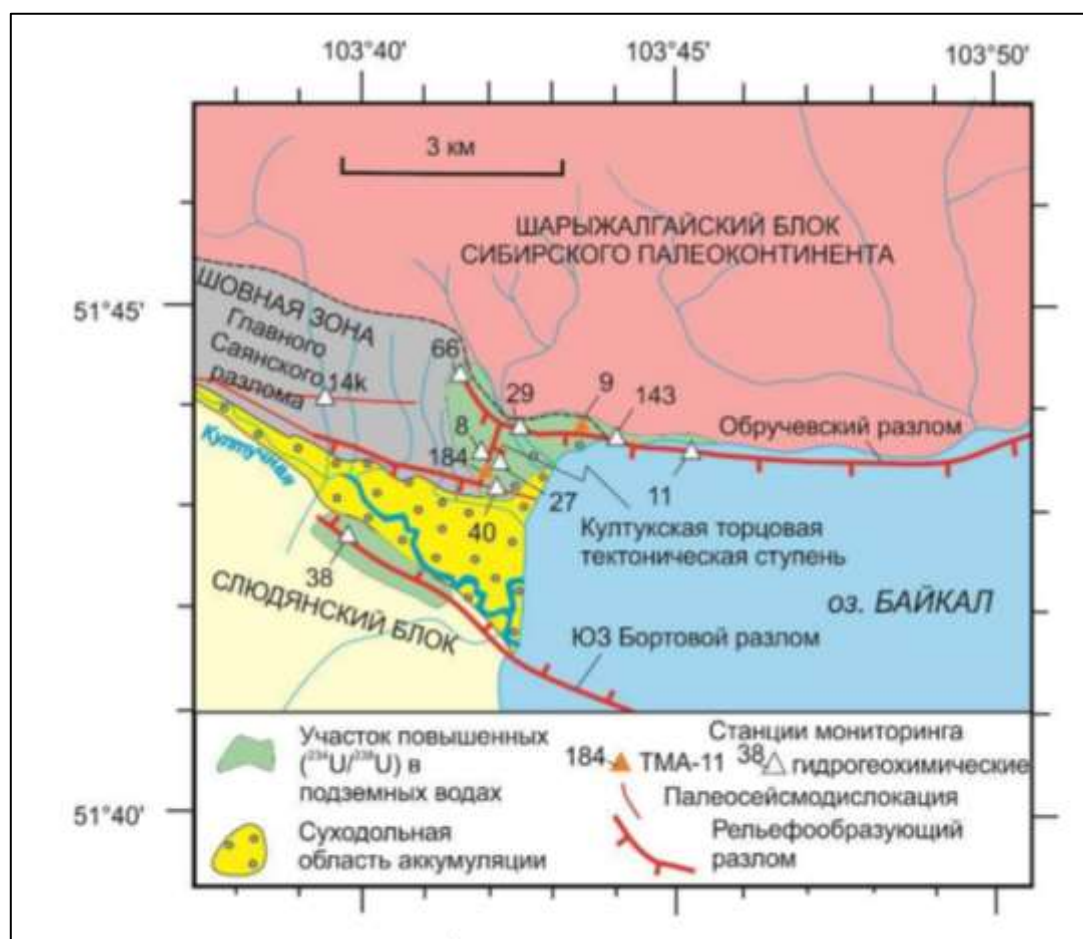


Рис. 1. Схема расположения основных и вспомогательных станций гидрогеохимического опробования Култукского полигона (юго-западное побережье оз. Байкал. (Ильясова и др., 2023а)

Fig. 1. Layout of the main and auxiliary stations for hydrogeochemical testing of the Kultuk landfill (southwestern coast of Lake Baikal. (Ilyasova et al., 2023a)

Станция № 190 Култукского полигона находится в 150 м от берега Байкала и представляет собой колодец глубиной 8 м. С 15 октября 2020 года по 18 февраля 2021 года была проведена серия ежедневных измерений ОВП, pH, TDS и t воды для оценки степени их изменчивости. Всего период детальных исследований охватил 127 дней. За этот

период в пределах Прибайкалья произошло 10 сейсмических событий классом более 11 и самое крупное за последние годы Хубсугульское землетрясение (12.01.2021) и его многочисленные афтершоки. Количество афтершоков (классом >9) за 80 суток после землетрясения превысило 250 (Снопков и др., 2023).

Поскольку период детальных гидрофизико-химических наблюдений совпал по времени с Хубсугульским землетрясением и его афтершоковыми последствиями позволило детально проанализировать характер взаимосвязи сейсмических событий и динамики изменения физико-химических параметров воды.

Статистический анализ данных физико-химического мониторинга и суточного выделения энергии серии сейсмических событий, произошедших на озере Хубсугул в начале 2021 года, позволил выявить определенные закономерности взаимосвязи изучаемых параметров (Снопков и др., 2023).

Повышение выделяемой за сутки сейсмической энергии проявлялось в снижении уровня ОВП и pH подземных вод. Причем понижение ОВП обычно предшествовало сейсмическим событиям (1-6 дней до события), а уменьшение pH проявлялось как их последствие (1-6 дней после события). Также было отмечено что, чем выше была энергия сейсмических событий, тем раньше возникала аномалия ОВП и быстрее повышалась кислотность воды после него (Снопков и др., 2023).

Обнаруженные статистические зависимости не могут использоваться как однозначные сейсмопрогностические признаки, так как, во-первых, были выявлены всего лишь для одного и достаточно уникального Хубсугульского землетрясения и его афтершоковых последствий; во-вторых, очевидно, что на изменение физико-химических параметров подземных вод оказывает влияние и другие факторы, изменение которых в данном исследовании не анализировалось.

Так как в период серии ежедневных наблюдений (начавшихся 15 октября 2020 года) до Хубсугульского землетрясения в Прибайкалье произошло ещё 10 сейсмических событий энергетическим классом более 11, то решено было проверить полученные статистические закономерности для Хубсугульского землетрясения на предшествующих ему событиях.

Анализ «дохубсугульских» событий второй половины 2020 года отличался от изучения закономерностей Хубсугульского землетрясения. Так как, в период землетрясения на озере Хубсугул и его афтершоков в некоторые сутки происходило до нескольких десятков событий, то изменение электрохимических откликов в подземных водах сопоставлялось с суммарной сейсмической энергией, выделенной за сутки. (Например, 12 января 2021 года за сутки произошло более 30 событий с $K > 11$) При анализе предшествующих Хубсугульскому землетрясению событий электрохимические отклики сопоставлялись с энергетическим классом событий.

Характер изменения физико-химических свойств подземных вод станции № 190 с 15 октября 2020 года по 18 февраля 2021 года

Как было указано выше за период детальных измерений физико-химических свойств воды на станции № 190, кроме Хубсугульского землетрясения и его афтершоков, произошло ещё 10 сейсмических событий энергетическим классом более 11. Эти события приведены в таблице 1.

Т а б л и ц а 1

Характеристика сейсмических события $K > 11$ в Прибайкалье во второй половине 2020 года. (По данным Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (<http://seis-bykl.ru>))

Table 1

Characteristics of seismic events $K > 11$ in the Baikal region in the second half of 2020. (According to the Baikal branch of the Federal Research Center "Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences" (<http://seis-bykl.ru>))

№	Дата	Координаты		Класс	Удаление от полигона, км	Примечания
		Широта	Долгота			
1	15.10.20	54.87	11.73	11.7	700	Баргузинская долина
2	22.10.20	51.98	99.63	12	300	Восточные Саяны
3	03.11.20	49.61	108.93	11.8	500	р. Чикой

4	05.11.20	49.6	108.92	13.5	500	р. Чикой
5	10.11.20	56.06	113.89	12.1	900	р. Верхняя Ангара
6	3.12.20	55.73	111.03	12.8	700	р. Верхняя Ангара
7	10.12.20	52.38	106.59	14	200	залив Провал
8	10.12.20	52.37	106.43	12.6	200	залив Провал
9	15.12.20	56.33	112.73	11.3	750	р. Верхняя Ангара
10	29.12.20	56.14	114.07	12.9	900	р. Верхняя Ангара

На рисунке 2 приведены графики изменения ОВП и pH за период с 15 октября 2020 года (точка № 1) по 18 февраля 2021 года (точка № 127). При сопоставлении графиков наблюдается обратная корреляция общего характера изменения показателей ОВП и pH. Коэффициент корреляции показателей

составляет -0.46 , что свидетельствует о высокой статистической взаимозависимости. Пороговый уровень при данной выборке при доверительной вероятности 0.95 составляет 0.195. Понижение уровня ОВП сопровождается повышением уровня pH.

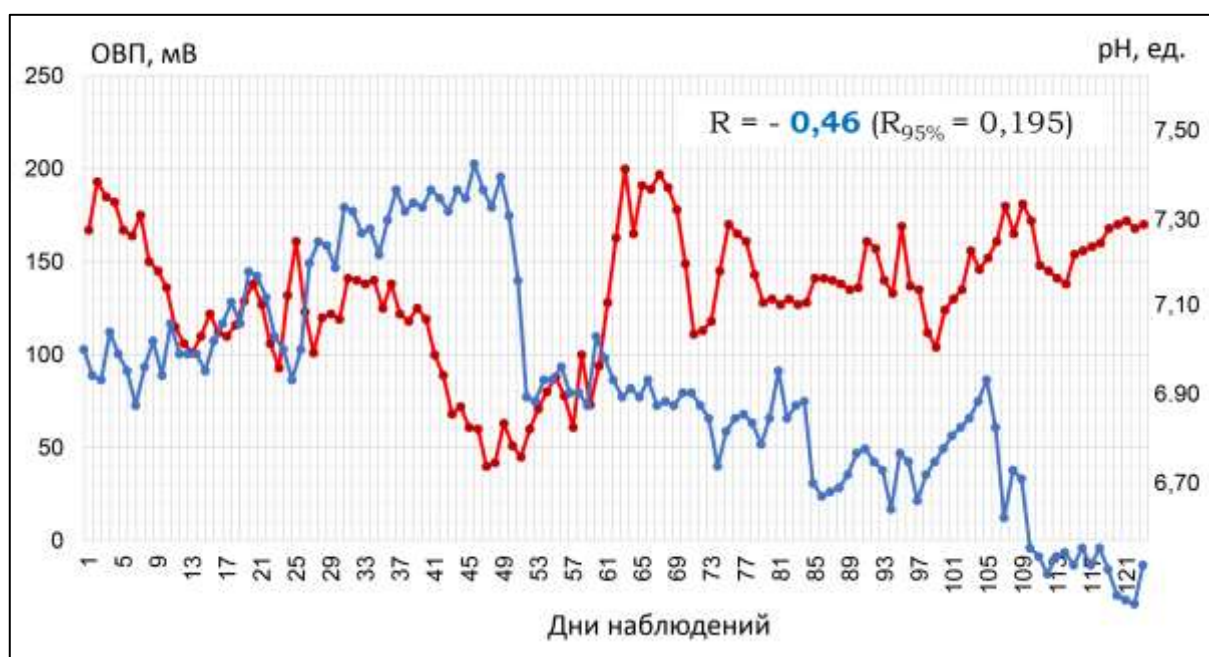


Рис. 2. Графики изменения ОВП (красная линия) и pH (синяя линия) воды станции № 190 Култукского полигона в период с 15 октября 2020 года по 18 февраля 2021 года. По горизонтальной оси указаны дни с начала серии наблюдения (1 – 15.10.20; 127 – 18.02.21)

Fig. 2. Graphs of changes in ORP (red line) and pH (blue line) of the water of station No. 190 of the Kultuk landfill from October 15, 2020 to February 18, 2021. The horizontal axis indicates the days from the start of the observation series (1- 15.10.20; 127 - 18.02.21)

Визуальный анализ графиков ОВП (рис. 3) и pH (рис. 4) показывает, что все сейсмические события ($K > 11$) отражаются локальными понижениями анализируемых показателей. Причем ОВП и pH по-разному реагируют на события. Если отклики в pH проявляются через некоторое время после события, то в аномалии ОВП предшествуют сейсмическим событиям. Эти закономерности в изменении показателей изображены на рисунках 3 и 4, где отмеченные желтыми

кружками сейсмические события ($K > 11$) с помощью пунктирных стрелок соотносятся с локальными аномалиями ОВП и pH. Соотношение электрохимических показателей с сейсмическим событиям сделано на основе визуального анализа данных, и является предположительным.

Следует также отметить, что не для всех локальных аномалий есть сейсмические события. Как минимум, 4 отрицательных аномалии по ОВП и 2 – по pH не имеют

соответствующего высвобождения сейсмической энергии.

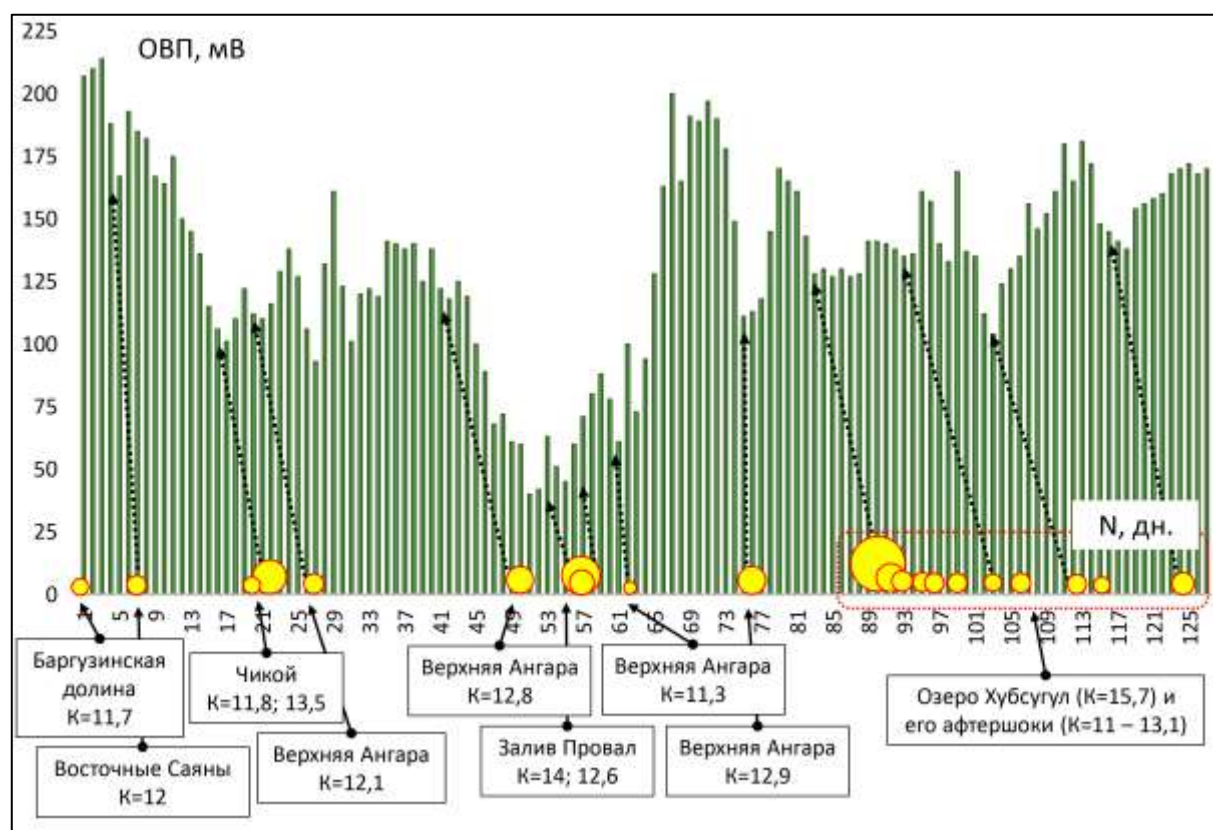


Рис. 3. График изменения ОВП воды станции № 190 Култукского полигона в период с 15 октября 2020 года по 18 февраля 2021 года. По горизонтальной оси указаны дни с начала серии наблюдения (1 – 15.10.20; 127 – 18.02.21). Желтыми кружками отмечены сейсмические события $K > 11$; размер кружка соответствует энергетическому классу события; ниже графика указана информация о сейсмических событиях. Пунктирными стрелками указаны аномалии ОВП, предположительно соответствующие сейсмическим событиям

Fig. 3. Schedule of changes in the ORP of the water of station No. 190 of the Kultuk landfill from October 15, 2020 to February 18, 2021. The horizontal axis indicates the days from the start of the observation series (1- 15.10.20; 127 - 18.02.21). Yellow circles indicate seismic events $K > 11$; the size of the circle corresponds to the energy class of the event; below the graph is information about seismic events. The dotted arrows indicate ORP anomalies suspected to correspond to seismic events

Для статистического анализа характера электрохимических откликов подземных вод на сейсмические события по графикам изменения ОВП и pH был определен ряд параметров, характеризующих локальные аномалии: время начала, конца и минимума аномалии (измеряемое в сутках от даты сейсмического события); продолжительность аномалии (в

сутках); амплитуда аномального эффекта (примерно определялась по характеру изменения графика) и скорость нарастания аномального эффекта – «градиент» (определялась как отношение амплитуды аномалии к продолжительности её изменения от начала до даты минимального значения аномалии). Анализ был проведен отдельно для значений ОВП и pH.

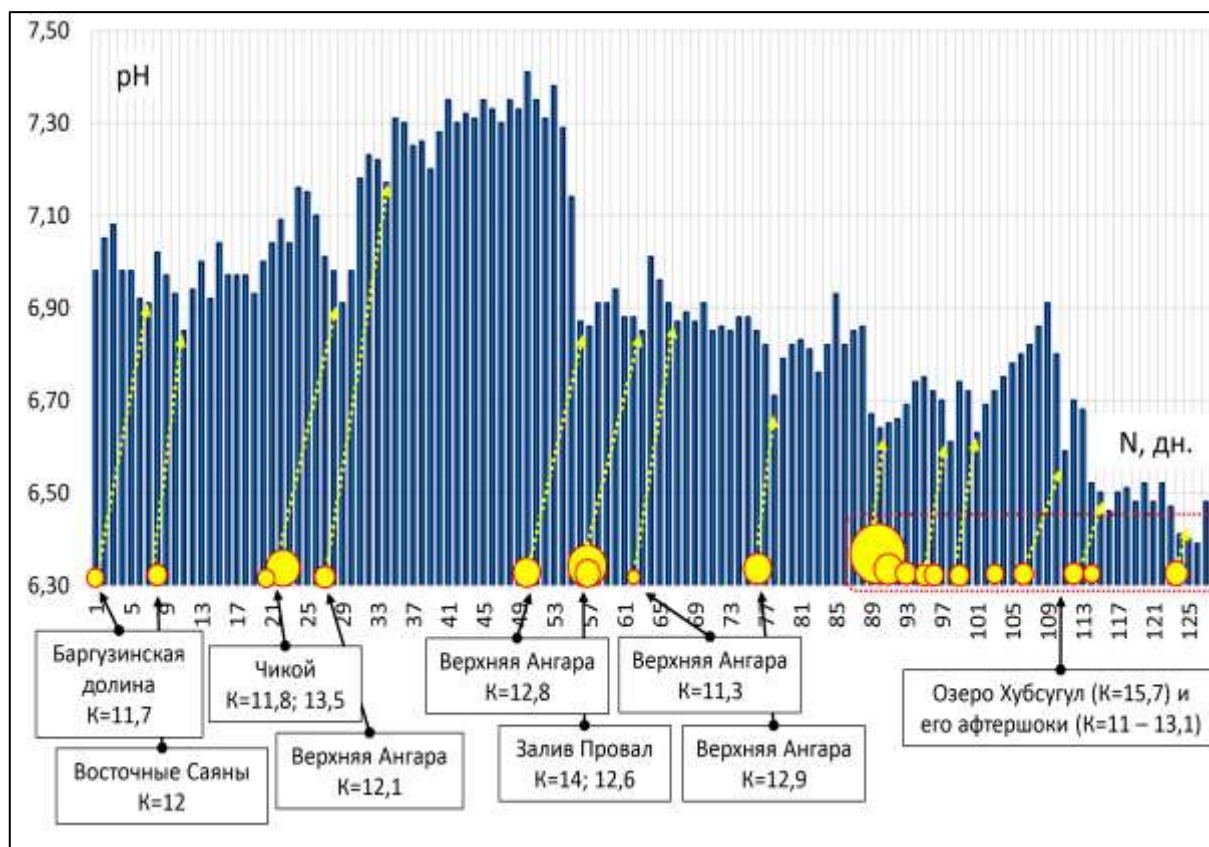


Рис. 4. График изменения pH воды станции № 190 Култукского полигона в период с 15 октября 2020 года по 18 февраля 2021 года. По горизонтальной оси указаны дни с начала серии наблюдения (1 – 15.10.20; 127 – 18.02.21). Желтыми кружками отмечены сейсмические события $K > 11$; размер кружка соответствует энергетическому классу события; ниже графика указана информация о сейсмических событиях. Пунктирными стрелками указаны аномалии pH, предположительно соответствующие сейсмическим событиям

Fig. 4. Schedule of changes in the pH of the water of station No. 190 of the Kultuk landfill from October 15, 2020 to February 18, 2021. The horizontal axis indicates the days from the start of the observation series (1- 15.10.20; 127 - 18.02.21). Yellow circles indicate seismic events $K > 11$; the size of the circle corresponds to the energy class of the event; below the graph is information about seismic events. The dotted arrows indicate pH anomalies assumed to correspond to seismic events

На рисунке 5 показаны зависимости количества предшествующих сейсмическому событию дней от начала (А) и конца (Б) локальной аномалии ОВП до даты сейсмического события относительно его энергетического класса. Как видно из диаграммы начало проявления аномалии хорошо коррелируется с энергетическим классом события.

Коэффициент корреляции (R), составляющий -0.84 превышает граничные пределы для данной выборки. Наблюдается четко выраженная линейная зависимость, регрессионное уравнение для которой также показано на диаграмме. Для завершения аномального отклика подобная зависимость от класса события выражена слабо: R не превышает 0.16 .

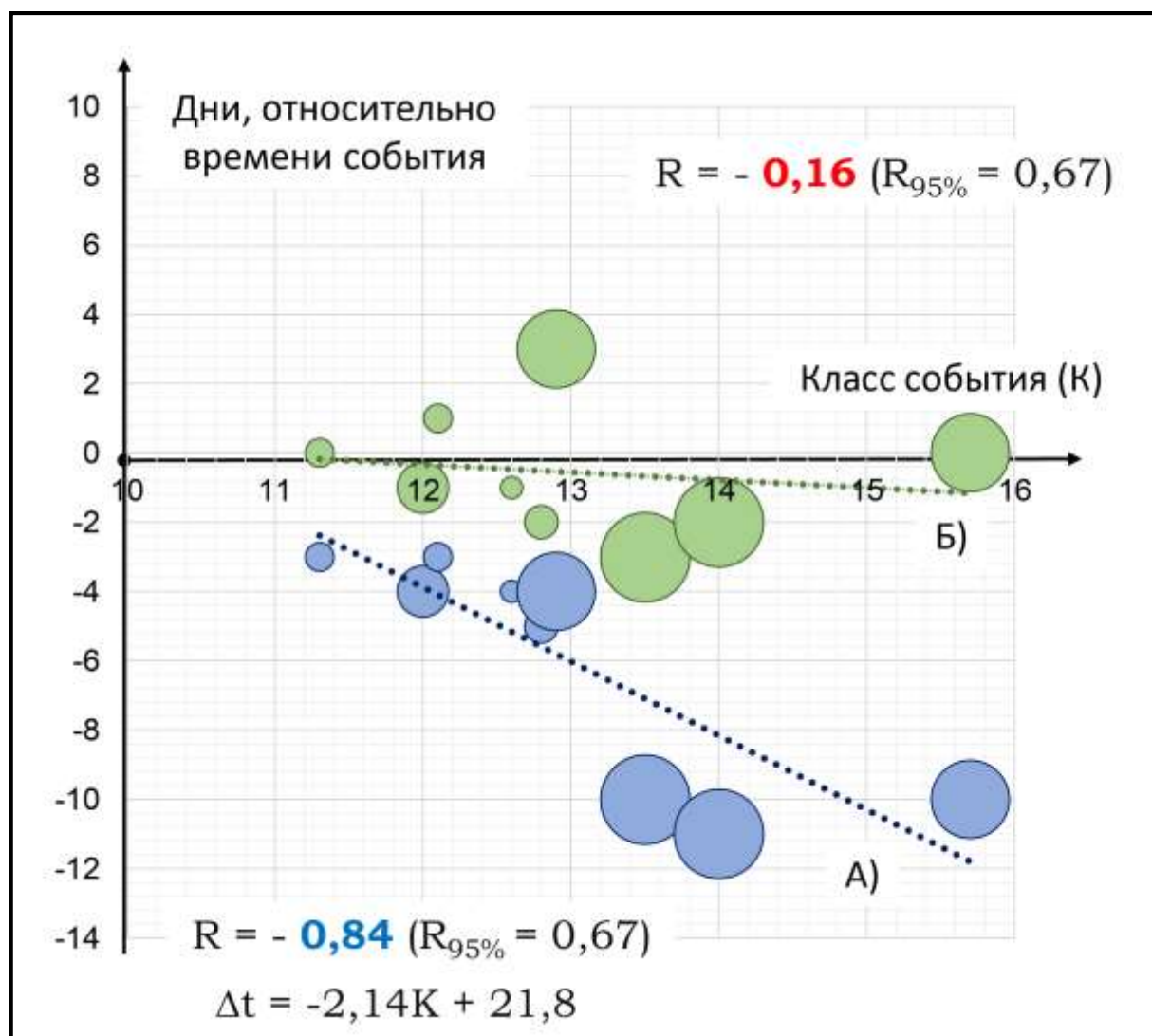


Рис. 5. Зависимости изменения числа дней начала (А) и конца (Б) локальной аномалии ОВП воды станции № 190 Култукского полигона относительно класса сейсмического события. Размер кружков соответствует относительной амплитуде локальной аномалии ОВП. На диаграмме указаны коэффициенты корреляции (R) анализируемых параметров. Шрифтом синего цвета выделен R показывающий значимую статистическую связь, красного цвета – отсутствие значимой связи. Пунктирной линией показана линейная регрессионная зависимость, и соответствующее ей регрессионное уравнение

Fig. 5. Dependencies of the change in the number of days of beginning (A) and end (B) of the local ORP anomaly of the water of station No. 190 of the Kultuk polygon relative to the class of the seismic event. The size of the circles corresponds to the relative amplitude of the local ORP anomaly. The diagram shows correlation coefficients (R) of the analyzed parameters. The blue font indicates R showing a significant statistical relationship, red - no significant relationship. The dotted line shows the linear regression relationship and its corresponding regression equation

На рисунке 6 показано как энергетический класс события влияет на то за какое время до его наступления аномалия ОВП достигает экстремального значения и какова её «ширина». Время экстремума аномалии относительно даты события и ширина аномалии ОВП имеют значимую статистическую

зависимость от энергетического класса события. При этом аномалия ОВП предшествует сейсмическому событию – чем больше выделяемая энергия, тем раньше возникает аномалия. При этом «ширина» аномалии ОВП прямо пропорциональна классу события. Таким образом, из четырех характеристик

времени появления аномалии ОВП (начало, конец, экстремум, «ширина») наибольшая статистическая корреляция с классом

события отмечается у продолжительности аномалии («ширины») – $R=0.93$.

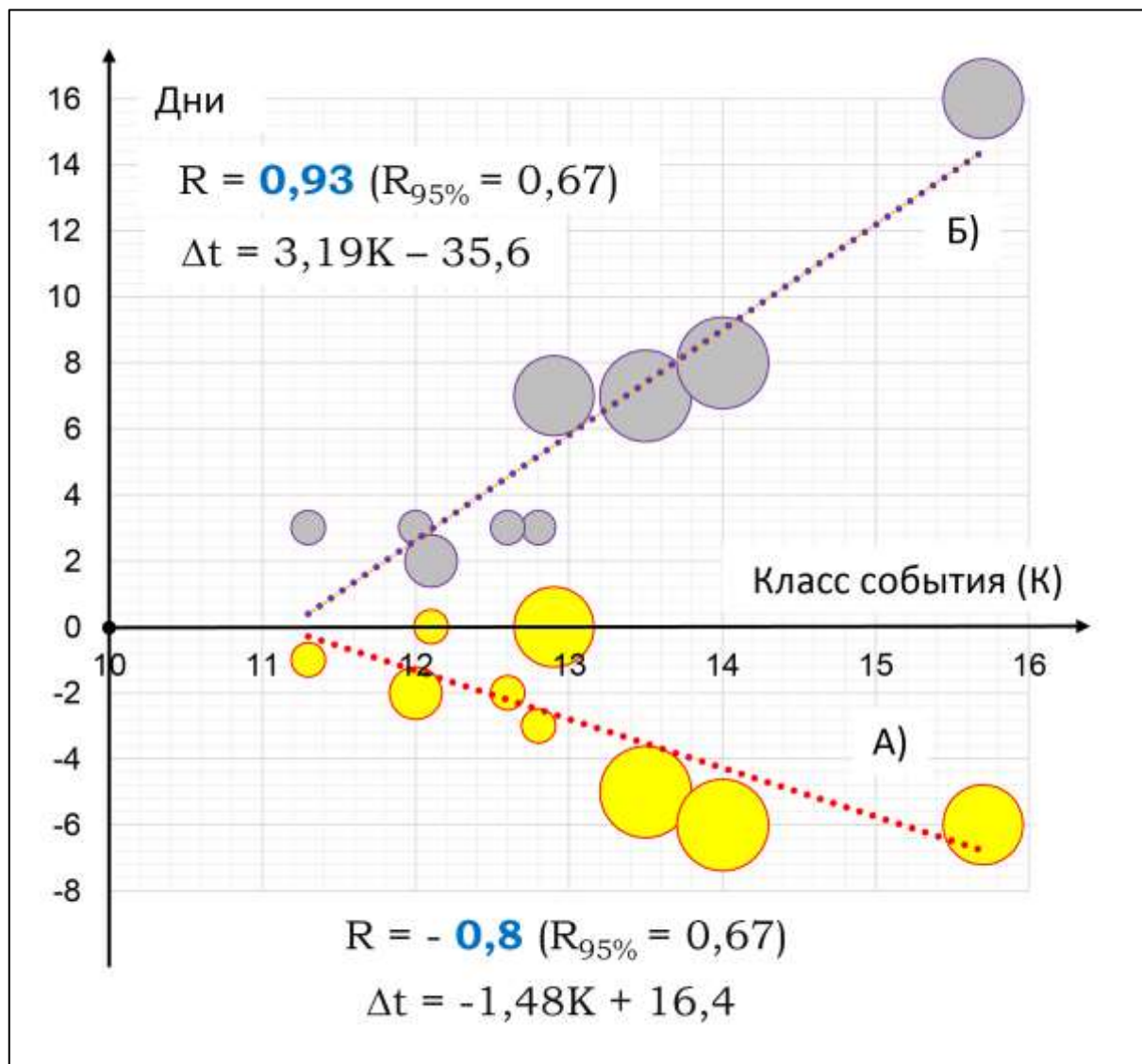


Рис. 6. Зависимости изменения числа дней достижения экстремума локальной аномалии ОВП по отношению к дате события (А) и её продолжительности (Б) для станции № 190 Култукского полигона относительно класса сейсмического события. Размер кружков соответствует относительной амплитуде локальной аномалии ОВП. На диаграмме указаны коэффициенты корреляции (R) анализируемых параметров. Шрифтом синего цвета выделен R показывающий значимую статистическую связь. Пунктирной линией показана линейная регрессионная зависимость, и соответствующее ей регрессионное уравнение

Fig. 6. Dependencies of the change in the number of days of reaching the extremum of the local AFP anomaly in relation to the date of the event (A) and its duration (B) for station No. 190 of the Kultuk polygon relative to the class of the seismic event. The size of the circles corresponds to the relative amplitude of the local ORP anomaly. The diagram shows correlation coefficients (R) of the analyzed parameters. The blue font indicates R showing a significant statistical relationship. The dotted line shows the linear regression relationship and its corresponding regression equation

Кроме того, был проведен анализ взаимосвязи относительной амплитуды аномалии - Аовп и удаленности эпицентра

сейсмического события от станции наблюдения (S) и класса события (K) (рис. 7).

Как и следовало ожидать чем больше удаленность эпицентра, тем ниже аномальный отклик в изменении ОВП, но уровень этой статистической зависимости, как ни странно, низок. Коэффициент корреляции (0.54) ниже порогового значения для данной выборки при доверительной вероятности 0.95 (0.71). При этом заметно, что чем больше удаление

эпицентра события, тем меньше аномальный эффект.

Более значимая статистическая связь аномалии ОВП выявлена с энергетическим классом сейсмического события. Здесь коэффициент корреляции получился немного выше порогового значения. Чем выше энергия события, тем больше понижается значение ОВП подземных вод.

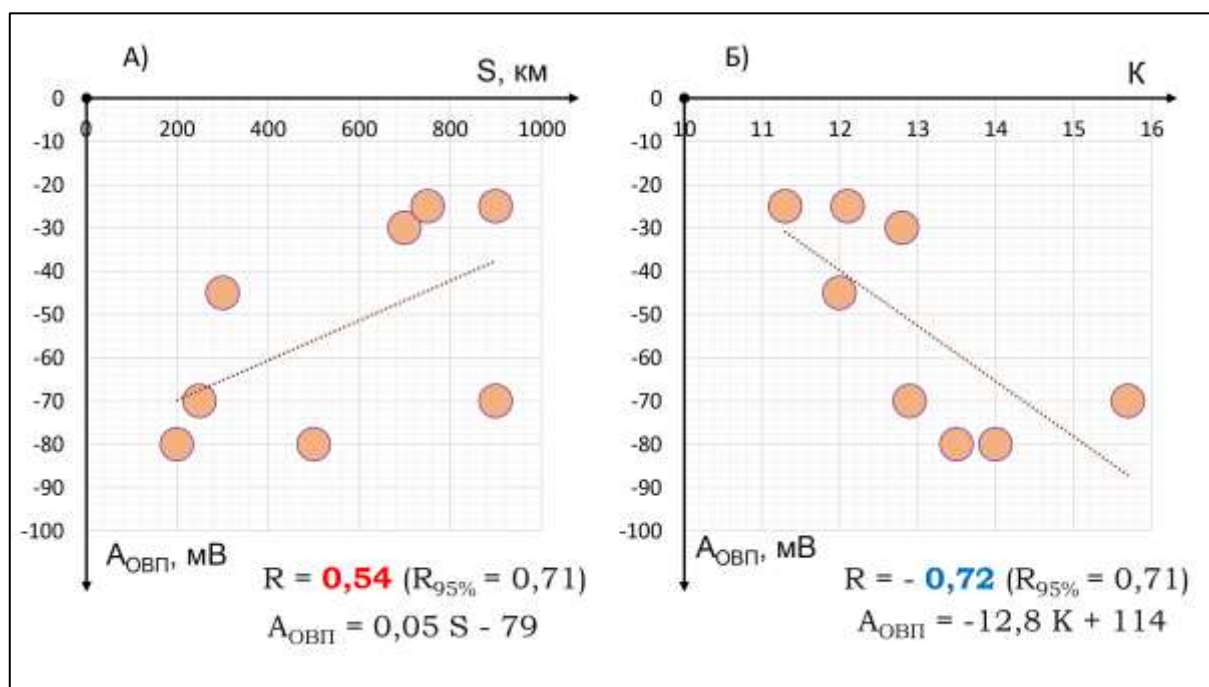


Рис. 7. Зависимости изменения относительной амплитуды аномалии ОВП ($A_{ОВП}$) от удаленности эпицентра сейсмического события от станции наблюдения – S (А) и класса события – K (Б). На диаграмме указаны коэффициенты корреляции (R) анализируемых параметров. Шрифтом синего цвета выделен R показывающий значимую статистическую связь; красного цвета – отсутствие значимой связи. Пунктирной линией показана линейная регрессионная зависимость, и соответствующее ей регрессионное уравнение

Fig. 7. Dependence of the change in the relative amplitude of the ORP anomaly ($A_{ОРР}$) on the distance of the epicenter of the seismic event from the observation station - S (A) and the event class - K (B). The diagram shows correlation coefficients (R) of the analyzed parameters. The blue font indicates R showing a significant statistical relationship; red - no meaningful association. The dotted line shows the linear regression relationship and its corresponding regression equation

На рисунке 8 показаны зависимости количества предшествующих сейсмическому событию дней от начала (А) и достижения экстремума локальной аномалии рН (Б) до даты сейсмического события относительно его энергетического класса. Как видно из диаграммы начало проявления и экстремум аномалии рН коррелируется с энергетическим классом события, гораздо менее значимо, чем

в случае с ОВП. Коэффициенты корреляции, составляющие -0.45 и -0.49 не превышает граничные пределы для данной выборки, то есть аномалии рН (также, как и ОВП) имеют отрицательный знак. Наблюдается слабая линейная зависимость параметров, но в отличие от ОВП, аномалии которого предшествуют сейсмическому событию, аномалии рН появляются после него.

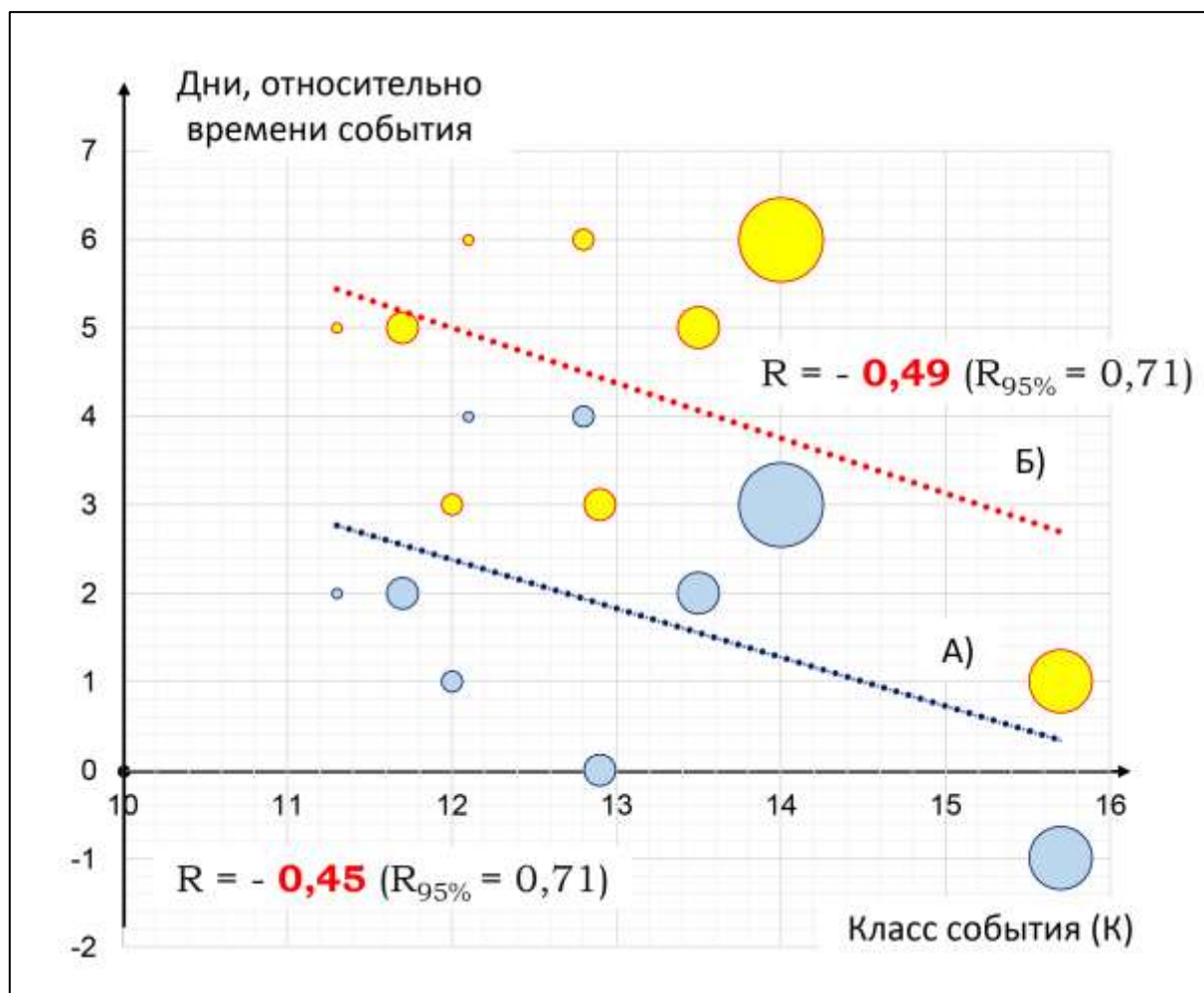


Рис. 8. Зависимости изменения числа дней начала (А) и достижения экстремума локальной аномалии рН (Б) воды по отношению к дате события от класса сейсмического события на станции № 190 Култукского полигона. Размер кружков соответствует относительной амплитуде локальной аномалии ОВП. На диаграмме указаны коэффициенты корреляции (R) анализируемых параметров. Шрифтом красного цвета выделен R показывающий отсутствие значимой связи. Пунктирной линией показана линейная регрессионная зависимость

Fig. 8. Dependence of the change in the number of start days (A) and the achievement of the extremum of the local anomaly pH (B) of water in relation to the date of the event on the class of the seismic event at station No. 190 of the Kultuk landfill. The size of the circles corresponds to the relative amplitude of the local ORP anomaly. The diagram shows correlation coefficients (R) of the analyzed parameters. The red font indicates R indicating the absence of a significant relationship. Dashed line shows linear regression relationship.

Также, как и для ОВП, ширина аномалий рН имеют значимую статистическую связь с классом сейсмического события – чем выше

выделяемая энергия, тем дольше длится аномальный отклик (рис. 9А).

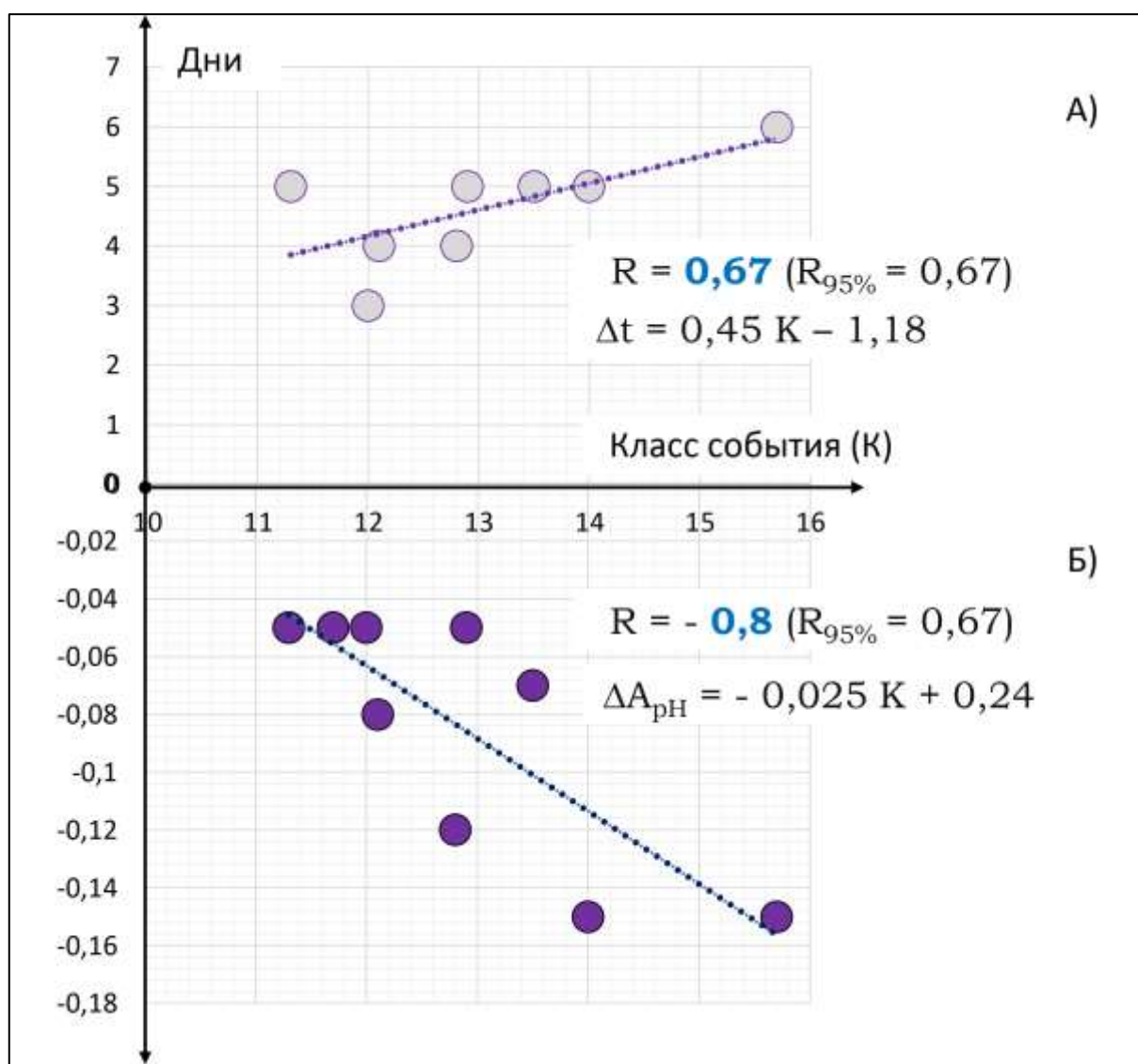


Рис. 9. Зависимости изменения продолжительности локальной аномалии рН (А) и скорости её формирования (Б) для станции № 190 Култукского полигона относительно класса сейсмического события. На диаграмме указаны коэффициенты корреляции (R) анализируемых параметров. Шрифтом синего цвета выделен R показывающий значимую статистическую связь. Пунктирной линией показана линейная регрессионная зависимость, и соответствующее ей регрессионное уравнение

Fig. 9. Dependencies of the change in the duration of the local anomaly pH (A) and the rate of its formation (B) for station No. 190 of the Kultuk polygon relative to the class of the seismic event. The diagram shows correlation coefficients (R) of the analyzed parameters. The blue font indicates R showing a significant statistical relationship. The dotted line shows the linear regression relationship and the corresponding regression equation

Интересные результаты дало сравнение скорости формирования локальной аномалии (градиента) рН (ΔA_{pH}) с классом сейсмического события. На рисунке 9Б отчетливо видно, что чем выше выделяемая энергия, тем быстрее происходит появление отрицательной локальной аномалии.

Таким образом, чем выше класс сейсмического события, тем быстрее формируется аномалия рН, и тем больше её продолжительность.

На рисунке 10 показаны результаты анализа взаимосвязи относительной амплитуды аномалии – A_{pH} и удаленности эпицентра

сейсмического события от станции наблюдения (S) и класса события (K).

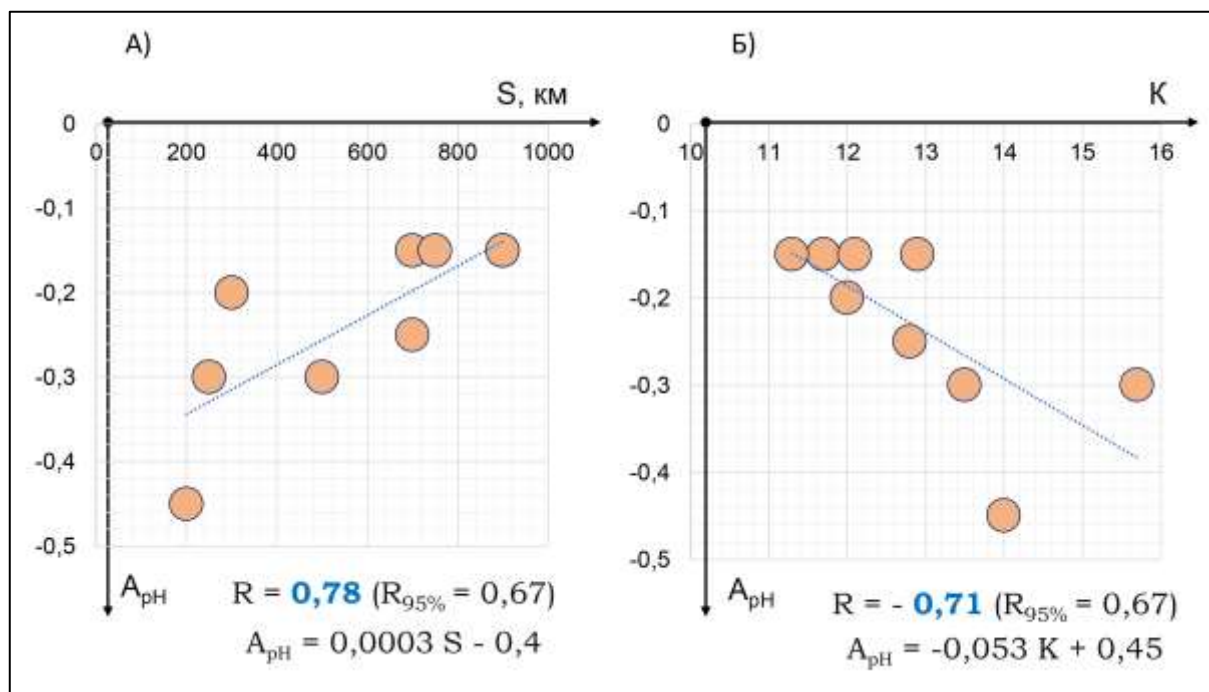


Рис. 10. Зависимости изменения относительной амплитуды аномалии рН (A_{pH}) от удаленности эпицентра сейсмического события от станции наблюдения - S (А) и класса события – K (Б). На диаграмме указаны коэффициенты корреляции (R) анализируемых параметров. Шрифтом синего цвета выделен R показывающий значимую статистическую связь. Пунктирной линией показана линейная регрессионная зависимость, и соответствующее ей регрессионное уравнение

Fig. 10. Dependencies of the change in the relative amplitude of the pH (A_{pH}) anomaly on the distance of the epicenter of the seismic event from the observation station - S (A) and the event class - K (B). The diagram shows correlation coefficients (R) of the analyzed parameters. The blue font indicates R showing a significant statistical relationship. The dotted line shows the linear regression relationship and the corresponding regression equation

Также, как и для ОВП, амплитуда рН зависит от класса сейсмического события – чем больше выделяемая энергия, тем больше аномальный отклик.

Но в отличие от аномалий ОВП, для которых зависимость от удаленности эпицентра проявлена слабо, для аномалий рН обратная корреляция с удаленностью от эпицентра имеет более значимую величину (рис. 10Б). Чем больше удаление эпицентра события, тем меньше аномальный эффект. (С учетом того, что аномалия имеет отрицательные значения коэффициенты корреляции на диаграмме показаны положительным для обратной зависимости от удаленности эпицентра и отрицательными для прямой зависимости от класса события.)

Заключение

Проведенный анализ электрохимических откликов в подземных водах станции № 190 Култукского полигона на сейсмические события второй половины 2020 года, показал, что сейсмическая активность Прибайкалья отражается в изменении значений ОВП и рН.

Сейсмические события с $K > 11$ создают локальные аномалии ОВП и рН. Причем если аномалии ОВП предшествуют событию, то отклики в распределении рН, как правило, появляются после него.

Значимая статистическая корреляция относительно энергетического класса события проявляется в количестве числа дней достижения экстремума аномалии (для ОВП – до, для рН – после); её продолжительности и скорости формирования. Амплитуда аномалий

ОВП и pH прямо пропорциональна классу события и обратно пропорциональна удаленности эпицентра.

Полученные данные согласуются с выявленными зависимостями при анализе последствий Хубсугульского землетрясения (2021 г.) (Снопков и др., 2023).

Конечно, анализируемый период наблюдений (127 дней) недостаточен для того, чтобы делать выводы постоянность подобных зависимостей. Изменение тектонической обстановки в регионе без сомнения может влиять на то, как сейсмическая активность влияет на электрохимические свойства подземных вод. И подобный анализ изменения параметров подземных вод под воздействием сейсмической активности нужно продолжать.

Литература

Ильясова А.М., Снопков С.В. Косейсмические временные вариации термофильного элемента Si подземных вод западного побережья оз. Байкал в 2012–2022 гг. // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 72–105.

Ильясова А.М., Чувашова И.С. Косейсмические вариации Li в подземных водах станции 27 Култукского полигона // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 106–123.

Рассказов С.В., Снопков С.В., Борняков С.А. Соотношение времени землетрясений Байкало-Хубсугульской активизации с вариациями окислительно-восстановительного потенциала в подземных водах Култукского полигона // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 181–201.

Снопков С.В., Куролентко А.А. Хубсугульское землетрясение 12 января 2021 г. и афтершоки: электрохимические отклики подземных вод юго-западного побережья Байкала // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 172–180.

Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Борняков С.А., Снопков С.В. Култукское сочленение активных разломов Южно-Байкальской впадины и Главного Саянского разлома: чувствительный полигон гидрогеохимического мониторинга подготовки сильного землетрясения // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного памяти профессора С.И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. / ФГБУН ИЗК СО РАН; ФГБОУ ВО

«ИГУ». Иркутск: Издательство ИГУ, 2021. С. 225–226.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В. Сравнительные исследования косейсмических изменений концентраций термофильных элементов Si, Na и Li в подземных водах ст. 27 на Култукском полигоне, оз. Байкал // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 124–140.

Чебыкин Е.П., Чувашова И.С. Косейсмическая химическая гидрогеодинамика Култукского резервуара подземных вод: индикаторные роли Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и ^{234}U // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 141–171.

References

Ilyasova A.M., Snopkov S.V. Koseismic time variations of the thermophilic element Si of groundwater on the west coast of Lake Baikal in 2012–2022. // *Geology and environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 72–105.

Ilyasova A.M., Chuvashova I.S. Koseismic variations of Li in the groundwater of station 27 of the Kultuk landfill. // *Geology and environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 106–123.

Rasskazov S.V., Snopkov S.V., Bornyakov S.A. Relation of time of earthquakes of Baikal-Khubsugul activation with variations of redox potential in underground waters of Kultuk polygon. // *Geology and environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 181–201.

Snopkov S.V., Kurolenko A.A. Khubsugul earthquake on January 12, 2021 and aftershocks: electrochemical responses of groundwater of the southwestern coast of Lake Baikal. // *Geology and environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 172–180.

Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Snopkov S.V. Kultuk junction of active faults of the South Baikal Depression and the Main Sayan Fault: a sensitive hydrogeochemical monitoring site for the preparation of a strong earthquake//Raztuk scrap formation in the lithosphere and related processes: tectonophysical analysis: theses of the reports of the All-Russian meeting dedicated to the memory of Professor S. I. Sherman. Irkutsk, April 26–30, 2021/FSBSI SB RAS; FSBEI HE "ISU." Irkutsk: ISU Publishing House, 2021. P. 225–226.

Chebykin E.P., Rasskazov S.V. Comparative studies of coseismic changes in the concentrations of thermophilic elements Si, Na and Li in groundwater of Art. 27 at the Kultuk training ground, Lake Baikal // *Geology and environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 124–140.

Chebykin E.P., Chuvashova I.S. Koseismic chemical hydrogeodynamics of the Kultuk underground water reservoir: indicator roles Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и

^{234}U //Geology and environment. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 141-171.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,

Иркутский государственный университет,

доцент,

664033, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 91,

Сибирская школа геонаук Иркутский национальный исследовательский технический университет, научный сотрудник,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor,

Karl Marx st., 1, Irkutsk, 664003, Russia,

Irkutsk State University,

Associate Professor,

91 Lermontov st., Irkutsk, 664033, Russia,

Siberian School of Geosciences Irkutsk National Research Technical University,

Researcher,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Богданова Ирина Анатольевна,

664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,

Иркутский государственный университет,

старший преподаватель,

email: irinairk@gmail.com.

Bogdanova Irina Anatolyevna,

Karl Marx st., 1, Irkutsk, 664003, Russia,

Irkutsk State University,

Senior lecturer,

email: irinairk@gmail.com.

МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

УДК 550.844+546.791.027+632.126

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.21>EDN: [MFMHEI](#)

Мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в 2024–2026 гг.: снижение пьезоэлектрических эффектов ледовых покровов оз. Байкал или потеря чувствительности приема сигналов?

С.В. Рассказов^{1,2}, И.А. Асламов³, С.В. Снопков^{2,4}, Е.П. Чебыкин¹, А.М. Ильясова¹¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия⁴Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

Аннотация. Выполнен сравнительный анализ записей окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) подземных вод Култукского полигона в ледоставы Байкала 2024, 2025 и 2026 гг. В вариациях ОВП января-марта 2024 г. выявлены отчетливые пьезоэлектрические эффекты, наблюдавшиеся в виде регулярных ОВП-минимумов, сопровождавших деформации ледового покрова озера. Во время ледостава января-апреля 2025 г. в записях ОВП установлены только редкие ОВП-минимумы, а во время ледостава января-апреля 2026 г. зарегистрированы два осложнения записей, связанные с деформацией ледового покрова: резкое снижение значений ОВП в начале (26 января) и единственный глубокий минимум в конце (13 апреля). Выявлена зависимость проявления вариаций ОВП, соответствующих пьезоэлектрическим эффектам льда, от сейсмогенных деформаций в коре Байкальской рифтовой системы (БРС) и магнитных бурь, хотя не исключена возможность исчезновения минимумов ОВП в записях 2025–2026 гг. вследствие нарушения чувствительности приема сигналов сенсором.

Keywords: подземные воды, мониторинг, окислительно-восстановительный потенциал, землетрясения, Байкал

Groundwater Oxidation-Reduction Potential Monitoring 2024–2026: Reduction of Piezoelectric Effects of Lake Baikal Ice Covers or Loss of Signal Reception Sensitivity?

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.A. Aslamov³, S.V. Snopkov^{2,4}, E.P. Chebykin¹, A.M. Ilyasova¹¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Статья получена: 05.07.2026; исправлена: 16.07.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П., Мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в 2024–2026 гг.: снижение пьезоэлектрических эффектов ледовых покровов оз. Байкал или потеря чувствительности приема сигналов? // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 21–34. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.21. EDN: MFMHEI

Article received: 05.07.2026; corrected: 16.07.2026; accepted: 17.07.2026.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Groundwater oxidation-reduction potential monitoring 2024–2026: Reduction of piezoelectric effects of Lake Baikal ice covers or loss of signal reception sensitivity? // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 21–34. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.21. EDN: MFMHEI

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract. A comparative analysis of the oxidation-reduction potential (ORP) records of groundwater in the Kultuk area during the 2024, 2025, and 2026 Baikal freeze-ups was performed. Distinct piezoelectric effects were revealed in the ORP variations in January–March 2024, observed as regular ORP minima accompanying the deformations of the lake ice cover. During the January–April 2025 freeze-up, only rare ORP minima were revealed in the ORP records, and during the January–April 2026 freeze-up, two complications in the records associated with ice cover deformations were recorded: a sharp decrease in ORP values at the beginning (January 26) and a single deep minimum at the end (April 13). A dependence of ORP variations corresponding to the piezoelectric effects of ice on seismogenic deformations in the crust of the Baikal Rift System (BRS) and magnetic storms has been revealed, although the possibility of the disappearance of ORP minima in the records of 2025–2026 due to a violation of the sensitivity of signal reception by the sensor cannot be ruled out.

Keywords: groundwater, monitoring, redox potential, earthquakes, Baikal

Введение

На Култукском полигоне Байкальской рифтовой системы (БРС) установлены два сенсора, регистрирующие окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) подземных вод, pH и температуру в режиме реального времени. Один сенсор (ст. 9, Земляничная) установлен в водозаборной скважине на Обручевском разломе, другой (ст. 184, Школьная) – в водозаборной скважине на Култукской тектонической ступени осевой части Байкальской рифтовой зоны (Рассказов и др., 2023). Основная задача мониторинга подземных вод заключается в оперативной оценке сейсмогенного состояния коры БРС по вариациям ОВП подземных вод.

После экспериментальных и теоретических работ по пьезоэлектрическим эффектам в кварце и других минералах как результата распространения сейсмических волн (Волярович, Пархоменко, 1954; Волярович, Соболев, 1965, 1969), теоретически предлагалось использовать для прогноза землетрясений наблюдения ОВП подземных вод (Balk et al., 2009; Bleier et al., 2010; Freund, 2013). В качестве причины изменения электрохимических параметров подземных вод предполагалось проявление пероксидных дефектов, существующих в структурах породообразующих минералов (кварца), с развитием электрохимических процессов при ведущей роли подземных вод в качестве электролита. Согласно теории, обычные магматические и метаморфические породы содержат спящие дефекты кристаллической структуры, которые при механическом напряжении высвобождают носители электронного заряда. Таким образом, порода представляет собой электрический аккумулятор. Носителями заряда в кварцевых породах являются дефектные электроны,

известные как «положительные дыры» – электронные состояния, связанные с O^- в матрице O^{2-} . Дефектные электроны перемещаются по градиентам напряжений на расстояния порядка метров в лабораторных экспериментах и километров в полевых условиях. На границе раздела порода–вода дефектные электроны порождают высокоактивные радикалы кислорода, которые окисляют воду (H_2O) до перекиси водорода (H_2O_2). При этом на каждые два носителя заряда образуется одна молекула H_2O_2 . В лабораторных экспериментах электрическая цепь замыкалась путем прокладки медного проводника от нагруженной породы к ненапряженной. В естественных условиях замыкание цепи может быть обеспечено за счет электролитической проводимости подземных вод (Balk et al., 2009).

На практике использование мониторинга для прогноза землетрясений, однако, до сих пор не реализовано. На Култукском полигоне измерения проводятся 3 года. Регистрации сейсмогенных деформаций коры по вариациям ОВП мешают деформации ледового покрова оз. Байкал. Каждый год озеро покрывается льдом. С приходом весны и возрастанием температуры воздуха лед расширяется и деформируется. ОВП-записи эффектов, сопровождающих деформации льда, можно принять за сигналы сейсмогенных деформаций коры.

Сенсор ст. 9 находится в скважине, приблизительно, на уровне зеркала озера, поэтому вариации ОВП в ее водах весьма чувствительны к пьезоэлектрическим эффектам, связанным с деформациями ледового покрова Байкала, тогда как сенсор ст. 184 находится на 20 м выше уровня Байкала, поэтому пьезоэлектрические эффекты на этой станции не регистрируются. На ст. 9 установлены

существенные различия ОВП-записей ледоставов 2024, 2025 и 2026 гг. Возникает вопрос о причинах различий. Во время каждого ледостава могло эпизодически включаться влияние различных факторов, отразившихся в вариациях ОВП, таких как магнитные бури, усиление и ослабление сейсмичности и вариации толщины ледового покрова. Возможно, были и другие (в том числе, технические) причины, вызывавшие искажения записей.

Цель настоящей статьи – провести сравнительный анализ различий ОВП-эффектов подземных вод, связанных с деформациями ледового покрова в 2024, 2025 и 2026 гг. и определить вероятные причины этих различий.

Сравнительный анализ результатов ОВП-записей в ледоставы 2024-2026 гг.

Выражение пьезоэлектрических эффектов в записях ОВП

В записях ОВП ст. 9 в 2024 г. наблюдались весьма отчетливые минимумы ОВП, вызванные пьезоэлектрическими эффектами деформаций ледового покрова озера. Электрический характер эффектов был выявлен в самом начале их появления 07–14 февраля 2024 г. (Снопков и др., 2024) (рис. 1а).

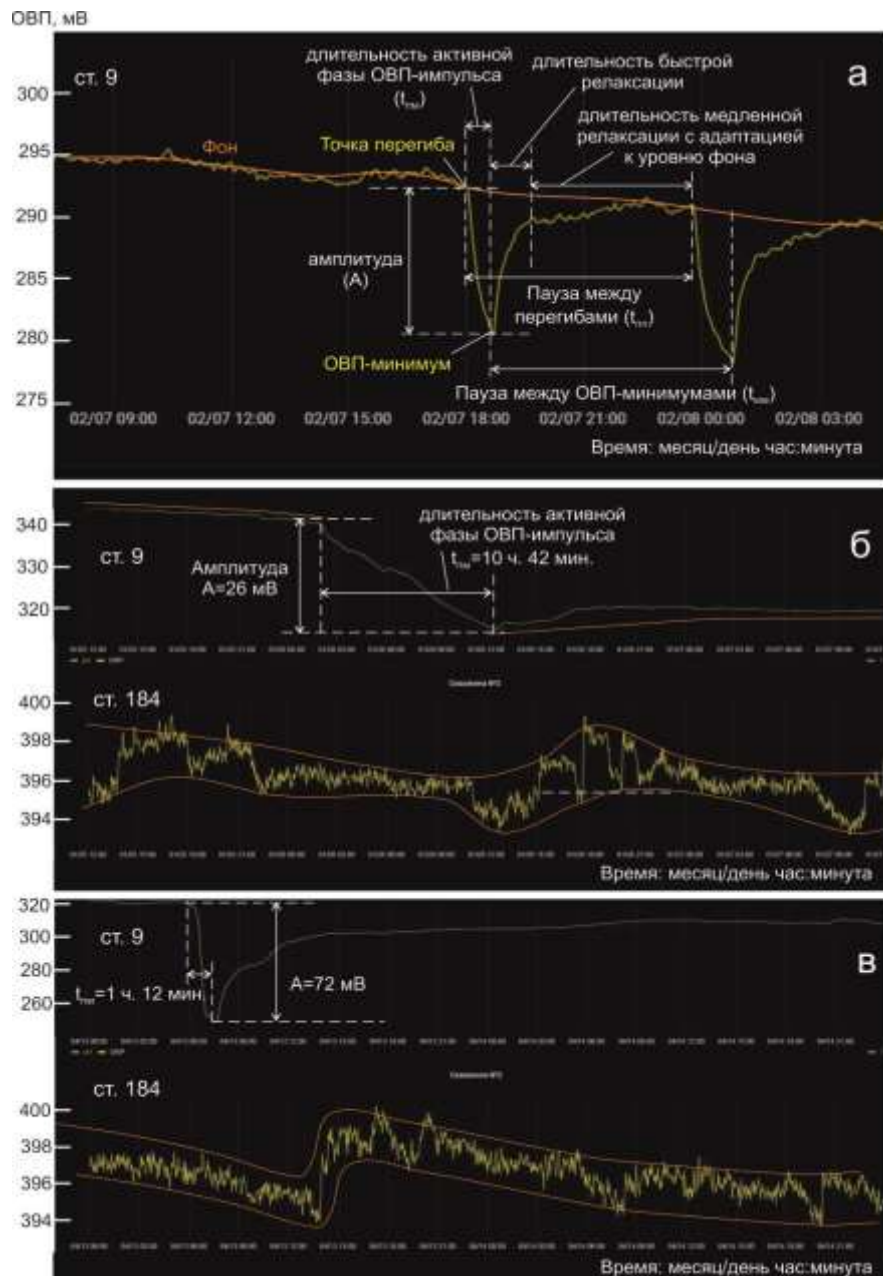


Рис. 1. Сопоставление ОВП-записей ст. 9 с проявлением пьезоэлектрических эффектов во время ледоставов 2024 и 2026 гг. *а* – характеристические параметры отчетливо выраженных

повторяющихся минимумов ОВП в 2024 г. (рисунок выполнен на основе графика, полученного в режиме реального времени в начале появления ряда импульсов 07–08 февраля 2024 г.) (Снопков и др., 2024); *б* – падение ОВП ст. 9 26 января в начале ледостава 2026 г.; *в* – импульс ОВП ст. 9 13 апреля в конце ледостава 2026 г. Для сравнения на панелях *б* и *в* приводятся записи одно-временных вариаций ОВП ст. 184 без признаков пьезоэлектрических эффектов. Здесь и далее значения ОВП, полученные на хлор-серебряном катоде прибора, приблизительно на 200 мВ выше Eh (значения, нормированного к водороду)

Fig. 1. Comparison of ORP records from station 9 with the manifestation of piezoelectric effects during the ice formations of 2024 and 2026. *a* – characteristic parameters of repeating ORP minima in 2024. The figure is based on a graph obtained in real-time monitoring at the beginning of the appearance of a series of pulses (February 07–08, 2024) (Snopkov et al., 2024). *б* – drop in ORP at station 9 on January 26 at the beginning of freeze-up in 2026; *в* – ORP pulse at station 9 on April 13 at the end of freeze-up in 2026. For comparison, panels *б* and *в* show records of simultaneous ORP variations at station 184 without signs of piezoelectric effects. From here on, the ORP values, obtained on the silver-chloride cathode of the device are approximately 200 mV higher than Eh (the value normalized to hydrogen)

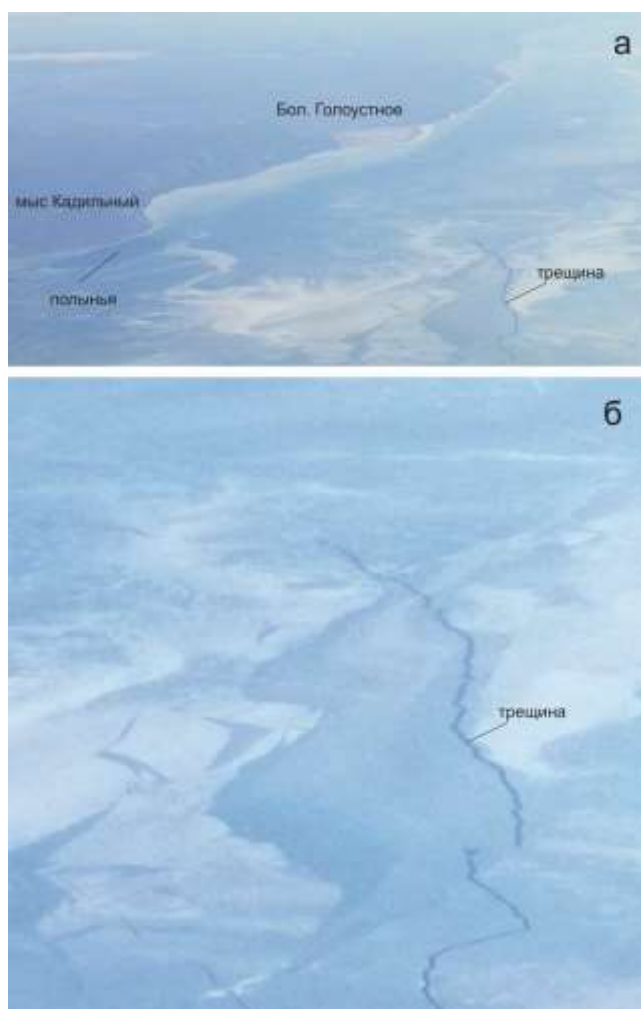


Рис. 2. Снимки протяженной трещины во льду оз. Байкал. *a* – пространственное соотношение северного окончания трещины с пос. Большое Голоустное и мысом Кадильный; *б* – более детальный вид трещины. Снимки сделаны 17 апреля 2026 г. с Трещина могла образоваться 13 апреля. Образование трещины отразилось в снижении ОВП ст. 9 на 72 мВ (см. рис. 1б)

Fig. 2. Images of a long crack in the ice of Lake Baikal. *a* – spatial relationship between the northern end of the crack with the village of Bolshoe Goloustnoye and Cape Kadilny; *б* – more detail view of the crack. Images were taken on April 17, 2026. The crack may have formed on April 13. The formation of the crack was reflected in a decrease in the ORP at station 9 by 72 mV (see Fig. 1б)

В 2026 г. лед оз. Байкал встал в районе Култука 18 января. Каких-либо особых эффектов, подобных эффектам ледостава 2024 г., в записях ст. 9 не наблюдалось вплоть до 26 января 2026 г., когда в 05 ч. 51 мин. линия ОВП-записей резко пошла вниз (рис. 16). Это падение ОВП было единственным проявлением пьезоэлектрического эффекта в начале ледостава 2026 г. (Рассказов и др., 2026а). Снижение ОВП 13 апреля от 322 до 250 мВ в записях ст. 9 отражает единственный (весьма значительный) пьезоэлектрический эффект в конце ледостава. Линия ОВП 13 апреля отличается по конфигурации от линии 26 января на порядок меньшей длительностью падения ОВП и наличием восходящей ветви после достижения минимума. Конфигурация линии ОВП 13 апреля в общем подобна конфигурации регулярных минимумов ОВП в феврале–марте 2024 г. (рис. 1а,в).

17 апреля 2026 г., около 12 часов дня, с пассажирского самолета было сделаны снимки трещины, протянувшейся на 1–2 сотни км при расхождении ее бортов на десятки и сотни метров. Стволовая трещина ледового покрова образовалась южнее пос. Бол. Голоустное. Напротив мысов Бол. и Мал. Кадильные наблюдалась обширная полынья (рис. 2).

Общее различие записей ОВП во время ледостава Байкала в 2024, 2025 и 2026 гг.

По результатам мониторинга ст. 9 в 2024 г. пьезоэлектрические эффекты, обусловленные пьезоэлектрическими эффектами деформаций ледового покрова озера, вписались в 30-суточную активность импульс-генерирующего процесса, который регулировался с 07 февраля до 07 марта квадратурными и сизигийными лунно-солнечными приливами (Асламов и др., 2024). С учетом геометрических характеристик отдельных импульсов – амплитуды ОВП (A) и паузы между импульсами ($t_{пп}$ и $t_{мм}$) – последовательность ОВП-импульсов разделилась на 4 интервала. При вступлении импульс-генерирующего процесса 07 февраля значения A составляли около 10 мВ, в середине февраля – менялись от 5 до 20 мВ, а в конце февраля – от 2 до 50 мВ. В начале марта амплитуда импульсов сократилась. С изменением амплитуды сменились межимпульсные паузы. При вступлении импульс-генерирующего процесса 07 февраля паузы составляли около 6 ч. В течение суток регистрировалось 4 импульса. Затем размах пауз изменился; одни импульсы сократились, другие стали более продолжительными (рис. 3).



Рис. 3. Полный ряд ОВП-импульсов подземных вод ст. 9 в интервале 07 февраля – 07 марта 2024 г., включительно. Арабскими цифрами 1, 27, 55 и 80 показаны номера начальных импульсов интервалов. Детальный анализ ОВП-записей этого временного интервала приведен в работе (Асламов и др., 2024)

Fig. 3. Complete series of ORP pulses of groundwater at station 9 in February 7 – March 7, 2024. Arabic numerals 1, 27, 55, and 80 indicate the numbers of the initial pulses in the intervals. Detail analysis of ORP records of this time interval is presented in (Aslamov et al., 2024)

С одной стороны, если провести аналогию между глубокими ОВП-минимумами и сильными деформационными событиями деформации ледового покрова, то получаются посуточные интервалы (25 ч. 52 мин. и 24 ч. 36 мин.), превышающие максимальную

оценку перерыва между генерацией становых трещин в отдельно взятом районе Байкала (15 ч.) (Ружич и др., 2009). С другой стороны, во время кульминационного интервала IIIб между глубокими минимумами под номерами 55–63 в течение суток произошло до

семи малых импульсов. Паузы между ними (в основном от 1 ч 34 мин до 3 ч 22 мин) можно сопоставить с паузами между ледовыми ударами 3 и 5 марта 2013 г., зарегистрированными с четырьмя преобладающими периодами, имеющими продолжительностью более 2000 секунд, максимальный из которых составил 8775 сек (или 2 час. 46 мин. 15 сек.). Эти колебания характеризовались как показательные для вариаций тектонических напряжений льда между главными ледовыми ударами (Борняков и др., 2016).

После завершения цикла вариаций ОВП-импульсов 07 февраля–07 марта 2024 г.,

сопровождаящих полный сизигийно-квадатурный цикл лунно-солнечных приливов, наступило время, в течение которого ОВП-импульсы отсутствовали. Единичный импульс с амплитудой (А) 11 мВ проявился 15 марта. Слабые возмущения в виде более слабых сдвоенных минимумов наблюдались 16 и 18 марта. Регулярно-повторявшиеся весьма глубокие минимумы на графике ОВП начались 20 марта и закончились 27 марта (рис. 4). Эти ОВП-эффекты сопровождали магнитную бурю и отчетливо зависели от характера возмущения магнитосферы (Чебыкин и др., 2024).

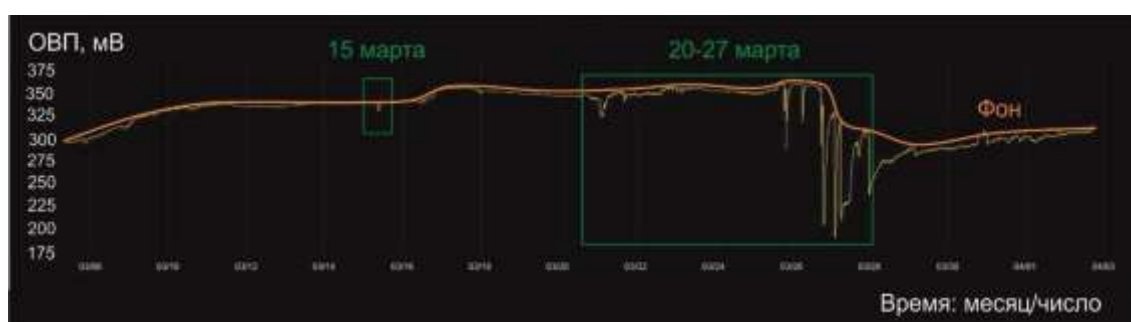


Рис. 4. Изменение ОВП подземных вод ст. 9 в марте 2024 года. Генерируется единичный небольшой ОВП-минимум 15 марта и серия весьма глубоких ОВП-минимумов 20–27 марта 2024 г. Детальный анализ ОВП-записей этого временного интервала приведен в работе (Чебыкин и др., 2024)

Fig. 4. Variation of the ORP in March 2024 at station 9. A series of pulses on 20–27 March 2024 and a single pulse on 15 March are marked. Detail analysis of the ORP records for this time interval is given in (Chebykin et al., 2024)

В начале марта 2025 г. проявилось последовательное усиление возмущений ОВП подземных вод ст. 9. С 1 по 8 марта наблюдались три возмущения: 2-го, 3–4-го и 5–6-го марта (рис. 5б). Первое из них было слабым. Оно началось в 12 ч 46 мин (ОВП=342 мВт) с выходом на минимум ОВП в 14 ч 08 мин (ОВП=340 мВт) с последующей релаксацией. Второе возмущение было сильнее: началось 3 марта в 17 ч 42 мин (ОВП=339 мВт) и вышло на минимум ОВП в 19 ч 32 мин (ОВП=336 мВт). Эта нестабильность завершилась 4 марта в 09 ч 20 мин. Третье возмущение ОВП проявилось еще сильнее. Оно началось 5 марта в 08 ч 12 мин (ОВП=339 мВт) и после продолжительных колебаний вышло на минимум 06 марта в 00 ч 52 мин (ОВП=336 мВт). Низкие значения ОВП сохранялись до 09 ч 34 мин. После поднятия до значения ОВП=343 мВт, последовал еще

один минимум в 15 ч 44 мин (ОВП=340 мВт) с последующим выходом на плато без заметных колебаний (Рассказов и др., 2025).

Возмущения ОВП 2-го и 3–4-го марта 2025 г. не сопровождалось изменениями рН и температуры, тогда как более сильное возмущение ОВП 5–6-го марта ассоциировались с колебаниями рН с выходом этого параметра на максимум (заметных изменений температуры не наблюдалось). Следовательно, два предшествующих эпизода возмущений ОВП можно считать как предваряющие событие, произошедшее 5–6-го марта. Прокачка скважины 7 марта с 20 ч 00 мин до 21 ч 20 мин сопровождалась понижением рН и возрастанием температуры (рис. 5а). Сигналы прокачки как артефакты явно отличались от природных сигналов ОВП, проявившихся со 2-го до 6-го марта.

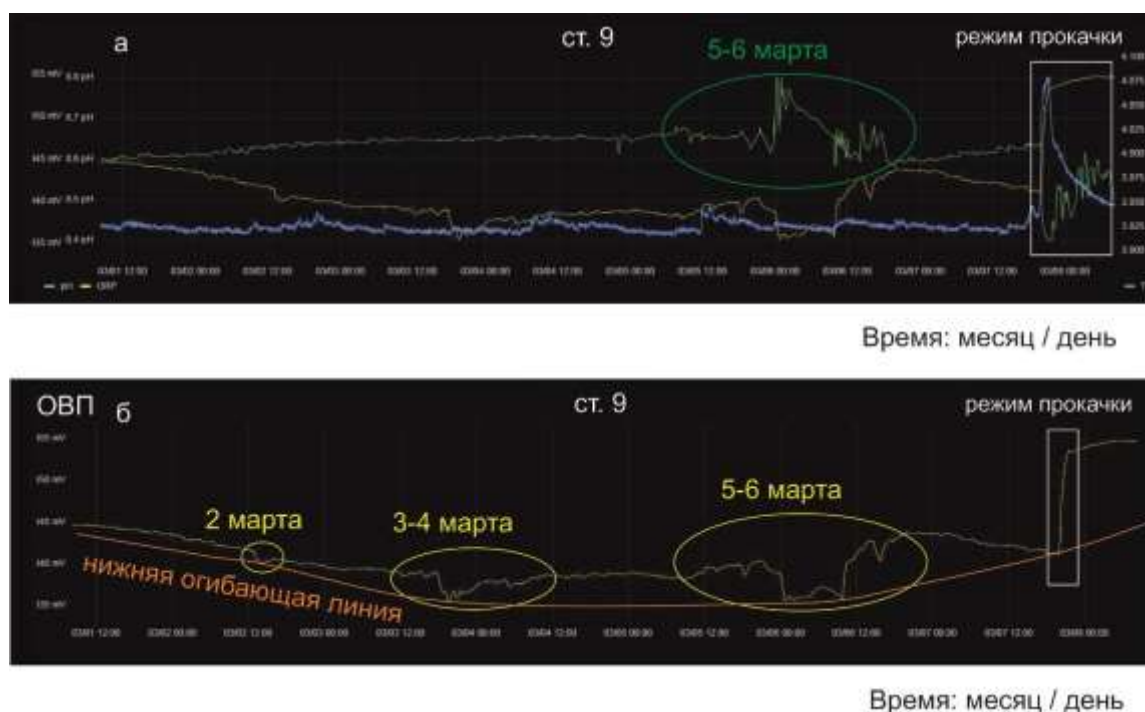


Рис. 5. Графики наблюдений 1–8 марта 2025 г. подземных вод ст. 9: *a* – ОВП, pH и температуры; *б* – ОВП

Fig. 5. Graphs of observations groundwater at station 9 for March 1–8, 2025: *a* – ORP, pH, and temperatures; *b* – ORP

На рис. 6а приведены ОВП-записи с 01 января до 06 апреля 2024 г. Записи апреля ограничены датой проведения калибровки сенсора, нарушившей наблюдения. Акцентируя на временных интервалах 07 февраля – 07

марта и 20–27 марта в ледостав 2024 г., нужно подчеркнуть главенство проявления пьезоэлектрических эффектов ледового покрова в первом интервале и магнитной бури – во втором.

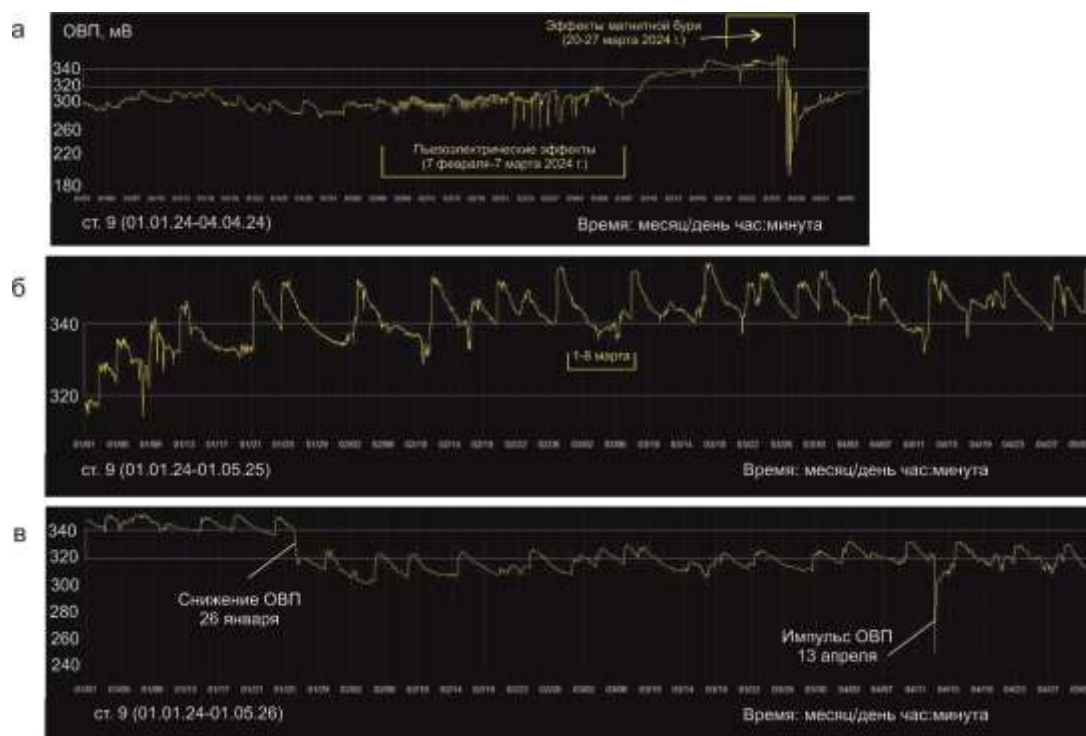


Рис. 6. Сопоставление ОВП-записей с проявлением пьезоэлектрических эффектов льда во время ледоставов 2024 (а), 2025 (б) и 2026 (в) гг. Панели а, б и в совмещены по времени года. Из-за больших амплитуд вариаций ОВП, шкала ординаты панели 2024 г. сжата. Для сопоставления шкал ординат графиков на каждом из них проведены линии значений ОВП 320 и 340 мВ. В начале ледостава 2024 г. значения ОВП не превышают 300 мВ. В этих условиях 7 февраля–7 марта проявляются повторяющиеся минимумы ОВП, отражающие пьезоэлектрические эффекты ледового покрова, и 20–27 марта – повторяющиеся минимумы ОВП как отклики магнитной бури. Ледостав 2025 г. ограничивается малыми амплитудами ОВП при повышенных значениях (интервал 330–350 мВ). Пониженные значения ОВП начала показанного ряда связаны с профилактикой станции, во время которой проводилась калибровка сенсора по стандартным растворам. В начале ледостава 2026 г. ОВП превышает 240 мВ, но 26 января значения ОВП снижаются до 320 мВ. В течение последующего ледостава значения ОВП остаются приблизительно на этом же уровне с проявлением единственного глубокого минимума 13 апреля

Fig. 6. Comparison of ORP records with the displaying piezoelectric effects of ice during freeze-ups in 2024 (a), 2025 (b), and 2026 (c). Panels a, b, and c are combined by season. Due to the large amplitudes of ORP variations, the ordinate scale of the 2024 panel is compressed. To compare the ordinate scales of the graphs, lines of ORP values of 320 and 340 mV are drawn on each of them. At the beginning of the freeze-up in 2024, ORP values do not exceed 300 mV. Under these conditions, on February 7–March 7, repeating ORP minima appear, reflecting the piezoelectric effects of the ice cover, and on March 20–27, repeating ORP minima appear as responses of a magnetic storm. The freeze-up in 2025 is limited by small ORP amplitudes at elevated values (interval 330–350 mV). The reduced ORP values at the beginning of the shown series are associated with station maintenance, during which the sensor was calibrated using standard solutions. At the beginning of the freeze-up of 2026, ORP exceeds 240 mV, but on January 26, ORP values decrease to 320 mV. During the subsequent freeze-up, ORP values remain approximately at the same level with the appearance of a single deep minimum on April 13

В феврале-марте 2025 г. ОВП-эффектов с электрической конфигурацией линии, подобных эффектам в записях 2024 г. ст. 9, не наблюдалось. 30-дневный контроль ОВП-импульсов лунно-солнечными приливами, выявленный в 2024 г., в 2025 г. также не проявился. В январе и феврале 2025 г. имели место возмущения ОВП, запаздывающие относительно магнитных бурь. Три последовательно усиливавшихся импульса этого типа проявились в начале марта 2025 г. (рис. 6б).

Обращает на себя внимание относительное возрастание ОВП ст. 9, произошедшее за 3 года. Множество пьезоэлектрических импульсов 2024 г. проявилось на этой станции в интервале сравнительно низких начальных значений ОВП (280–295 мВ) (рис. 6а), тогда как при возрастании ОВП до интервала 320–350 мВ в 2026 г. импульсы отсутствовали. Единичный импульс 13 апреля начался с точки перегиба 322 мВ (образовался минимум 250 мВ при восстановлении линии после минимума), но при начальном снижении ОВП от 350 мВ линия записи не восстановилась (рис. 6в).

Обсуждение результатов

Процессы деформации льда изучались временными станциями непрерывного мониторинга, на которых в течение коротких временных интервалов (недели, первые месяцы) регистрировались деформации ледового покрова непосредственно установленными на нем датчиками (Ружич и др., 2009; Борняков и др., 2016; Bornyakov et al., 2025). Ст. 9 находилась на берегу, обеспечивая непрерывную информацию о вариациях ОВП в течение трех лет, включая ледоставы. Раз в год сенсоры вынимались из скважины и проводилась калибровка их измерений по стандартным растворам.

В качестве факторов, отразившихся в изменении ОВП-записей подземных вод ст. 9, во время ледоставов 2024–2026 гг. рассматриваются: 1) изменение приема сигнала сенсором, 2) состояние магнитосферы 3) смена сейсмической активности и 4) состояние атмосферы (температура воздуха).

Изменение приема сигнала сенсором

Отчетливое проявление пьезоэлектрических сигналов в ОВП-записях ледостава 2024

г. и их исчезновение в последующие два года может быть следствием нарушения чувствительности приема сигналов сенсором. Диаметр обсадной трубы скважины 30 см. Сенсор подвешен на кабеле в центре трубы. Чувствительность сенсора могла измениться из-за смены его положения в обсадной трубе скважины после профилактики и калибровки.

При установке сенсора ст. 9 в 18:00 01 декабря 2023 г. на ст. 9 сначала наблюдалось относительное возрастание ОВП с выходом на максимум (-37.3 мВ) в тот же день в 23:20. Затем, 02 декабря, к 8:20 ОВП снизилось до -210 мВ и оставалось на отрицательных значениях -207 – -212 мВ до 19:30. С этого времени значения ОВП в целом возрастали в течение декабря 2023 г. и первой половины января 2024 г., до Северо-Байкальского землетрясения, произошедшего 15 января (Рассказов и др., 2023, 2024). На ст. 184 ОВП возрастало сразу после включения сенсора. При профилактических работах и калибровках 2024 и 2025 гг. на обеих станциях ОВП начинали расти сразу после включения сенсоров.

В 2024 г. сенсор мог находиться в оптимальных условиях обеспечивших высокую чувствительность измерений ОВП. В 2024 г. окошко считывания сигнала сенсора могло находиться вблизи обсадной трубы, что способствовало умножению сигнала. О таком положении сенсора свидетельствовало образование ржавчины на его поверхности со стороны окошка считывания сигнала, обнаруженное во время его профилактики и калибровки 5 ноября 2024 г. После профилактики положение сенсора в скважине изменилось, что могло повлечь за собой снижение его чувствительности. В 2025–2026 гг. сенсор был помещен в середину обсадной трубы, поэтому сигналы оказались слабее.

Чувствительность сенсора в какой-то мере могла снизиться также из-за чрезмерного микробиального покрытия поверхности окошка считывания сигнала. Существует также вероятность того, что с заменой картриджа сенсора в ледостав 2027 г. его чувствительность будет достаточной для регистрации пьезоэлектрических ОВП-эффектов, подобных эффектам января-марта 2024 г.

Состояние магнитосферы

В записях ОВП конца 2025 г. и первой половины 2026 г. заметную роль играли магнитные бури (Рассказов и др., 2026а,б). Из анализа соотношения вариаций ОВП подземных вод Култукского полигона и землетрясений БРС при переходе от контроля слабых землетрясений магнитными бурями в ноябре-декабре 2025 г. к сейсмическим импульсам в январе-марте 2026 г. был сделан вывод о нивелировании существовавших аномалий тектонических напряжений в БРС магнитными бурями, вызывавшими слабые землетрясения. Короткие сейсмические импульсы января-апреля 2026 г. обозначили запуск новых сейсмогенных деформаций.

Смена сейсмической активности

Ледовый покров января-марта 2024 г. мог испытывать существенное влияние Северо-Байкальско-Хангайской сейсмической активизации, в начале которой реализовались два сильных Северо-Байкальских землетрясения: первое – 27 декабря 2023 г., до образования ледового покрова на Байкале, второе – 15 января 2024 г., в начале его образования. Сильному сейсмическому событию 15 января 2024 г. соответствовал подъем ОВП ст. 9 до максимума, после которого линия ОВП снижалась до конца января в сопровождении серии слабых сейсмических событий (Рассказов и др., 2024).

Ледоставу января-апреля 2025 г. соответствовала слабая хаотическая сейсмичность БРС, которая сопровождалась магнитными бурями. В конце 2025 г. имели место сильнейшие магнитные бури (K_p до 8.7). Существовавшие аномалии тектонических напряжений БРС в ноябре-декабре 2025 г. могли нивелироваться с последующим запуском нового ряда сейсмогенерирующих импульсов в январе 2025 г. (Рассказов и др., 2026а). Если фактор магнитных бурь действительно оказал влияние на сейсмогенное состояние земной коры 2025 и 2026 гг., снижение регистрации пьезоэлектрических эффектов в записях ОВП не было артефактом, а отразило изменение природного явления – пьезоэлектрических эффектов ледового покрова.

Состояние атмосферы

2025-й год отличался от 2024-го года более теплой зимой. Лед сковал Южный Байкал в районе Култукского полигона в 2024 г. около 15 января, а в 2025 г. — около 28 января. Из-за более теплой зимы 2025 г. на Байкале образовалось более тонкое ледовое покрытие, чем в 2024 г.

Теплая зима 2026 г. также не способствовала образованию толстого льда. Фактор толщины льда, однако, вряд ли имел решающее значение для исчезновения пьезоэлектрических эффектов в ОВП-записях. Оценка влияния этого фактора требует вовлечения в анализ конкретных данных по толщине ледового покрова разных лет.

Заключение

Мы провели сравнительный анализ результатов трехлетнего опыта мониторинга ОВП подземных вод во время ледоставов оз. Байкал. ОВП-записи подземных вод ст. 9, существенно различающиеся в ледоставы 2024, 2025 и 2026 гг., получены впервые. В существенных вариациях ОВП января-марта 2024 г. были отчетливо выражены пьезоэлектрические эффекты, сопровождавшие деформации ледового покрова оз. Байкал. Во время ледостава января-апреля 2025 г. в записях ст. 9 намечались лишь отдельные минимумы ОВП, которые можно приписать пьезоэлектрическим эффектам. Во время ледостава января-апреля 2026 г. пьезоэлектрические эффекты деформаций льда в записях ОВП фактически отсутствовали, за исключением двух эпизодов.

Снижение регистрации пьезоэлектрических эффектов в записях ОВП 2025–2026 гг. относительно записей 2024 г. может объясняться снижением чувствительности приема сигналов сенсором. Между тем, в сравнительном анализе полученных данных мы обратили внимание на то, что ледовый покров января-марта 2024 г. мог испытывать существенное влияние Северо-Байкальско-Хангайской сейсмической активизации. Ледовый покров января-апреля 2025 г. был лишен такого влияния, поскольку в БРС имела место слабая хаотическая сейсмичность. Этот ледовый покров января-апреля 2026 г. образовался на фоне слабой сейсмичности, которая

регулировалась сильнейшими магнитными бурями. Следовательно, снижение регистрации пьезоэлектрических эффектов в записях ОВП 2024–2026 гг. могло отражать изменение природных процессов. Эффекты деформаций льда могли нивелироваться также из-за более теплых зим 2025 и 2026 гг., по сравнению с зимой 2024 г., повлекших за собой образование более тонкого ледового покрова. Оценка этого фактора требует дополнительных рядов наблюдений с включением в анализ конкретных данных по толщине ледового покрова.

Первый трехлетний опыт ОВП-мониторинга подземных вод Култукского полигона вскрыл, с одной стороны, зависимость сейсмогенного состояния коры от разных факторов, с другой стороны, открыл возможности использования ОВП-регистрации состояния ледового покрова Байкала для оценки фонового сейсмогенного состояния коры. Эффективность разработки подходов к прогнозу времени сильного землетрясения БРС в значительной мере будет зависеть как от качества гидрогеохимического и электрохимического прослеживания эффектов, сопровождающих подготовку землетрясений, так и от полноты вовлеченности в оперативный анализ факторов, влияющих на сейсмогенное состояние коры.

Благодарности

Работа проводится по проекту ИЗК СО РАН FWEF-2026-0010. В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckprf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>). (Карта..., 2025). Авторы благодарят В.И. Архипенко за обеспечение технической поддержки рабочего состояния сенсоров на станциях Култукского полигона.

Литература

Асламов И.А., Рассказов С.В., Снопков С.В., Архипенко В.И., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Генерация ОВП-импульсов в подземных водах побережья Байкала в феврале-марте 2024 г.: 30-

суточный мониторинг в режиме реального времени от зарождения до угасания // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 77–89. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.77>

Борняков С.А., Мирошниченко А.И., Салко Д.В. Диагностика предсейсмогенного состояния структурно-неоднородных сред по данным деформационного мониторинга // Докл. Академии наук. 2016. Т. 468, № 1. С. 84–87.

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Архипенко В.И., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Первый опыт мониторинга косейсмических и асейсмических вариаций ОВП, рН и температуры подземных вод Култукского резервуара в режиме реального времени (Байкальская рифтовая система) // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 161–181. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.161>

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Архипенко В.И., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в режиме реального времени на Култукском полигоне в конце 2023 – начале 2024 гг.: сопоставление электрических эффектов с землетрясениями в центральной части Байкальской рифтовой системы // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 42–60. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.42>

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Архипенко В.И., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Мониторинг подземных вод берега Байкала в режиме реального времени: основной контролирующий фактор возмущений ОВП магнитными бурями в начале 2025 г. // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 1. С. 114–128. DOI 10.26516/2541-9641.2025.1.114.

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Чувашова И.С. От контроля слабых землетрясений в Байкальской рифтовой системе магнитными бурями к сейсмическим импульсам Японско-Байкальского геодинамического коридора: мониторинг ОВП подземных вод в реальном времени начала 2026 г. // Геология и окружающая среда. 2026а. Т. 6, № 1. С. 56–90. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.56.

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М. Сейсмические импульсы Байкальской рифтовой системы в марте-июне 2026 г.: мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2.

Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г. Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал //

Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 289–299.

Снопков С.В., Рассказов С.В., Асламов И.А., Архипенко В.И., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Экспресс-анализ проявления квазипериодических импульсов окислительно-восстановительного потенциала подземных вод берега Байкала при мониторинге в режиме реального времени (07–14 февраля 2024 г.) // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 61–76. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.61>

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Архипенко В.И., Ильясова А.М. Серия ОВП-импульсов подземных вод побережья Байкала 20–27 марта 2024 г.: вероятная связь с магнитными бурями // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 90–97. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.90>

Balk M., Bose M., Ertem G., Rogoff D.A., Rothschild L.J., Freund F.T. Oxidation of water to hydrogen peroxide at the rock-water interface due to stressactivated electric currents in rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 283, No. 1–4. P. 87–92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.044>

Bleier T., Dunson C., Alvarez C., Freund F., Dahlgren R. Correlation of pre-earthquake electromagnetic signals with laboratory and field rock experiments // Natural Hazards and Earth System Science. 2010. Vol. 10, No. 9. P. 1965–1975. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1965-2010>.

Borniyakov S.A., Dobrynya A.A., Guo Y., Yao L., Shagun A.N., Zhuo Y., Sankov V.A., Salko D.V., Miroshnichenko A.I., Karimova A.A. From icequake to earthquake // Geology and Environment. 2025. Vol. 5, No. 4. P. 172–192. DOI 10.26516/2541-9641.2025.4.172.

Freund F. Earthquake forewarning – A multidisciplinary challenge from the ground up to space // Acta Geophysica. 2013. Vol. 61, No. 4. P. 775–807. DOI: 10.2478/s11600-013-0130-4

References

Aslamov I.A., Rasskazov S.V., Snopkov S.V., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Generation of ORP pulses in groundwater along the coast of Lake Baikal in February-March 2024: 30-day real-time monitoring from inception to extinction // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 77–89. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.77>

Balk M., Bose M., Ertem G., Rogoff D.A., Rothschild L.J., Freund F.T. Oxidation of water to hydrogen peroxide at the rock-water interface due to stressactivated electric currents in rocks // Earth and

Planetary Science Letters. 2009. Vol. 283, No. 1–4. P. 87–92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.044>

Bleier T., Dunson C., Alvarez C., Freund F., Dahlgren R. Correlation of pre-earthquake electromagnetic signals with laboratory and field rock experiments // Natural Hazards and Earth System Science. 2010. Vol. 10, No. 9. P. 1965–1975. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1965-2010>.

Bornyakov S.A., Dobrynina A.A., Guo Y., Yao L., Shagun A.N., Zhuo Y., Sankov V.A., Salko D.V., Miroshnichenko A.I., Karimova A.A. From icequake to earthquake // Geology and Environment. 2025. Vol. 5, No. 4. P. 172–192. DOI 10.26516/2541-9641.2025.4.172.

Bornyakov S.A., Miroshnichenko A.I., Salko D.V. Diagnostics of the pre-seismogenic state of structurally inhomogeneous media based on deformation monitoring data // Dokl. Academy of Sciences. 2016. Vol. 468, No. 1. P. 84–87.

Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M. Series of ORP pulses of groundwater along the coast of Lake Baikal on March 20–27, 2024: probable connection with magnetic storms // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 90–97. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.90>

Freund F. Earthquake forewarning – A multidisciplinary challenge from the ground up to space // Acta Geophysica. 2013. Vol. 61, No. 4. P. 775–807. DOI: 10.2478/s11600-013-0130-4

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. First experience in real-time monitoring of coseismic and aseismic ORP, pH, and temperature variations in groundwater from the Kultuk reservoir (Baikal Rift System) // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 161–181. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.161>

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Real-time monitoring of oxidation-reduction potential in groundwater from the Kultuk area in late 2023

– early 2024: comparison of electric effects with earthquakes in the central Baikal Rift System // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 42–60. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.42>

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Real-time monitoring of redox potential in groundwater from the Baikal coast: The main controlling factor of ORP disturbances by geomagnetic storms in early 2025 // Geology and Environment. 2025. Vol. 5, No. 1. P. 114–128 DOI 10.26516/2541-9641.2025.1.114.

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S. From magnetic storm control of weak earthquakes in the Baikal Rift System to dominant seismic pulses of the Japan-Baikal geodynamic corridor: real-time monitoring of groundwater oxidation-reduction potential in early 2026 // Geology and Environment. 2026a. Vol. 1, No. 1. P. 56–90. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.56.

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M. Seismic pulses of the Baikal Rift System in March–June of 2026: monitoring the oxidation-reduction potential in groundwater // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2.

Ruzhich V.V., Psakhye S.G., Chernykh E.N., Bornyakov S.A., Granin N.G. Deformations and seismic phenomena in the ice cover of Lake Baikal // Russian Geology and Geophysics. 2009. Vol. 50, No. 3. P. 289–299.

Snopkov S.V., Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. Express analysis of the manifestation of quasi-periodic pulses of the oxidation-reduction potential of groundwater on the shore of Lake Baikal during real-time monitoring (February 7–14, 2024) // Geology and Environment. 2024. Vol. 4, No. 1. Pp. 61–76. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.61>

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilevich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
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

Асламов Илья Александрович,

кандидат физико-математических наук,
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
Лимнологический институт СО РАН,
заведующий лабораторией гидрологии и гидрофизики,
email: ilya_aslamov@bk.ru

Aslamov Ilya Aleksandrovich,

Candidate of physical and mathematical sciences,
664033, Irkutsk, Ulan-Batorskaya st., 3,
Limnological Institute SB RAS,
Head of laboratory of hydrology and hydrophysics,
email: ilya_aslamov@bk.ru

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук,
664025, 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 Sergei Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664025, Irkutsk, Lenin sr., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor,
664074, Irkutsk, Kurchatov st., 3,
Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,
Leading Researcher,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий специалист,
email: epcheb@yandex.ru

Chebykin Eugene Pavlovich

Candidate of Chemical Sciences,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
leading specialist,
email: epcheb@yandex.ru

Ильясова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук,

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

Ilyasova Aigul Maratovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
leading engineer,
email: ila@crust.irk.ru

Импульсы и дуговое распределение землетрясений в Байкальской рифтовой системе: мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в реальном времени (апрель-июль 2026 г.)

С.В. Рассказов^{1,2}, С.В. Снопков^{2,3}, И.А. Асламов⁴, Е.П. Чебыкин¹, А.М. Ильясова¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

⁴Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Анализируются недельные временные вариации энергетического класса землетрясений на востоке, западе и в центре Байкальской рифтовой системы (БРС) в связи с анализом записей окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) подземных вод Култукского полигона в режиме реального времени в апреле-июле 2026 г. В феврале-июне выявляются два сейсмических импульса: первый – на востоке БРС с 17 марта до 24 апреля (импульс МА), второй – в центр БРС с 28 апреля до 17 июня (импульс АИ) с переходом к более коротким (недельным) сопряженным событиям востока и центра. Импульс МА развивается от предшествующих упорядоченных слабых землетрясений по всей протяженности БРС к рассеянным эпицентрам землетрясений на востоке. Импульс АИ обозначает концентрацию эпицентров землетрясений в центре БРС. В развитии сейсмических импульсов на востоке и в центре выявляется общее группирование сейсмических событий с недельной квазипериодичностью при равномерном распределении событий на западе БРС. Текущее возрастание ОВП в конце июня – начале июля в подземных водах краевого Обручевского разлома Южно-Байкальской впадины, отражающее нарастающее сжатие, сопровождается снижением ОВП в подземных водах Култукской тектонической ступени ее осевой части, характеризующим усиление растяжения. Такое состояние коры свидетельствует о реализации сдвигового сейсмогенного смещения на полигоне, которое отвечает одному из сценариев сейсмической активизации БРС. Этот сценарий реализуется в Кыренском землетрясении 13 июля 2026 г. с повышенным энергетическим классом ($K=12.9$). Эпицентры землетрясений повышенного энергетического класса ($K=11.0–12.9$) образуют миграционную дугу с общим эйлеровым полюсом вращения. Дуговое распределение эпицентров землетрясений БРС, вызванное силами Японско-Байкальского геодинамического коридора, реализуется сначала (во временном интервале 01.02.–13.03.2026) слабыми сейсмическими событиями, а затем (во временном интервале 18.06.–13.07.2026) – событиями повышенного энергетического класса.

Keywords: подземные воды, мониторинг в режиме реального времени, окислительно-восстановительный потенциал, землетрясения, Байкал

Статья получена: 03.07.2026; исправлена: 16.07.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М. Импульсы и дуговое распределение землетрясений в Байкальской рифтовой системе: мониторинг окислительно-восстановительного потенциала подземных вод в реальном времени (апрель-июль 2026 г.) // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 35–65. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.35. EDN: IFEGNU

Article received: 03.07.2026; corrected: 16.07.2026; accepted: 17.07.2026.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M. Impulses and arc distribution of earthquake in the Baikal Rift System: Real-time monitoring oxidation-reduction potential in groundwater (April–July of 2026) // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 35–65. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.35. EDN: IFEGNU

Impulses and Arc Distribution of Earthquake in the Baikal Rift System: Real-Time Monitoring Oxidation-Reduction Potential in Groundwater (April–July of 2026)

S.V. Rasskazov^{1,2}, S.V. Snopkov^{2,3}, I.A. Aslamov⁴, E.P. Chebykin¹, A.M. Ilyasova¹

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

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

³*Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia*

⁴*Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract. Weekly temporal variations in the energy class of earthquakes in the east, west, and center of the Baikal Rift System (BRS) are analyzed together with real-time records of the oxidation-reduction potential (ORP) of groundwater at the BRS sensitive point to earthquakes (Kultuk area) in April–July 2026. Two seismic impulses are detected in February–June: the first in the east of the BRS from March 17 to April 24 (the MA impulse), and the second in the center of the BRS from April 28 to June 17 (the AJ impulse), with a transition to combined events in the east and center. The MA impulse develops from preceding ordered weak earthquakes along the entire BRS length to dispersed earthquake epicenters in the east. The AJ impulse denotes a concentration of earthquake epicenters in the BRS center. The development of seismic impulses in the east and center results in a grouping of seismic events with a weekly quasi-periodicity, with a uniform distribution of events in the BRS west. The current increase in ORP in groundwater along the marginal Obruchev Fault of the South Baikal Basin in late June and early July, reflecting increasing compression, is accompanied by a decrease in ORP in groundwater at the Kultuk tectonic step of its axial portion, indicating increased extension. This crustal state indicates the occurrence of seismogenic strike-slip displacement at the Kultuk area that corresponds to one of the seismic reactivation scenarios for the BRS. This scenario was realized in the Kyren earthquake of July 13, 2026, with an elevated energy class ($K = 12.9$). The epicenters of earthquakes of elevated energy class ($K=11.0–12.9$) form a migration arc with a common Euler pole of rotation. The arc distribution of the epicenters of the BRS earthquakes, caused by the forces of the Japan-Baikal geodynamic corridor, is realized first (in the time interval 01.02.–13.03.2026) by weak seismic events, and then (in the time interval 18.06.–13.07.2026) by events of an increased energy class.

Keywords: groundwater, monitoring, oxidation-reduction potential, earthquakes, Baikal

Введение

Современные тектонические движения в Байкальской рифтовой системе (БРС) регулируются соотношениями между блоками, обладающими некоторой жесткостью относительно ее подвижной коры. Сейсмогенное состояние коры БРС меняется в зависимости от движений, вызванных усилиями в Саяно-Монгольском секторе Индо-Азиатской конвергенции (СМСИАК) или Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК). Приложение сил с юга или с востока влечет за собой упорядоченные деформации, направленные вдоль оси БРС и реализующиеся в сильных сейсмических событиях. Наибольший ущерб могут принести сильные землетрясения в центральной части БРС, в

которой находятся крупные города Иркутск и Улан-Удэ, поэтому важно, прежде всего, отслеживание развития сейсмического процесса, развивающегося с концентрацией сейсмической энергии в центре. Для выяснения характера проявления землетрясений от зарождения силового воздействия на БРС до результирующих сейсмогенных деформаций коры одновременно анализируется пространственно-временное распределение землетрясений в БРС и вариации окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) подземных вод. Разрабатываются подходы к решению задачи краткосрочного прогноза землетрясений получением данных в режиме реального времени.

Прогностическая роль ОВП была обоснована теоретически (Freund, 2013).

Предполагается, что при сжатии земной коры образуются пьезоэлектрические дыры в кварце. Как следствие, возрастает ОВП подземных вод, играющих роль электролита. При растяжении земной коры эффект пьезоэлектрических дыр нивелируется. Основная задача оперативного анализа данных ОВП в режиме реального времени сводится к поискам связей вариаций этого параметра с землетрясениями.

Измерения ОВП проводятся в наиболее чувствительной точке БРС к землетрясениям – на Култукском полигоне, на котором растяжение Южно-Байкальской впадины сменяется сжатием востока Тункинской долины. Здесь установлены два сенсора, регистрирующие ОВП, рН и температуру в режиме реального времени. Один сенсор (ст. 9, КБЖД) установлен в скважине на Обручевском разломе, ограничивающем с севера Южно-Байкальскую впадину, другой (ст. 184, Школьная) – в скважине на Култукской тектонической ступени осевой части БРС (Рассказов и др., 2023а).

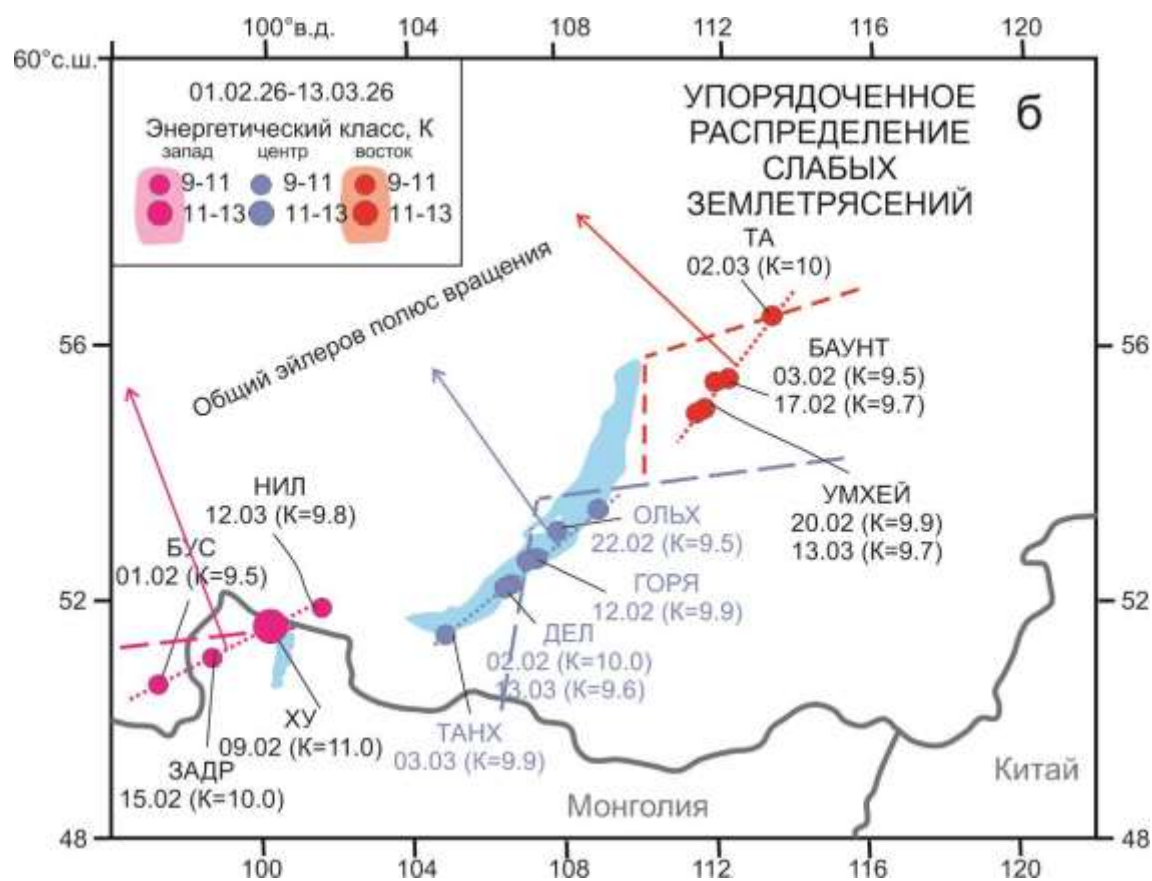
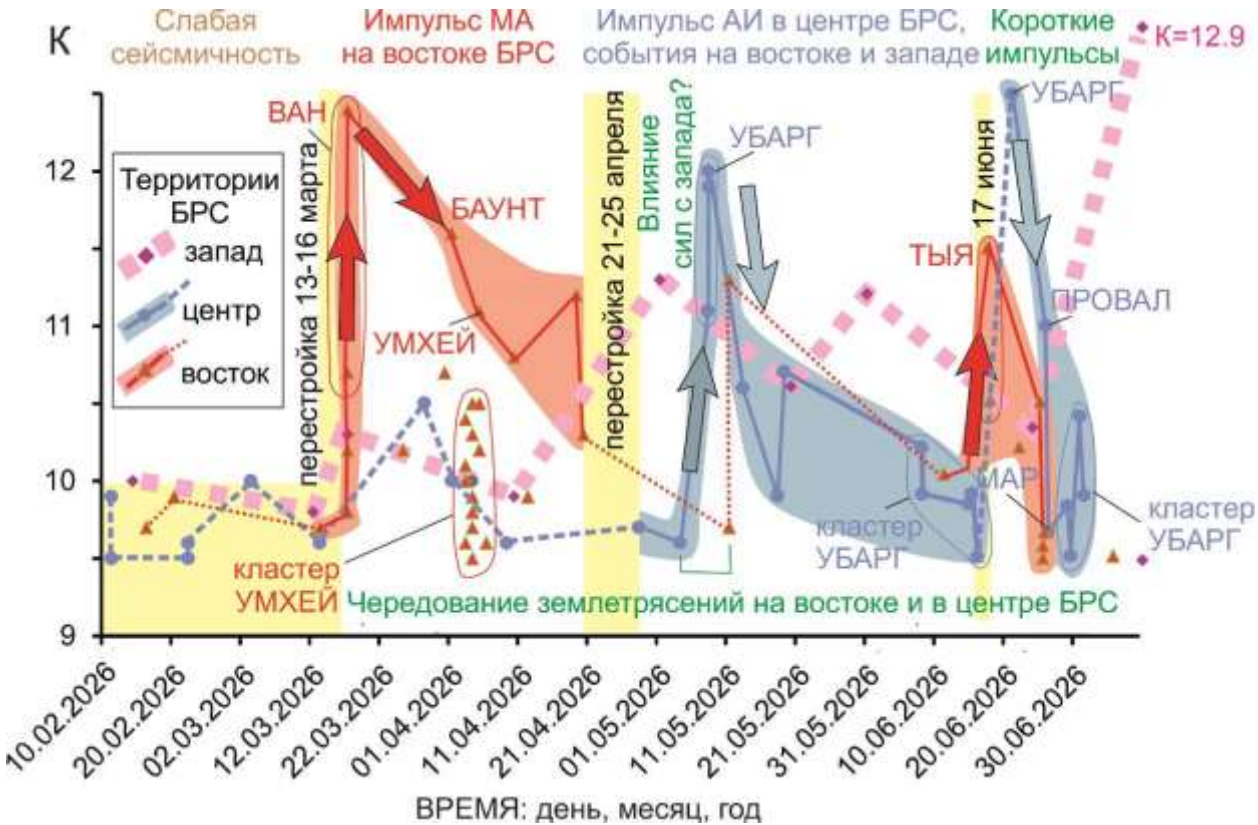
В записях ОВП последних двух месяцев 2025 г. и первых трех месяцев 2026 г. заметную роль сыграли магнитные бури. Из анализа соотношения вариаций ОВП подземных вод Култукского полигона и землетрясений БРС при переходе от контроля слабых землетрясений магнитными бурями в ноябре-декабре 2025 г. к сейсмическим импульсам ЯБГК в январе-марте 2026 г. был сделан вывод о нивелировании существовавших аномалий тектонических напряжений в БРС магнитными бурями, вызывавшими слабые землетрясения. Короткие сейсмические импульсы января-марта 2026 г., в сущности, обозначили запуск новых сейсмогенных деформаций, в которых доминировали процессы ЯБГК. Зарождающиеся сейсмогенные деформации в виде коротких сейсмических импульсов обозначили в феврале-марте 2026

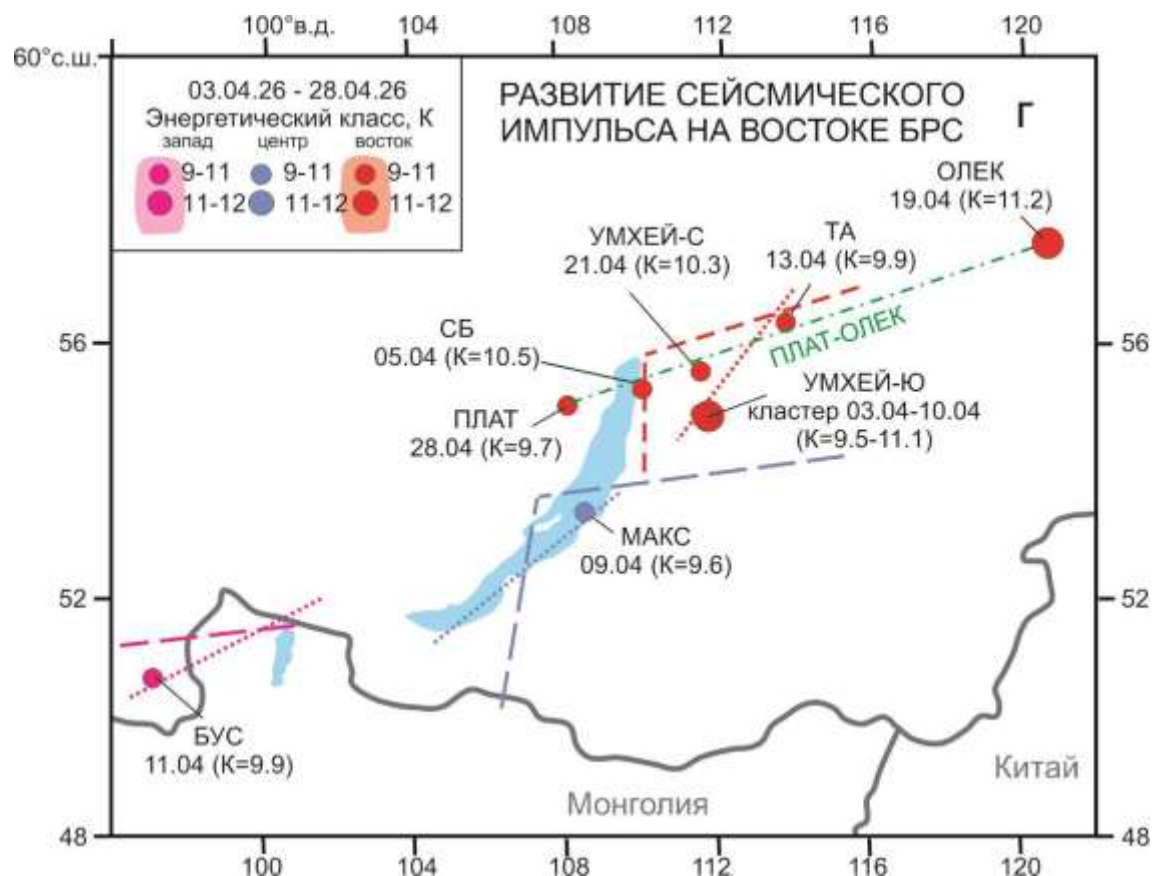
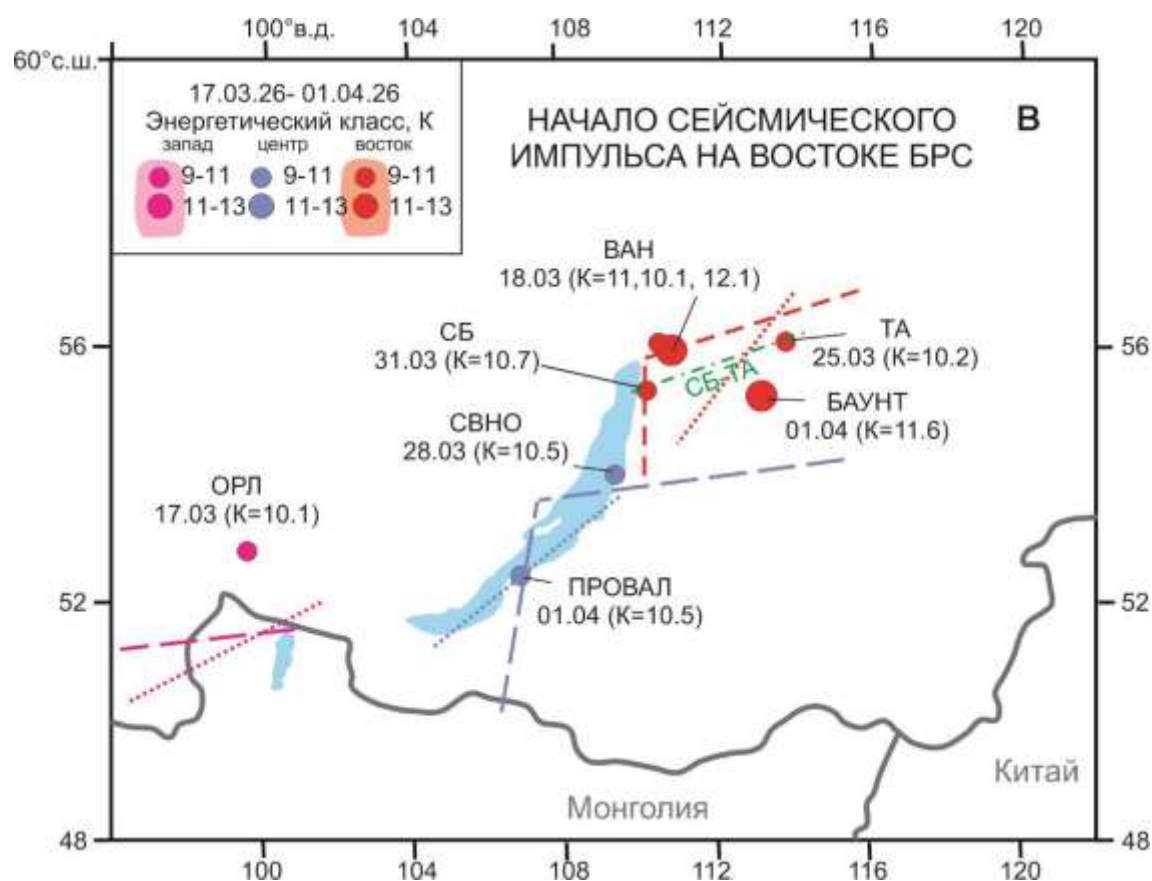
г. продольное вращение в БРС, которое обеспечивало одновременное открытие озерных впадин Южного Байкала и Хубсугула. Вращательное движение фокусировалось на эпицентрах сильных землетрясений центра и запада БРС: Кударинского (10 декабря 2020 г.) и Хубсугульского (12 января 2021 г.). В конце марта восточный сейсмоактивный отрезок вращения БРС уже не имел привязки к сильным землетрясениям Байкало-Хубсугульской или Северо-Байкальско-Хангайской активизаций. К этому времени возросла сейсмическая активность востока БРС, свидетельствовавшая о воздействии сил ЯБГК на БРС с востока. В этом состоянии коры завершился предшествующий оперативный анализ записей ОВП подземных вод (Рассказов и др., 2026б).

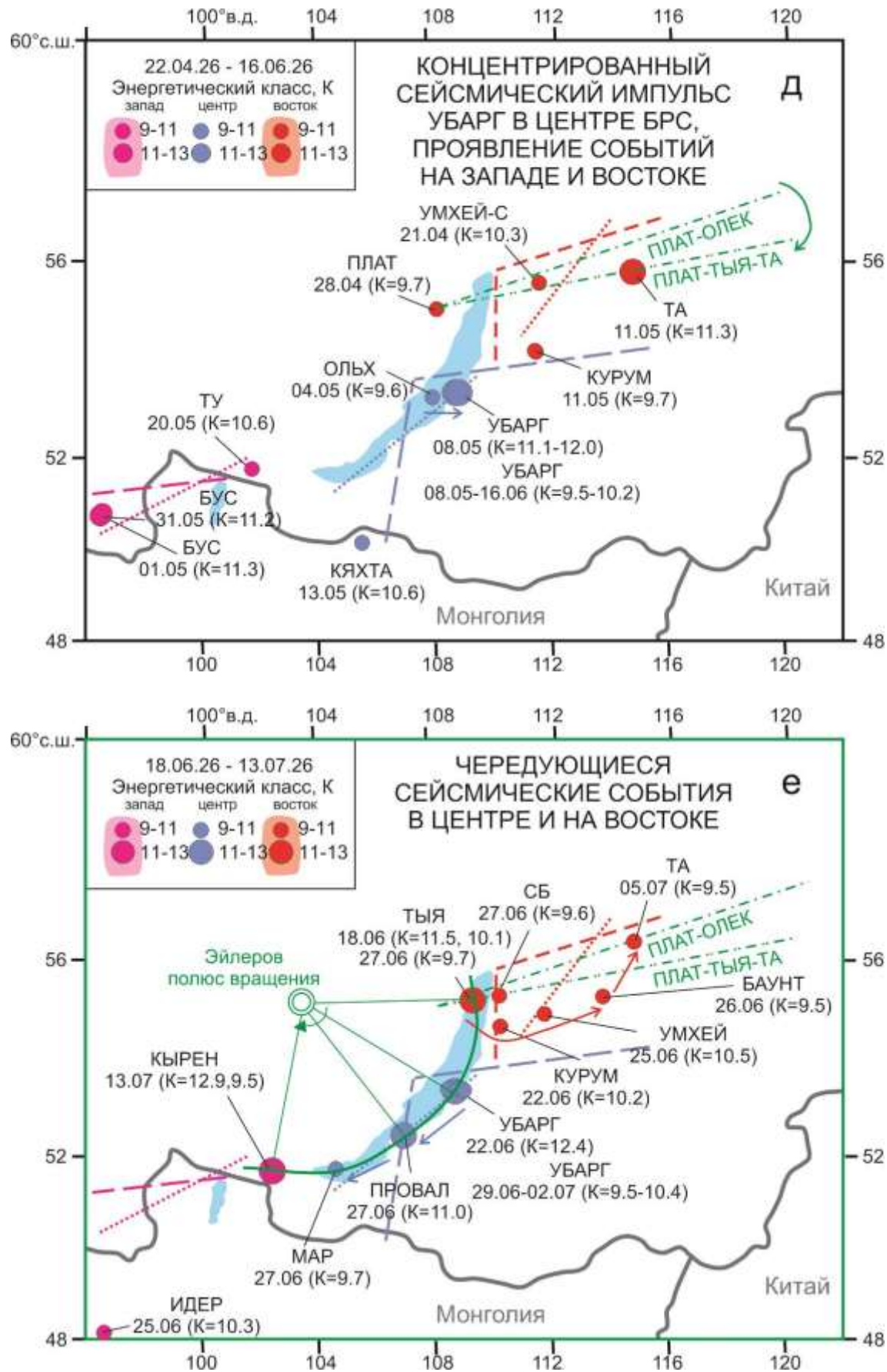
Цель настоящей статьи – дать оценку текущего сейсмогенного состояния земной коры БРС с анализом записей ОВП подземных вод в интервале с 1 апреля до 13 июля 2026 г.

Пространственно-временное распределение землетрясений

На графике временных вариаций энергетического класса (К) землетрясений (рис. 1а) различаются события трех территорий БРС: запада, центра и востока (рис. 1б–д). Первые две территории разделяются по долготе Култукского опорного полигона (104° в.д.). Соответственно, запад БРС включает территорию $96\text{--}104^\circ$ в.д., центр – $104\text{--}110^\circ$ в.д., восток – $110\text{--}122^\circ$ в.д. В анализ вовлекаются землетрясения в полосе $48\text{--}60^\circ$ с.ш. с сайта Байкальского филиала Единой геофизической службы России (Карта..., 2026). Выделяются сейсмический импульс МА (март-апрель) на востоке БРС, сейсмический импульс АИ (апрель-июнь) в центре и более короткие (недельные) импульсы второй половины июня – начала июля.







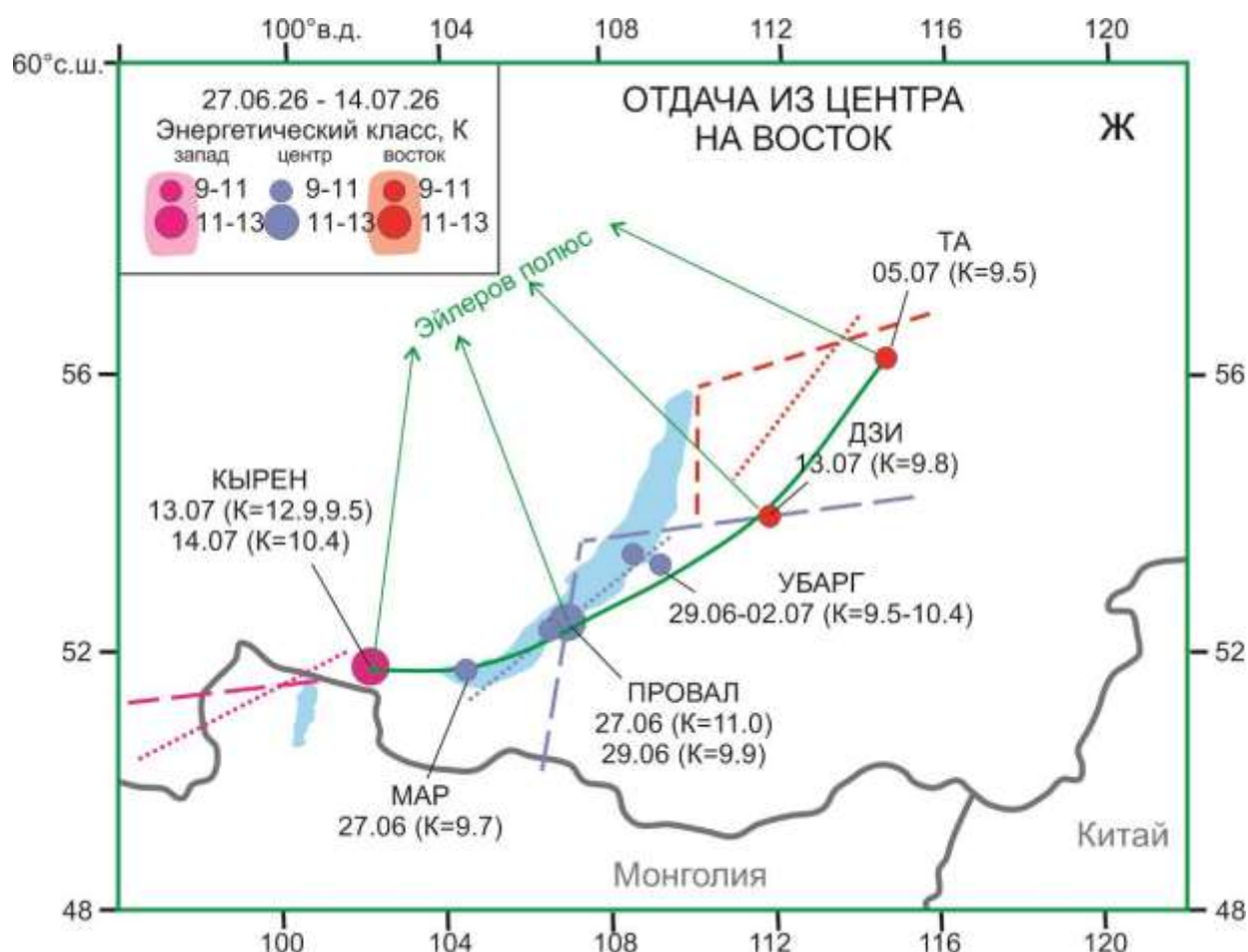


Рис. 1. График временного изменения энергетического класса (K) землетрясений БРС с 10 февраля до 13 июля 2026 г. (а) и схемы пространственного распределения эпицентров землетрясений БРС: 01.02–13.03.2026 (б), 17.03–01.04.2026 (в), 03.04–28.04.2026 (г), 22.04.–16.06.2026 (д), 18.06.–13.07.2026 (е) и 27.06–14.07.2026 (ж). По пространственно-временному распределению землетрясений запада, центра и востока БРС различаются тренды и сейсмические импульсы на востоке БРС (март-апрель, МА) и в центре (апрель-июнь, АИ) с выходом на сопряженные события центра и востока 18.06.–02.07.2026. Обозначения локальных землетрясений показаны на рисунках ОВП-записей (см. далее). КЫРЕН – Кыренское землетрясение (K=12.9) 13 июля, ДЗИ – Дзилинда Витимская. На панелях б–е пространственное распределение землетрясений показано в прямоугольных координатах. На панели е положение эйлерова полюса вращения показано схематически.

Fig. 1. Graph of the temporal change in the energy class (K) of BRS earthquakes from February 10 to July 13, 2026 and spatial distribution patterns of earthquake epicenters in the BRS: 01.02–13.03.2026 (б), 17.03–01.04.2026 (в), 03.04–28.04.2026 (г) and 22.04.–16.06.2026 (д), 18.06.–13.07.2026 (е), and 27.06–14.07.2026 (ж). From the spatial-temporal distribution of earthquakes in the west, center, and east of the BRS, trends and seismic impulses differ in the east of the BRS (March-April, MA) and in the center (April-June, AJ) with a transition to the coupled events of the center and east from 18.06.2026 to 02.07.2026. Designations of local earthquakes are shown on figures of ORP records (see further). КЫРЕН – Kyren earthquake (K=12.9), July 13, ДЗИ – earthquake Dzilinda Vitimskaya (K=9.8), July 13. In panels б–е the spatial distribution of earthquakes is shown in rectangular coordinates. In panel е the position of the Euler rotation pole is shown schematically.

С 10 февраля до 16 марта 2026 г. наблюдается слабая сейсмическая активность по всей протяженности БРС (K=10 и меньше). Сейсмический импульс МА востока БРС начинается серией землетрясений 17 марта от K=9.8

до K=12.4. Этот сейсмический импульс длится больше месяца и завершается двумя событиями: 19 апреля (K=11.2) и 20 апреля (K=10.3). Во время импульса МА востока БРС землетрясения ее центра и запада не

превышают $K=10.5$. В середине импульса МА реализуются события кластера УМХЕЙ (девять землетрясений с $K=9.6-11.1$).

Угасание сейсмического импульса МА востока БРС приводит к перестройке 21–25 апреля, после которой начинается сейсмический импульс АИ ее центра. За слабым начальным событием 28 апреля ($K=9.7$) следуют четыре события 04–08 мая в кластере УБАРГ с выходом на повышенный энергетический класс ($K=12.0$). В дальнейшем энергетический класс землетрясений снижается.

Во время сейсмического импульса АИ центра 11 мая происходят два землетрясения востока: Курумканское (КУРУМ, $K=9.7$) и Таксимо (ТА, $K=11.3$) и три землетрясения запада с K в интервале от 10.5 до 11.3. В режиме усиления сейсмичности центра БРС проявляются землетрясения повышенного энергетического класса ($K=11.3$) сначала – на западе, затем – на востоке.

Импульсы отражаются в пространственном распределении землетрясений (рис. 1б–д). После упорядоченного углового распределения января 2026 г. и упорядоченного линейного распределения слабых землетрясений на западе, в центре и востоке БРС 01 февраля – 13 марта 2026 г. (рис. 1б) сейсмичность перестраивается.

17 марта – 01 апреля 2026 г.: сейсмичность усиливается на востоке БРС. С 13 по 17 марта сейсмичность вновь перестраивается. Вечером 17 марта происходит слабое Орликское землетрясение запада БРС (ОРЛ, $K=10.1$), а в ночь на 18 марта – еще четыре землетрясения в Верхне-Ангарском кластере (ВАН), в том числе событие $K=12.1$. После недельного перерыва реализуется слабое сейсмическое событие в кластере Таксимо (ТА, $K=10.2$). Землетрясения востока БРС частично находятся на линиях январского сейсмического угла, а частично распространяются от этого угла к оси ЯБГК (рис. 1в).

03–28 апреля землетрясения востока выстраиваются в линию от эпицентра платформенного события (ПЛАТ) до Олекминского (ОЛЕК). В центре и на западе происходят слыбые землетрясения (рис. 1г).

22–28 апреля сейсмичность начинает меняться, а 04 мая происходит слабое Ольхонское землетрясение (ОЛЬХ) во внутренней части сейсмического угла центра БРС, за

которым выстраивается серия землетрясений центра, сконцентрированных в Усть-Баргузинском кластере (УБАРГ). Этот кластер продвинул от эпицентра землетрясения ОЛЬХ вдоль субширотной ветви угла центра к востоку. На востоке БРС землетрясения по-прежнему рассредоточены. Намечается вращение эпицентральной линии ПЛАТ-ТА относительно линии ПЛАТ-ОЛЕК (рис. 1д).

18–27 июня просматривается миграция эпицентров востока, от события ТЫЯ 18 июня до события БАУНТ 26 июня и далее до события ТА 05 июля, а также центра, от кластера УБАРГ 22 июня к событию ПРОВАЛ 27 июня и далее к событию Маритуй (МАР) также 27 июня. В конце июня и начале июля вновь активизируется кластер УБАРГ на Среднем Байкале. Затем сейсмичность снижается, происходит перестройка с выходом на Кыренское землетрясение 13 июля (КЫРЕН, $K=12.9$). С 27 июня (ПРОВАЛ) до 13 июля (КЫРЕН) в центре и на западе (Тункинская долина) устанавливается устойчивое положение эпицентров землетрясений. В интервале с 27 июня до 14 июля землетрясения распределяются по дуге, продвинутой на восток (рис. 1ж).

В целом выявляется чередование сейсмических импульсов востока и центра БРС: продолжительных в марте – первой половине июня (МА и АИ) и менее продолжительных во второй половине июня – начале июля (рис. 1а). На востоке землетрясения рассеиваются, в центре – концентрируются в Усть-Баргузинском кластере (УБАРГ). В течение 6 месяцев (с начала февраля) энергетический класс землетрясений запада БРС последовательно возрастает и 13 июля проявляется Кыренское событие. На последнем временном отрезке (18 июня – 13 июля) землетрясения повышенного энергетического класса ($K=11.0-12.9$) образуют дугу ТЫЯ-УБАРГ-ПРОВАЛ-КЫРЕН (рис. 1е), для которой определяется близкий эйлеров полюс вращения. Землетрясения повышенной силы проявляются в осевых впадинах БРС. Такое состояние, однако, неустойчиво. В интервале 27 июня–14 июля следует отдача со смещением землетрясений

на восток и образованием нового полюса Эй-лера.

Условия установки сенсоров и методика обработки записей ОВП

Записи ОВП анализируются с недельным шагом, поскольку во время сильной Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации перед сильными землетрясениями были выявлены регулярные недельные вариации гидрогеохимических параметров подземных вод, продолжавшиеся на протяжении первых месяцев (Рассказов и др., 2025). Действие сейсмогенерирующих сил растяжения и сжатия в земной коре отслеживается по косейсмическому изменению ОВП в режиме реального времени. Выявляются связи землетрясений, происходящих в разных частях БРС, с эпизодами согласованных вариаций ОВП подземных вод станций, связанных либо с проявлением сжатия в краевом Обручевском разломе Южно-Байкальской впадины БРС и одновременной компенсацией растяжения под Култукской тектонической ступенью (в оси БРС), либо с проявлением растяжения в Обручевском разломе при одновременном усилении растяжения под Култукской тектонической ступенью.

Регулярно проводятся сильные прокачки скважины ст. 9 и более слабые прокачки ст. 184. Разница в прокачках скважин отражается в разных диапазонах вариаций температуры подземных вод. Графики ОВП совмещаются во времени с графиками температуры, которая во время прокачки подземных вод скважин может меняться, либо оставаться стабильной. Графики температурных вариаций рассматриваются как

дополнительная характеристика, полезная для корректной интерпретации записей ОВП.

Оперативное отслеживание изменений ОВП направлено на оценку сейсмогенных деформаций земной коры. Вариации рН подземных вод не рассматриваются, поскольку выяснение причин кислотно-щелочных переходов подземных вод требует специального анализа данных, выходящего за рамки решаемой задачи.

Анализ мониторинговых рядов ОВП в соотношении с землетрясениями

01 – 07 апреля: магнитная буря и активность Умхейского кластера землетрясений на востоке БРС

Записи ОВП подземных вод временного интервала 01–07 апреля начинаются с Баунтовского землетрясения (БАУНТ) повышенного энергетического класса ($K=11.6$) на востоке БРС. С 03 по 07 апреля идет серия землетрясений кластера УМХЕЙ. Этой серии предшествует согласованный подъем и снижение ОВП подземных вод станций 9 и 184, с которым совпадает по времени магнитная буря. Возможно, магнитная буря провоцирует начало серии землетрясений кластера (рис. 2).

ОВП подземных вод ст. 9 реагирует в ходе проявления серии кластера переходом от сглаженной нисходящей линии к ее резкому подъему, совпадающему с событием повышенного энергетического класса ($K=11.1$) 05 апреля в 10:31. ОВП ст. 184 имеет малоамплитудные вариации, которые в ходе реализации серии кластера становятся более амплитудными.

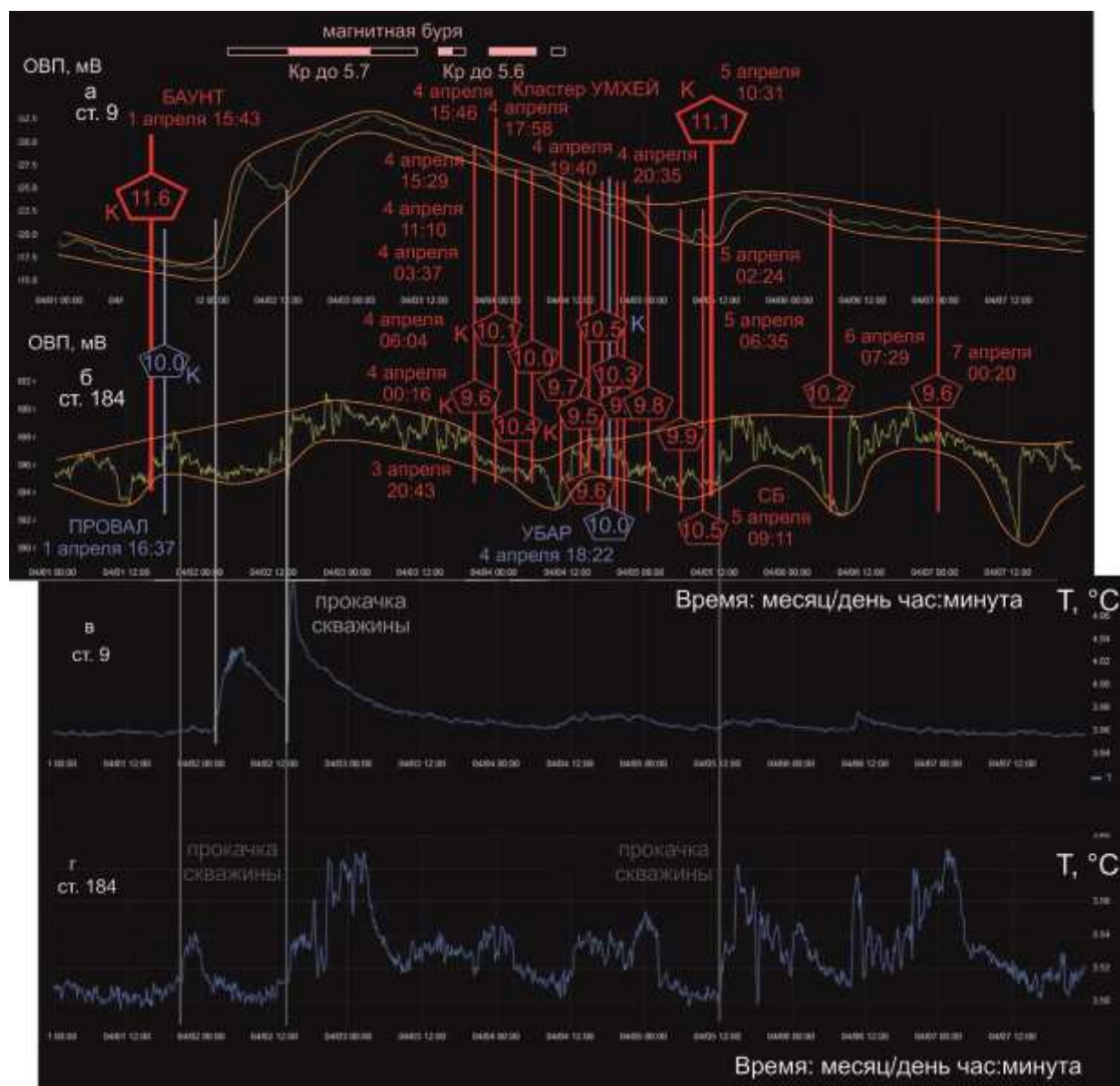


Рис. 2. Диаграммы вариаций ОВП 01–07 апреля 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г). Здесь и далее информация по землетрясениям БРС приводится по местному времени с корректировкой относительно данных сайта (Карта..., 2025). УБАР – событие Усть-Баргузинского эпицентрального кластера землетрясений, СБ – отдельное событие Северо-Байкальского эпицентра землетрясений.

Fig. 2. Diagrams of ORP variations in April 1–7, 2026, in groundwater at station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater at the same stations (в, г). From here on, information on BRS earthquakes is given in local time, adjusted relative to the website data (Map..., 2025). УБАР – event of the Ust-Barguzin epicentral earthquake cluster, СБ – single event of the North-Baikal earthquake epicenter.

08 – 14 апреля: слабые землетрясения по всей протяженности БРС, ледовый удар на оз. Байкал

Происходят слабые сейсмические события: Максимихинское (МАКС), Умхейское (запоздалое землетрясение кластера

УМХЕЙ), Бусийнгольское (БУС) и Таксимо (ТА). В записях ст. 9 13 апреля наблюдается глубокий минимум – снижение ОВП от 322 до 250 мВ (рис. 3). Этот одиночный минимум – результат разрушения льда оз. Байкал. Слабые землетрясения 10 апреля (УМХЕЙ) и 11

апреля (БУС) сопровождаются слабым возмущением магнитосферы.

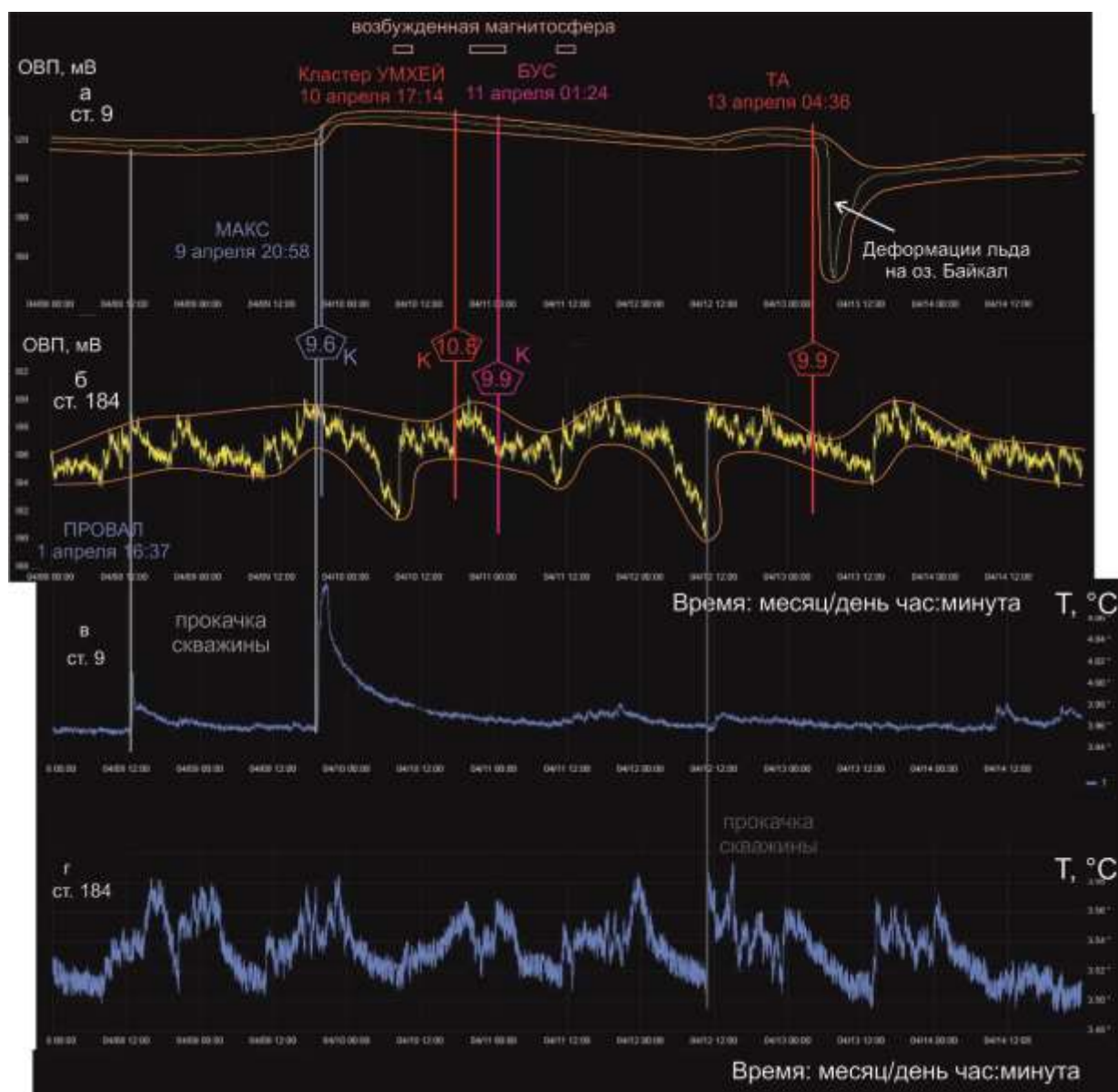


Рис. 3. Диаграммы вариаций ОВП 08–14 апреля 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, з). БУС – событие Бусийногольского эпицентрального кластера землетрясений; ТА – Таксимо.

Fig. 3. Diagrams of ORP variations on April 08–14 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (b) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (v, z). БУС – Busiinogol epicentral earthquake cluster event; ТА – Taximo.

15 – 21 апреля: за магнитной бурей следуют два землетрясения на востоке БРС, которым соответствуют согласованные минимумы ОВП подземных вод

Магнитная буря 18–19 апреля заканчивается Олекминским землетрясением (ОЛЕК) повышенного энергетического класса ($K=11.2$), которому соответствует глубокий

минимум ОВП подземных вод ст. 184 на Култукской тектонической ступени осевой части БРС. Одновременно с глубоким минимумом ОВП ст. 184 намечается минимум ОВП ст. 9 в Обручевском разломе. Следующее более слабое землетрясение ($K=10.2$) реализуется 21 апреля в Умхейском эпицентральной поле. Оно сопровождается отчетливым

минимумом ОВП ст. 9 в Обручевском разломе и одновременным минимумом ОВП ст.

184 Култукской тектонической ступени (рис. 4).

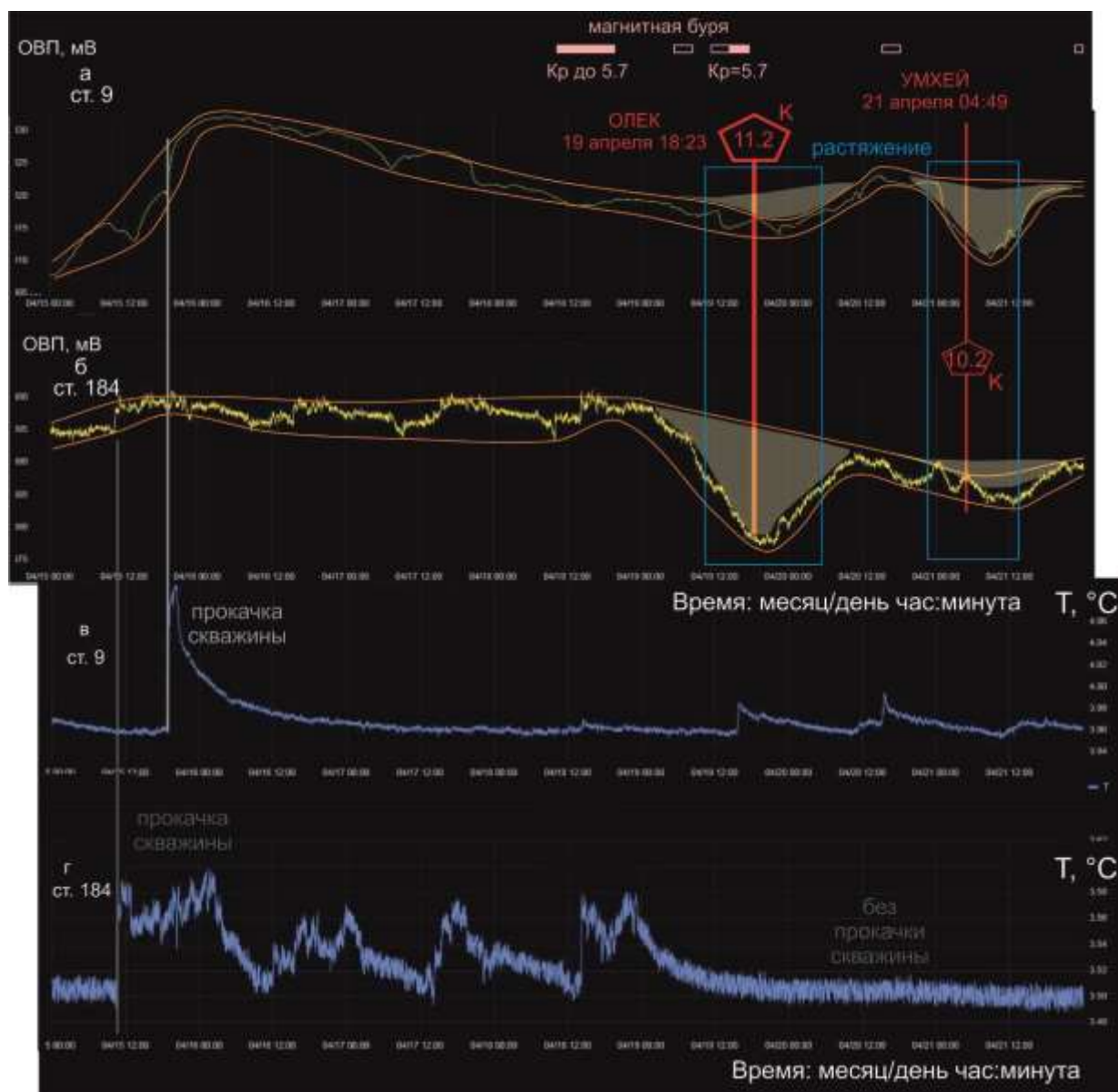


Рис. 4. Диаграммы вариаций ОВП 15–21 апреля 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г). ОЛЕК – Олекминское землетрясение.

Fig. 4. Diagrams of ORP variations on April 15–21, 2026, in groundwater at station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater at the same stations (в, г).

22 – 28 апреля: проявление Платформенного землетрясения с минимумом ОВП в подземных водах ст. 9

Платформенное землетрясение (ПЛАТ) реализуется сразу после перестройки сейсмичности. Его эпицентр продвинул к западу относительно субширотного отрезка восточной части БРС. Оно реализуется в конце

недели и фактически обозначает перераспределение сейсмичности с востока в центр БРС. В записях ОВП ст. 9 образуется минимум (определяются условия растяжения в Обручевском разломе), тогда как ОВП подземных вод ст. 184 непосредственно во время землетрясения выходит из минимума (растяжение под Култукской тектонической ступенью нивелируется) (рис. 5).

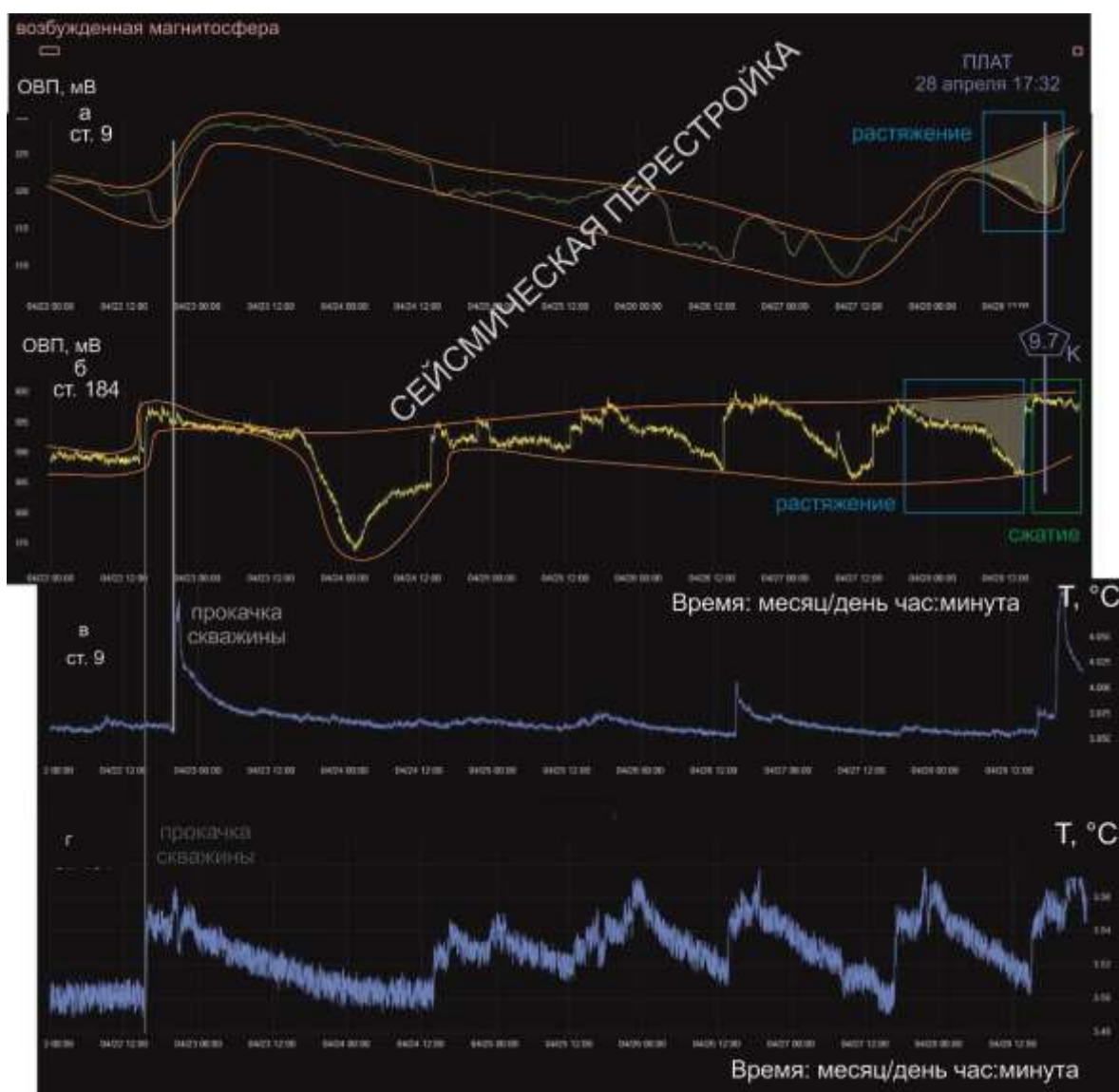


Рис. 5. Диаграммы вариаций ОВП 22–28 апреля 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г). ПЛАТ – Платформенное землетрясение.

Fig. 5. Diagrams of ORP variations on January 22–28, 2026, in groundwater at station 9 (a) and station 184 (b) in comparison with temperature variations in groundwater at the same stations (v, z).

29 апреля – 05 мая: землетрясение повышенного энергетического класса на западе БРС

Бусийнгольского землетрясения (БУС) повышенного энергетического класса ($K=11.3$) на западе БРС (рис. 6).

Перестройка сейсмичности предшествующей недели приводит к проявлению 1 мая

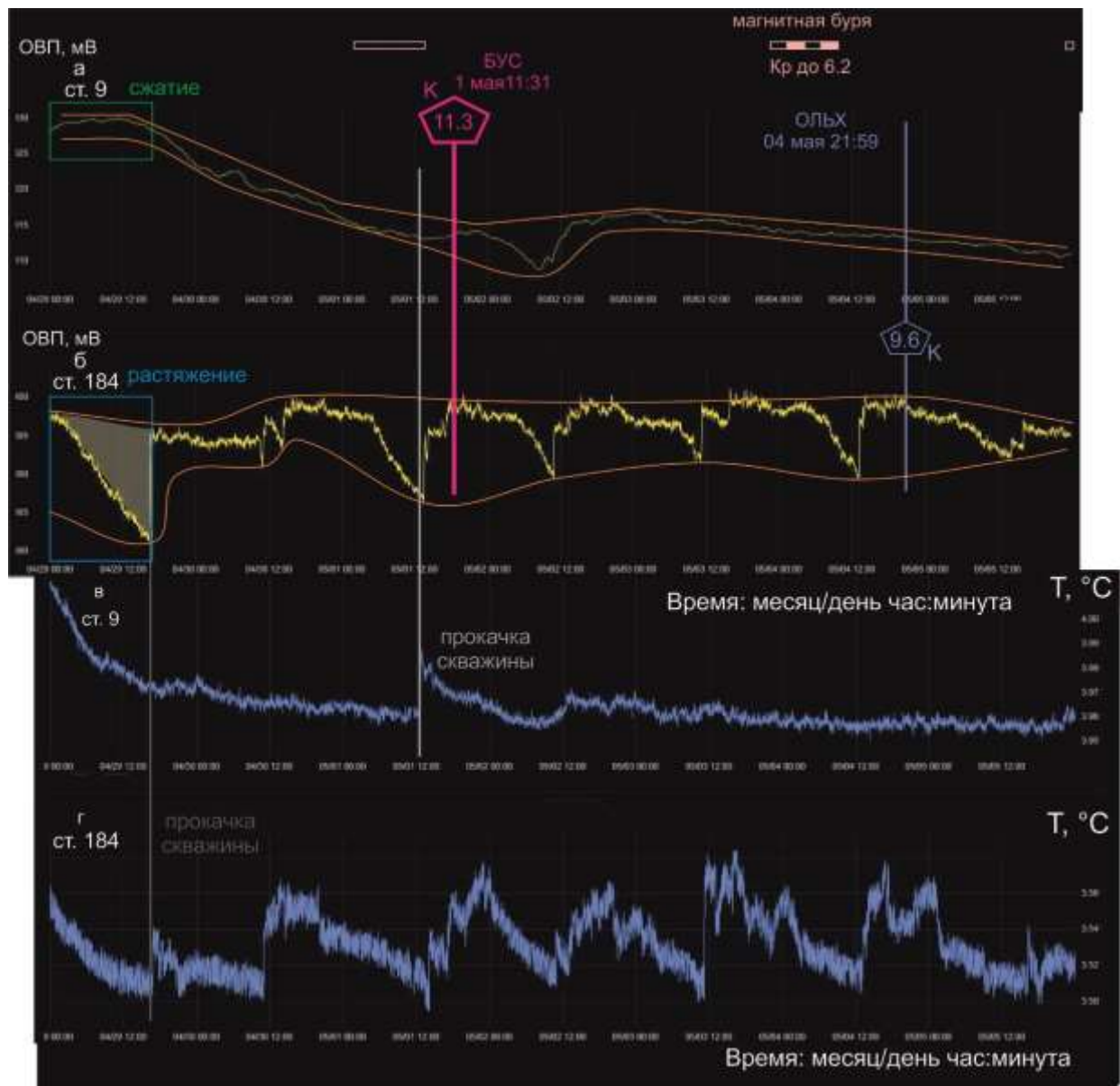


Рис. 6. Диаграммы вариаций ОВП 29 апреля – 04 мая 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 6. Diagrams of ORP variations from April 29 to May 4, 2026, in groundwater at station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater at the same stations (в, г).

06 – 12 мая: серия трех землетрясений повышенного энергетического класса на Среднем Байкале и отклик землетрясения Таксимо

08 мая активизируется Усть-Баргузинский кластер, в котором концентрируется вся энергия сейсмического импульса АИ центра БРС (см. рис. 1а,д). Три землетрясения следуют после глубокого минимума ст. 184 (растяжение под Култукской ступенью), сменяющегося выходом в фоновый режим

(нивелирование растяжения). Записи ОВП ст. 9 и 184 соответствуют сжатию коры.

В записях ст. 9 значения ОВП снижаются и проявляется глубокий минимум 11 мая, который сопровождает землетрясение Таксимо (ТА) с повышенным энергетическим классом (наблюдается смена растяжения сжатием в Обручевском разломе). На ст. 184 в это время регистрируется фоновый режим, свидетельствующий о нивелировании растяжения под Култукской ступенью (рис. 7).

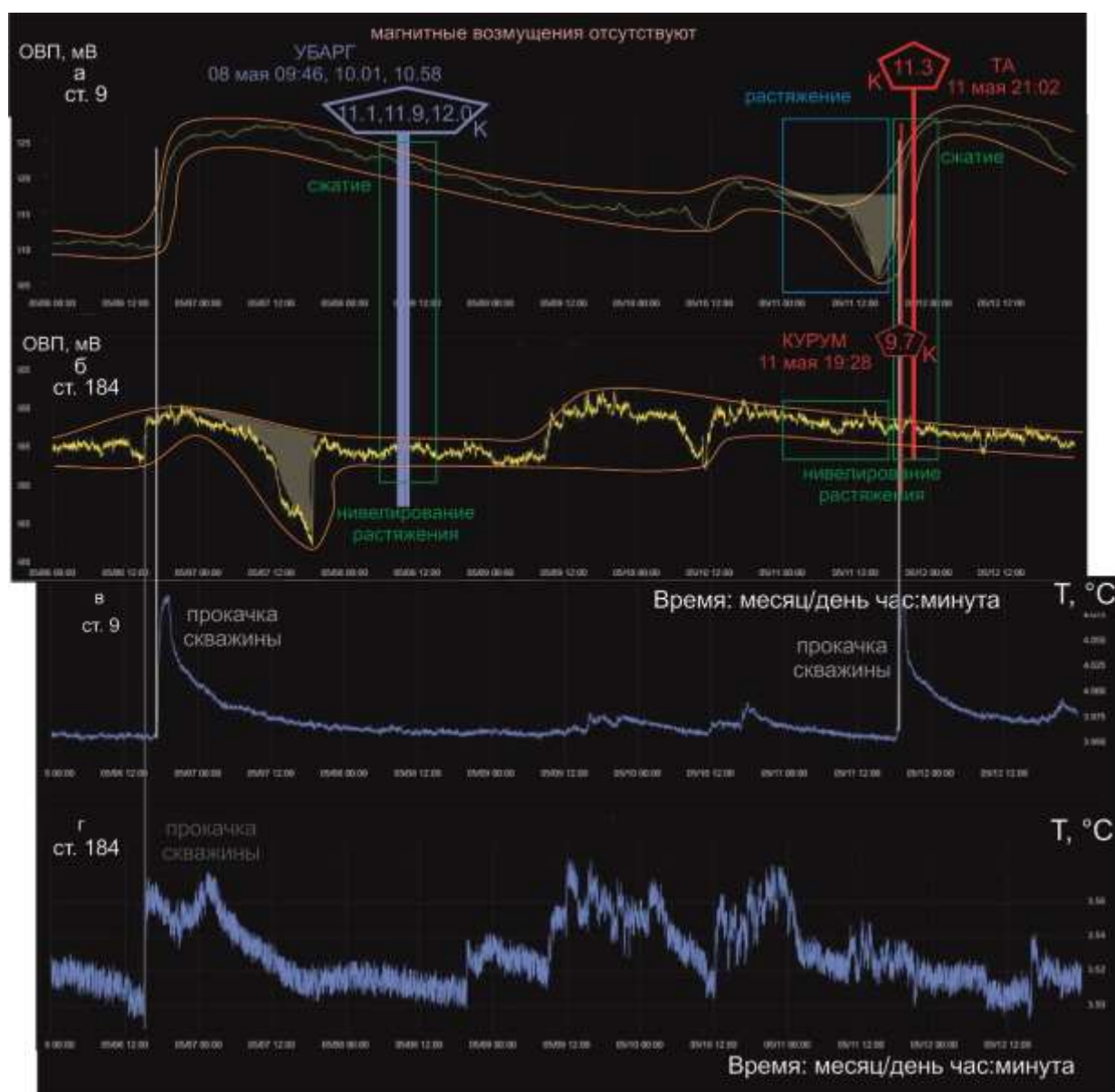


Рис. 7. Диаграммы вариаций ОВП 06–12 мая 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 7. Diagrams of ORP variations on May 06–12, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (b) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (v, z).

13 – 19 мая: слабые землетрясения в центре БРС, отклонение от эпицентральной линии Кяхтинского землетрясения

В начале недели реализуется землетрясение в районе Кяхты, в конце недели – два землетрясения в объединенном кластере Ольхона – устья Баргузина (ОЛЬХ, УБАРГ), маркирующем активность субширотной

Ямбуйской зоны транстенсии (Рассказов и др., 2023б). Кяхтинскому землетрясению 13 мая соответствуют записи ОВП, свидетельствующие о сочетании сжатия и растяжения коры на Култукском полигоне. Начальное землетрясение (УБАРГ) представлено в записях ОВП условиями сжатия, последующее землетрясение (ОЛЬХ) – сочетанием сжатия и растяжения (рис. 8).

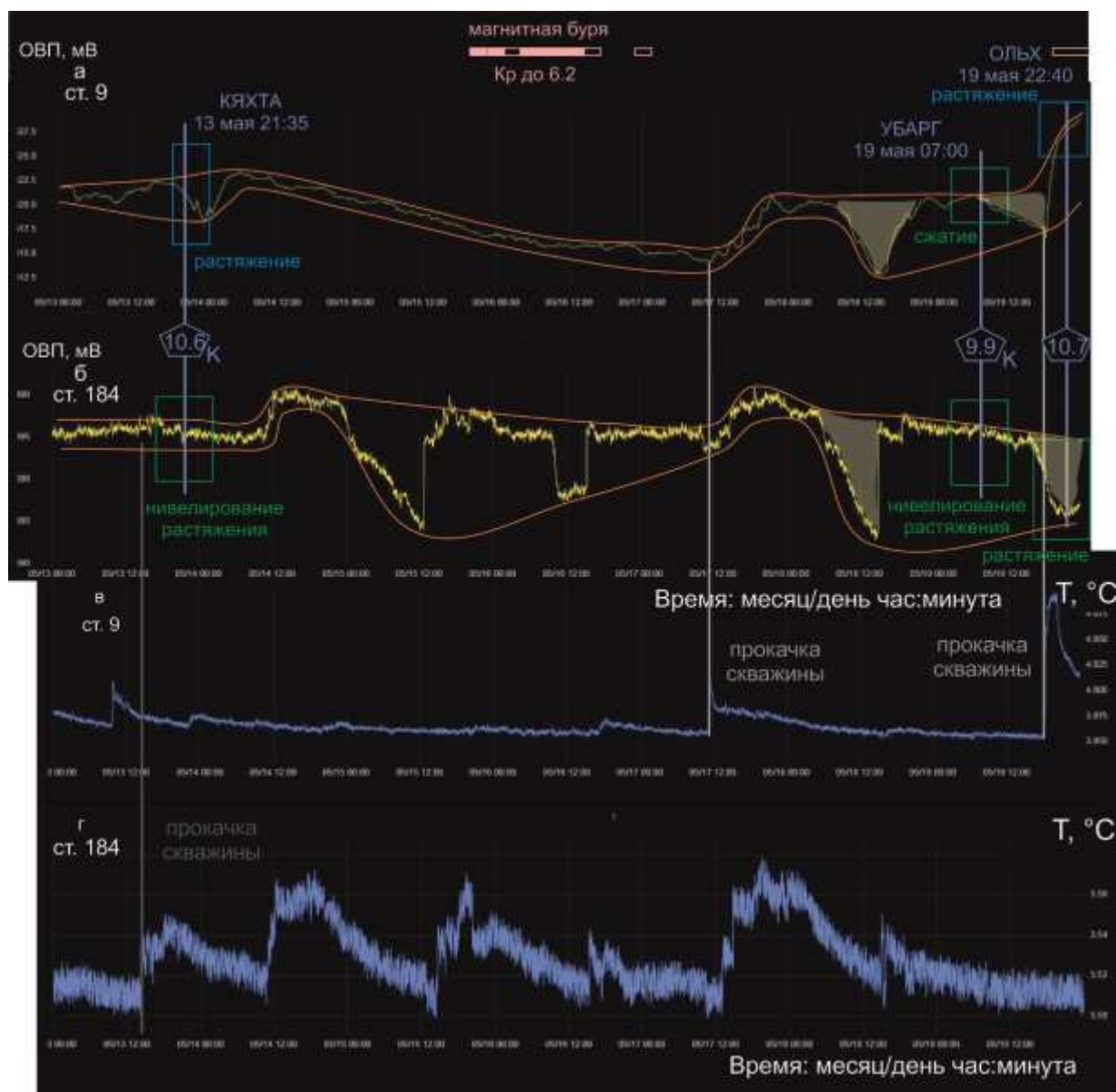


Рис. 8. Диаграммы вариаций ОВП 13–19 мая 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 8. Diagrams of ORP variations on May 13–19, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (в, г).

20 – 26 мая: единственное слабое землетрясение ($K=10.6$) на западе БРС

После сейсмических событий прошедшей недели, сосредоточенных в центре БРС, в начале этой недели реализуется слабое землетрясение на западе, в Тункинской долине (ТУ). В записях ОВП ст. 184 перед этим

землетрясением наблюдается резкий одновременный подъем температуры и ОВП с выходом ОВП на плато (растяжение под Култукской ступенью нивелируется). На ст. 9 ОВП во время землетрясения имеет повышенные значения, т.е. соответствует состоянию сжатия в Обручевском разломе (рис. 9).

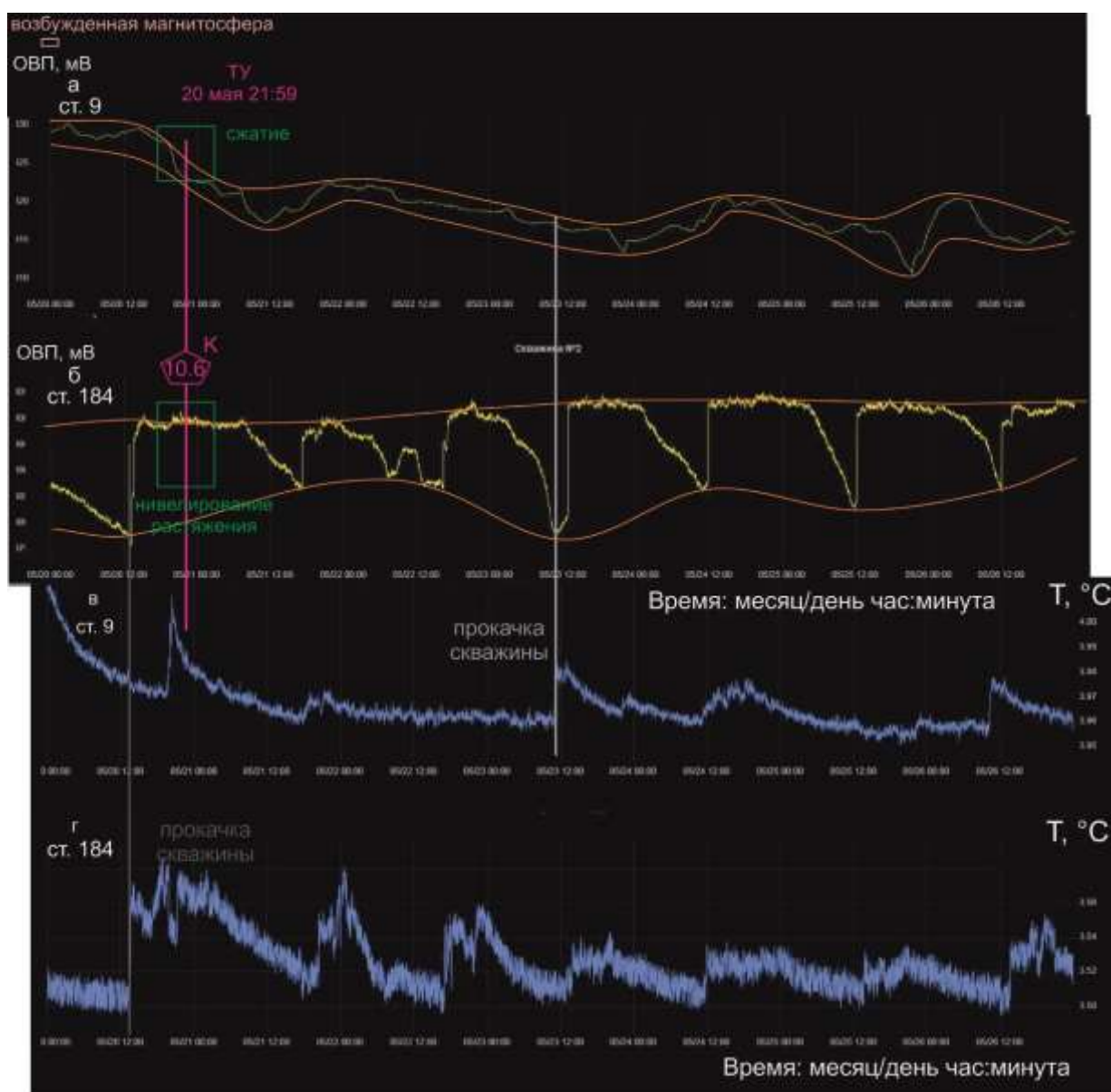


Рис. 9. Диаграммы вариаций ОВП 20–26 мая 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 9. Diagrams of ORP variations on May 20–26, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (в, г).

27 мая – 02 июня: одиночное землетрясение повышенного энергетического класса ($K=11.2$) на западе БРС

Уже вторую неделю в центре и на востоке БРС землетрясения отсутствуют. При этом на западе реализуется Бусингольское

землетрясение (БУС) с повышенным энергетическим классом. И в записях прошлой недели, и в текущих записях наблюдаются проявления землетрясений в условиях сжатия коры (рис. 10).

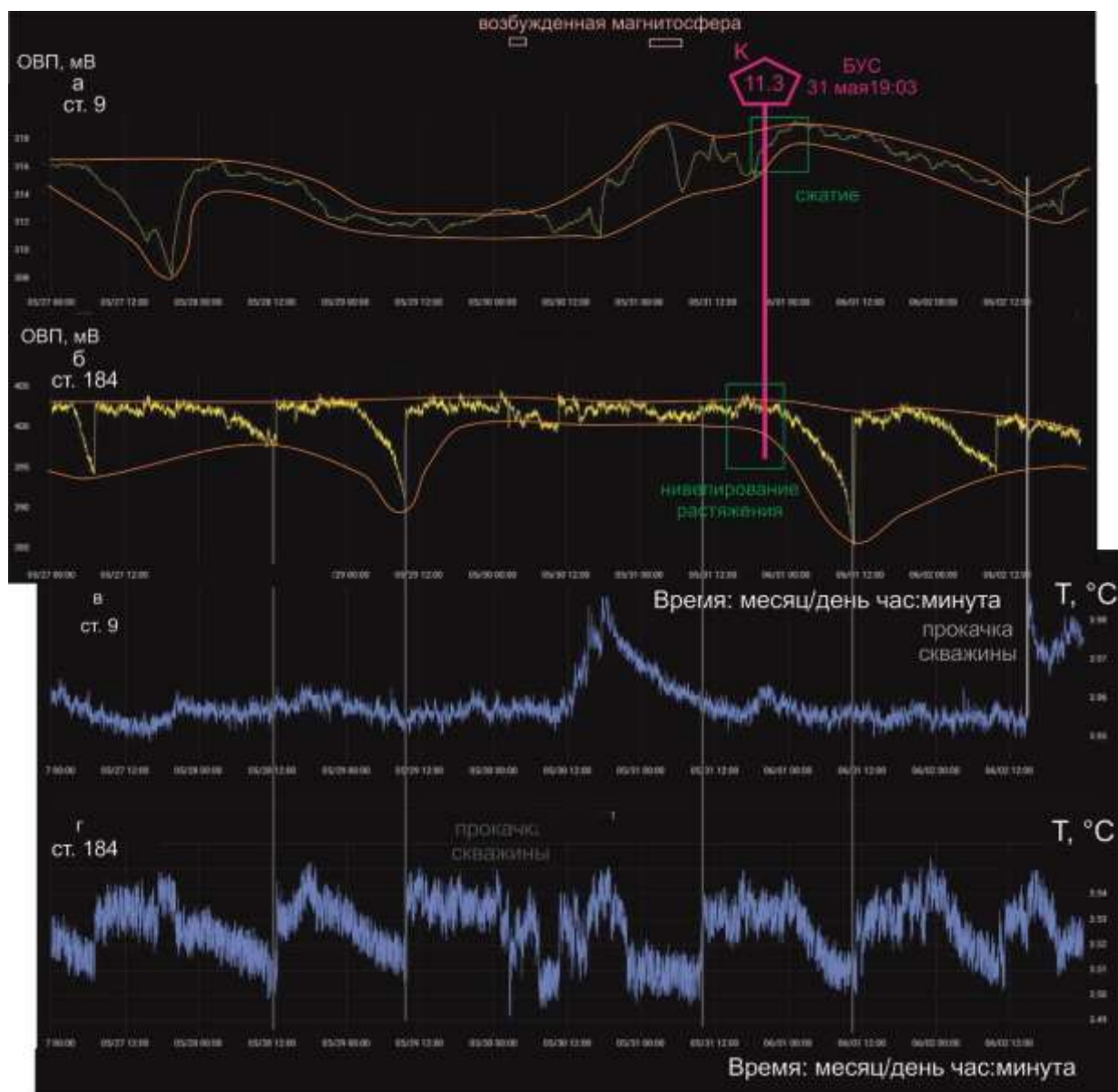


Рис. 10. Диаграммы вариаций ОВП 27 мая – 02 июня 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 10. Diagrams of ORP variations on May 27 – June 02, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (b) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (v, z).

03 – 09 июня: *сдвоенные слабые землетрясения ($K=10.2-9.9$) в центре БРС*

Землетрясения отсутствуют в центре и на востоке почти всю третью неделю, но ближе

к ее концу происходят слабые сейсмические события в кластере УБАРГ (центр). По записям этого времени определяется косейсмическое сжатие коры (рис. 11).

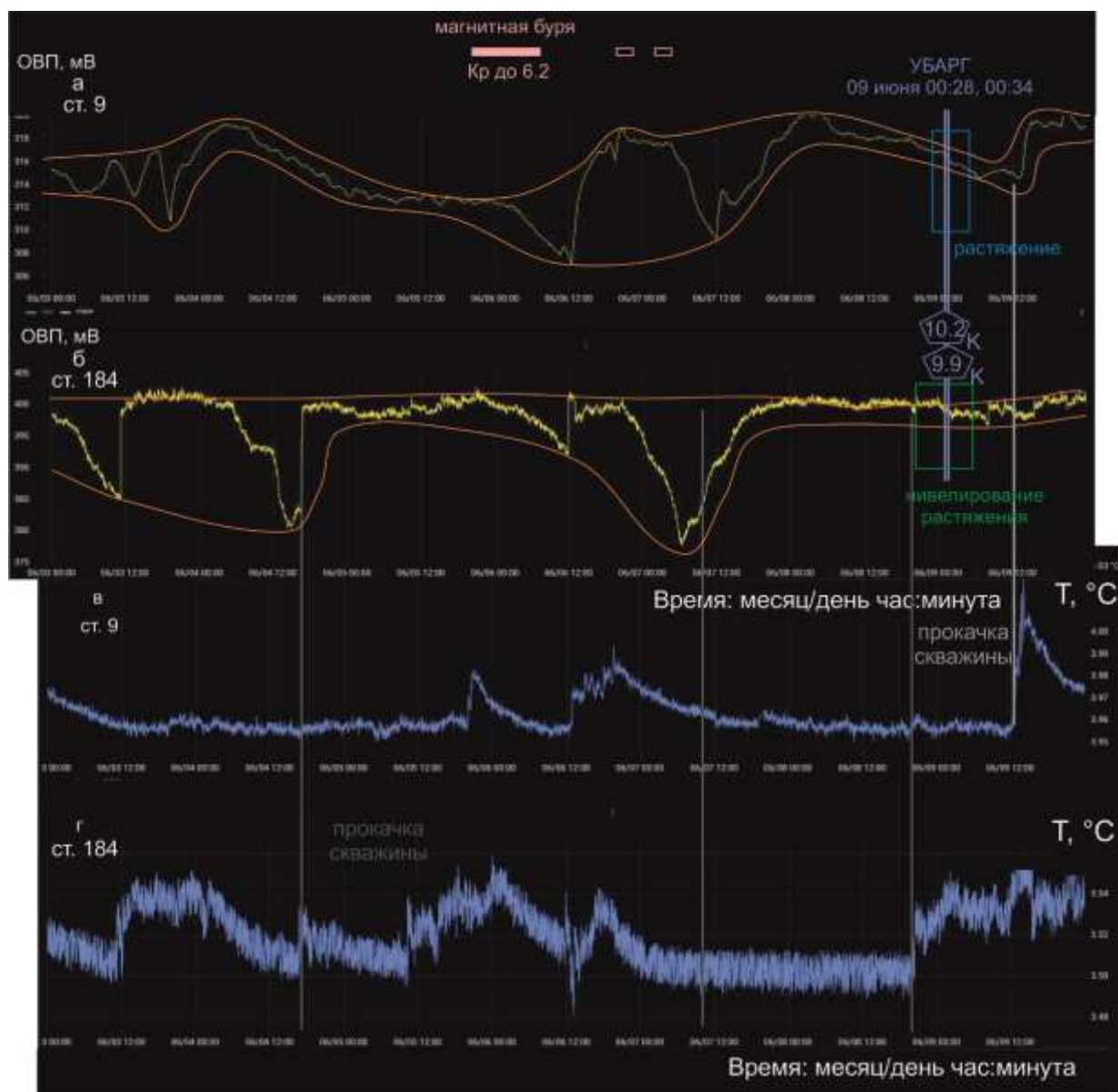


Рис. 11. Диаграммы вариаций ОВП 03–09 июня 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 11. Diagrams of ORP variations on June 03–09, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (в, г).

10–16 июня: одно слабое землетрясение на востоке и три слабых землетрясения в центре БРС

Землетрясению Таксимо (ТА) 11 июня на востоке соответствует сжатие коры, тогда как

Усть-Баргузинскому землетрясению (УБАРГ) 16 июня в центре – переход от растяжения к сжатию (рис. 12).

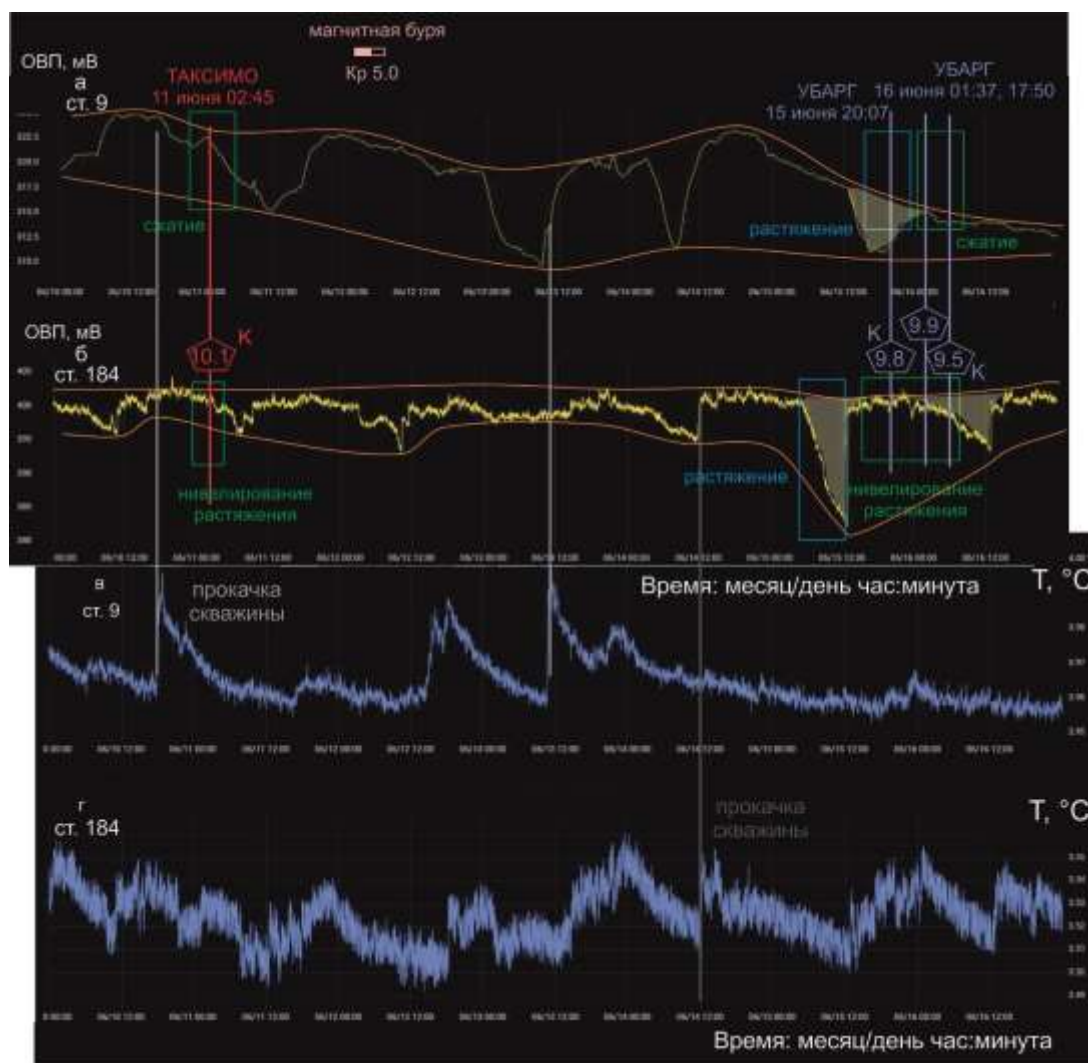


Рис. 12. Диаграммы вариаций ОВП 10–16 июня 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 12. Diagrams of ORP variations on June 10–16, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (в, г).

17–23 июня: 17 июня устанавливается режим недельных сейсмических импульсов, реализуются землетрясения повышенного энергетического класса сначала – на востоке, затем – в центре БРС

На востоке БРС происходит Тыйское землетрясение (ТЫЯ, $K=11.5$) 18 июня – точно через неделю после землетрясения Таксимо (ТА). В центре БРС следует Усть-Баргузинское землетрясение (УБАРГ, $K=12.4$) 22 июня – точно через неделю после группы землетрясений в кластере УБАРГ. На землетрясение 22 июня УБАРГ центра откликается Курумканское землетрясение востока (КУР, $K=10.2$) (рис. 13).

В записях ОВП ст. 184 (рис. 13б) перед землетрясением ТЫЯ образуется глубокий минимум, но во время этого землетрясения минимум нивелируется (растяжение прекращается). В записях ОВП ст. 9 (рис. 13а) наблюдается перегиб линии от 310 мВ 18 июня в 00:10 с последующим снижением значений до 295 мВ на сдвоенных минимумах в 03:34 и 05:26. Землетрясение ТЫЯ в 00:55 приходится на нисходящую линию через 45 мин. после перегиба. Следовательно, в косейсмических деформациях 18 июня в 00:55 под Култукской тектонической ступенью (ст. 184) растяжение коры нивелируется, а в Обручевском разломе растяжение коры начинается и продолжается до прокачки скважины,

начавшейся 19 июня в 09:02. Непосредственно в момент начала прокачки не происходит заметного возрастания ОВП, поскольку растяжения коры преобладает. В дальнейшем ОВП этой станции возрастает и

22 июня, во время землетрясения УБАРГ, выходит на максимум (регистрируется сжатие коры в Обручевском разломе). Во время этого землетрясения минимум ст. 184 нивелируется (растяжение сходит на-нет).

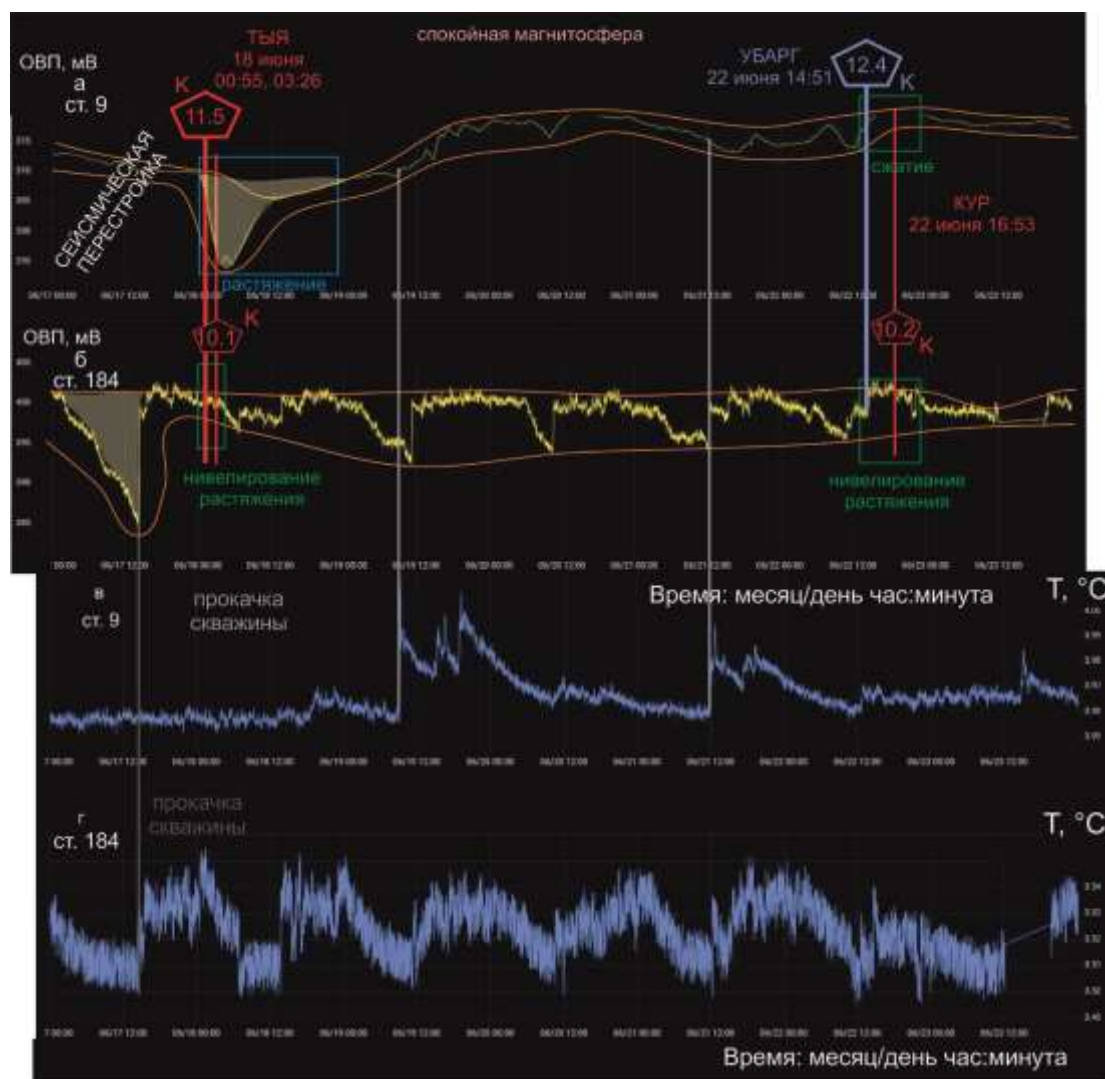


Рис. 13. Диаграммы вариаций ОВП 17–23 июня 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 13. Diagrams of ORP variations on March 17–23, 2026 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (б) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (в, г).

24–30 июня: переход от первого недельного сейсмического импульса ко второму, начинается снижение ОВП

Короткий сейсмический импульс востока, начавшийся с землетрясения Таксимо (ТА) 11 июня и достигший наибольшей силы землетрясения ТЫЯ 18 июня, заканчивается слабыми землетрясениями Курумкан (КУРУМ) 22 июня, УМХЕЙ 25 июня и БАУНТ 26 июня (завершается вторая неделя импульса).

Землетрясения востока отражаются в вариациях ОВП ст. 9. Землетрясению ТЫЯ 18 июня в подземных водах этой станции соответствует весьма глубокий сдвоенный минимум ОВП 295 мВ в 03:34 и 05:26 (рис. 13а), а последующее возрастание этого показателя приводит к максимуму ОВП 329 мВ 26 июня в 15:00 (рис. 14а).

Короткий сейсмический импульс, начавшийся на Среднем Байкале 22 июня с

события УБАРГ ($K=12.4$), сменяется почти ровно через неделю (29 июня) слабым событием в этом же кластере, за которым следует событие (в этом же кластере) 30 июня, а на следующей неделе еще два события 2 июля. Землетрясение ПРОВАЛ с повышенным энергетическим классом ($K=11.0$) 27 июня приходится на переход от максимума ОВП ст. 9 к понижению линии вместе с последующим событием Маритуй (МАР), реализующимся также 27 июня (рис. 14а).

Наибольший интерес представляет снижение ОВП, резко начавшееся на ст. 184 27 июня в 14:40 от значения 402 мВ. Значения падают 13 июня в 12:40 почти на 40 мВ (до 381 мВ) с последующим выполаживанием линии. 04 июля в 15:00 значение ОВП составляет 375 мВ. В течение недели наблюдается переход от косейсмического сжатия коры к ее косейсмическому растяжению.

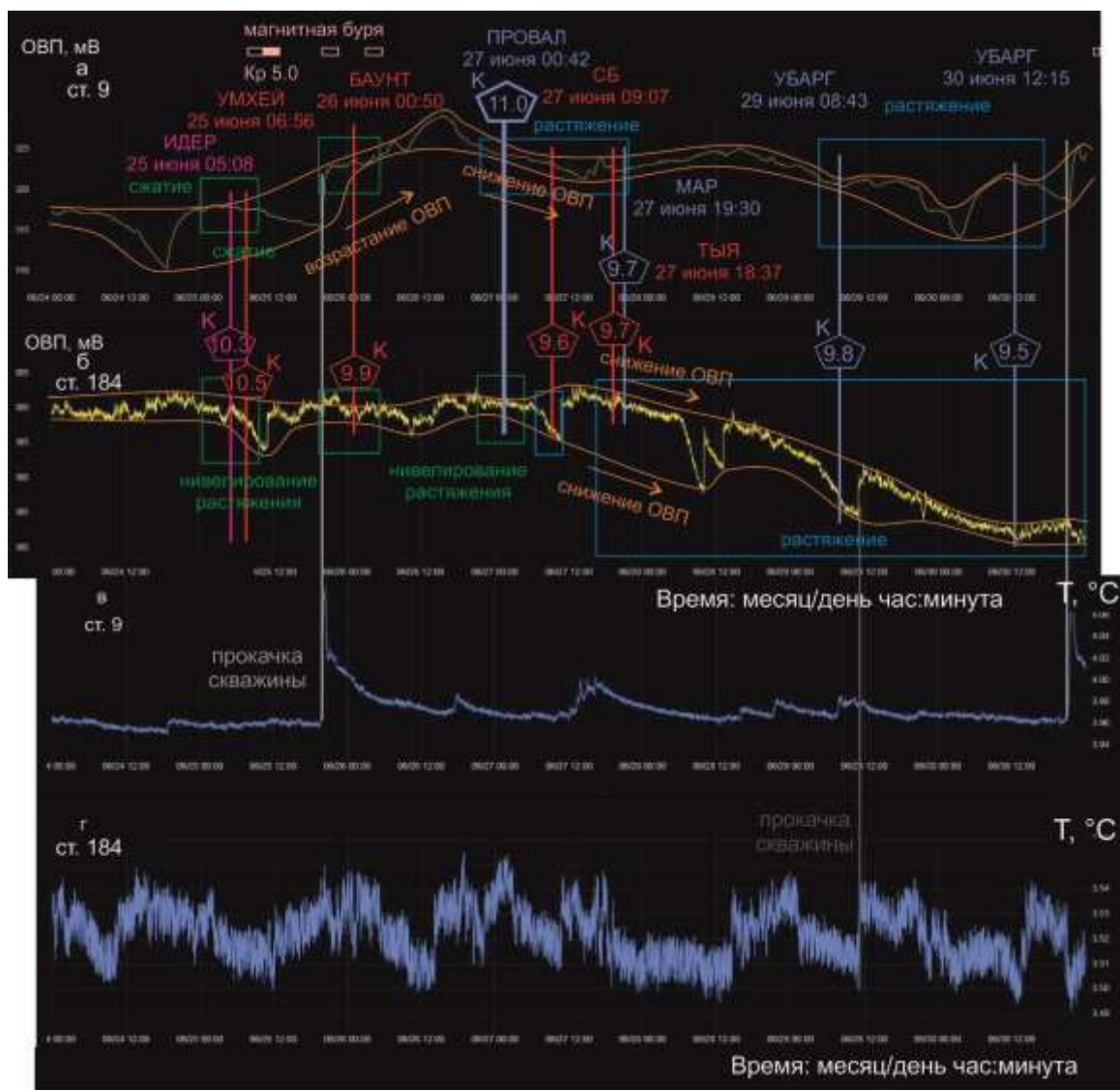


Рис. 14. Диаграммы вариаций ОВП 24–30 июня 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б) в сопоставлении с вариациями температуры в подземных водах этих же станций (в, г).

Fig. 14. Diagrams of ORP variations on June 24–30 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (b) in comparison with temperature variations in groundwater of the same stations (в, г).

Обсуждение результатов

Основная цель мониторинга ОВП подземных вод Култукского полигона – оперативная

оценка сейсмогенного состояния коры БРС. Такая оценка имеет смысл только непосредственно во время наблюдений, а в

дальнейшем теряет актуальность. По результатам анализа временных вариаций энергетического класса землетрясений с февраля до начала июля 2026 г. с включением новых записей ОВП подземных вод в апреле-июне 2026 г. мы обращаем внимание на текущее сейсмогенное состояние коры, которое выражается: 1) в совпадении во времени землетрясений и магнитных бурь в начале периода наблюдений апреля–июня 2026 г. и в отсутствии таких совпадений в конце этого периода, 2) в повторяющихся вариациях сжатия и растяжения коры, регистрируемых в записях ОВП при землетрясениях, 3) в различии недельного проявления землетрясений на востоке, западе и в центре БРС, 4) в аномальном сейсмогенном состоянии коры, сложившемся в конце июня – начале июля 2026 г. и 5) в дуговом характере распределения землетрясений БРС.

Совпадение во времени землетрясений и магнитных бурь

Связь землетрясений с магнитными бурями отчетливо выражена в записях ОВП станций Култукского полигона в конце 2025 г. и в начале 2026 г. В ноябре 2025 г. энергетический класс землетрясений запада БРС снижается, а в декабре возрастает. По записям ОВП определяется контроль землетрясений магнитными бурями. Из-за мешающего эффекта магнитных бурь реконструкция растягивающих и сжимающих усилий коры в этом временном интервале становится невозможной (Рассказов и др., 2026).

При ОВП-мониторинге в апреле-июне по-прежнему устанавливается совпадение во времени электрических эффектов и землетрясений с магнитными бурями: 1) кластер УМХЕЙ 4 апреля, 2) землетрясения 10 апреля (УМХЕЙ) и 11 апреля (БУС), 3) землетрясение ОЛЕК 19 апреля, 4) землетрясение БУС 01 мая, 5) землетрясение ОЛЬХ 04 мая (с запаздыванием). В дальнейшем, в мае и июне,

совпадений землетрясений с магнитными бурями не наблюдается.

Реконструкции сжатия и растяжения коры по записям ОВП

Подъем энергии землетрясений запада БРС сопровождается сейсмической перестройкой начала января, в результате которой сейсмичность перераспределяется с запада на восток. С 13 до 22 января по записям ОВП регистрируются условия сейсмогенного сжатия коры на Култукском полигоне, с 24 до 28 января – условия растяжения. Последующая перестройка выражается в быстрой смене сжатия и растяжения. В этом режиме осуществляется выход на землетрясение в кластере Хубсугула (ХУ) запада БРС с повышенным энергетическим классом ($K=11.0$).

При слабых и относительно редких землетрясениях с 12 до 20 февраля кора Култукского полигона растягивается. После 20 февраля следует интервал слабых землетрясений, реализующихся в условиях смены сжатия и растяжения коры при редких и слабых землетрясениях (22–23 февраля, 3 марта и 12–13 марта). После перестройки 13–17 марта действует косейсмическое сжатие коры, которое приводит к усилению сейсмичности на востоке БРС (см. рис. 1). В конце июня – начале июля землетрясения реализуются на фоне перехода от сжатия к растяжению коры.

Различие недельного проявления землетрясений на востоке, западе и в центре БРС

С учетом недельной квазипериодичности гидрогеохимических вариаций перед сильными землетрясениями (Рассказов и др., 2025) можно предположить реализацию подобной квазипериодичности в текущих сейсмогенных деформациях. Для получения картины такой квазипериодичности информация сейсмических импульсов МА и АИ на востоке, в центре и на западе БРС сворачивается в штрих-коды (рис. 15).

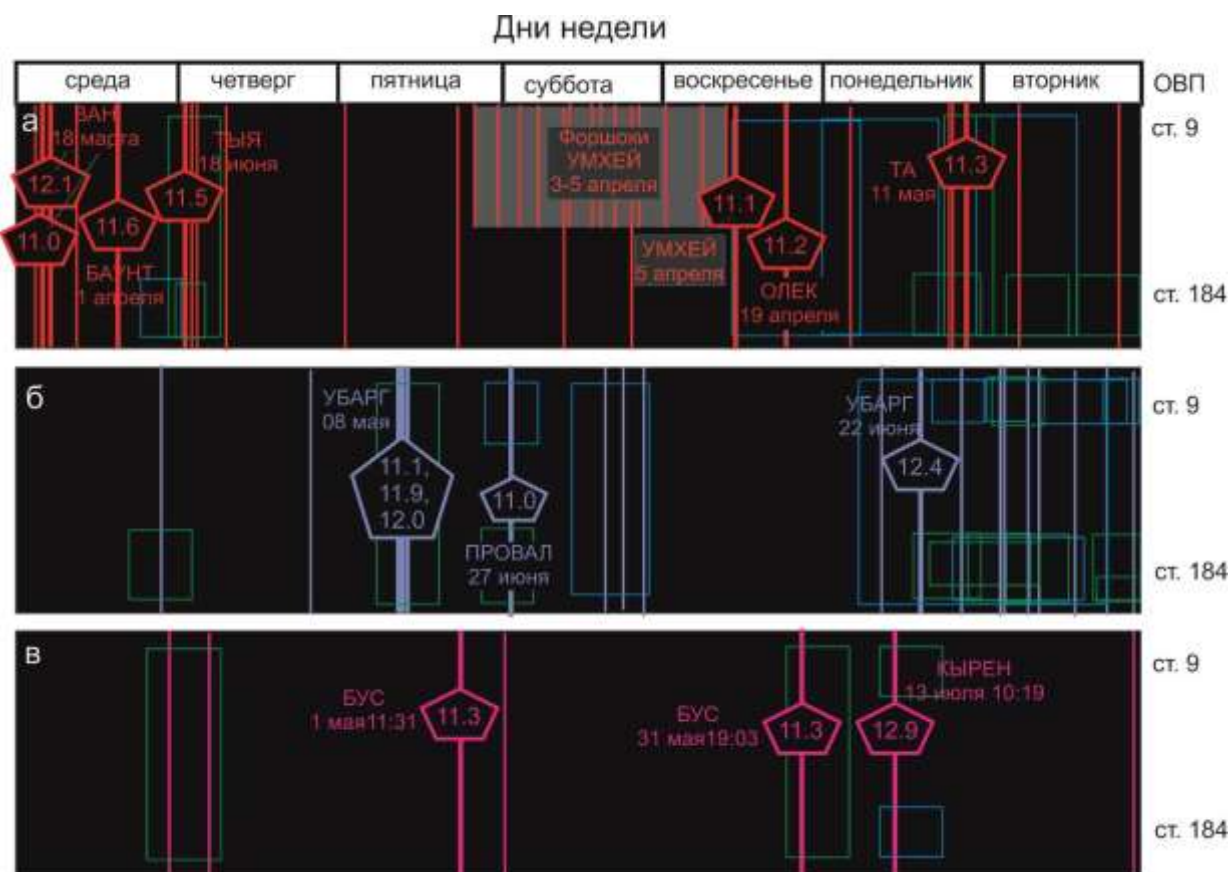


Рис. 15. Недельные штрих-коды землетрясений временного интервала 17 марта – 1 июля 2026 г. в БРС: на востоке (*а*), в центре (*б*) и на западе (*в*). Данные по землетрясениям перенесены из рис. 2–14 и , а также из подобных рисунков из работы (Рассказов и др., 2026). По вариациям ОВП в подземных водах станций 9 и 184 зелеными прямоугольниками выделены землетрясения в условиях сжатия коры, синими – в условиях растяжения.

Fig. 15. Weekly barcodes of earthquakes for the time interval March 17 – July 1, 2026, in the BRS: in the east (a), in the center (o), and in the west (e). Earthquake data are transferred from Figs 2–14 and, as well as from similar figures after (Rasskazov et al., 2026). From ORP variations in groundwater at stations 9 and 184, earthquakes under crustal compression are highlighted in green rectangles, and those under crustal extension are highlighted in blue rectangles.

Штрих-код землетрясений востока наиболее представителен (рис. 15а). Группы сейсмических событий конца вторника – начала четверга, конца пятницы – начала понедельника и конца понедельника – начала вторника маркируют активность силового центра сейсмических импульсов МА и АИ, производных ЯБГК.

Штрих-код землетрясений центра имеет вид одиночного события среды, группы четверга–пятницы–субботы и группы понедельника–вторника. Землетрясения с повышенным энергетическим классом ($K=11.1-12.4$) принадлежат одному кластеру УБАТГ (рис. 156).

Штрих-код землетрясения запада характеризуется равномерной рассредоточенностью

событий. В течение недели проявляются четыре сейсмических дня: среда, пятница, вторая половина воскресенья-первая половина понедельника и вторник. Два землетрясения (01 и 31 мая) с повышенным энергетическим классом ($K=11.3$) принадлежат одной территории (БУС). С землетрясение БУС второй половины воскресенья сочетается наиболее сильное за время наблюдений землетрясение КЫРЕН первой половины понедельника ($K=12.9$). В пятницу реализуется дополнительное слабое землетрясение (рис. 15в).

Активность сейсмических импульсов МА и АИ востока БРС имеет недельную квазипериодичность. Группа землетрясений конца вторника – начала четверга востока включает события с повышенным энергетическим

классом: ВАН ($K=11.0$ и 12.1), БАУНТ ($K=11.6$) и ТЫЯ ($K=11.5$). Этой группе соответствуют слабые землетрясения среды в центре и на западе БРС.

Группа землетрясений конца пятницы – начала понедельника востока характеризуется событиями УМХЕЙ и ОЛЕК с повышенным энергетическим классом ($K=11.1$ и 11.2). Первому из этих событий, произошедшему 5 апреля, предшествуют форшоки кластера УМХЕЙ 03–05 апреля. Группе землетрясений пятницы–понедельника востока отвечает два слабых события центра в субботу. События запада пятницы и воскресенья соответствуют началу и окончанию интервала землетрясений конца пятницы – начала понедельника востока. Землетрясения УБАРГ центра с повышенным энергетическим классом ($K=11.1–12.0$) реализуются в пятницу, до интервала землетрясений конца пятницы – начала понедельника востока.

Группа землетрясений конца понедельника – начала вторника востока представлена событием ТА с повышенным энергетическим классом ($K=11.3$). Этой группе соответствуют слабые сейсмические события понедельника–вторника центра, а более сильное событие УБАРГ 22 июня ($K=12.4$) предшествует группе землетрясений понедельника–вторника востока. На западе происходит одно слабое землетрясение в конце вторника.

Недельные штрих-коды подчеркивают рассеянный характер землетрясений востока и их локальное проявление в центре и на западе БРС. По вариациям ОВП землетрясения запада соответствуют условиям сжатия коры, землетрясения востока и центра – различным соотношениям сжатия и растяжения в Обручевском разломе и Култукской тектонической ступени.

Аномальное сейсмогенное состояние коры в конце июня – начале июля 2026 г.

Аномальное сейсмогенное состояние коры отчетливо выявляется на графике 35-ти дней мониторинга ОВП, с 06 июня до 13 июля (рис. 16). В этом временном интервале происходят 3 землетрясения с повышенным энергетическим классом: ТЫЯ (18 июня), УБАРГ (22 июня) и ПРОВАЛ (27 июня). Линия записей ОВП ст. 9 первого из них образует глубокий минимум, а к последнему – выходит на максимум (в Обручевском разломе растяжение сменяется сжатием). Судя по возрастанию ОВП, сжатие продолжает усиливаться до 06 июля, а затем несколько снижается. Линия записей ОВП ст. 184 также соответствует проявлению глубоких минимумов во время землетрясения ТЫЯ, а после землетрясения ПРОВАЛ (27 июля) резко идет вниз (усиливается растяжение коры под Култукской ступенью).

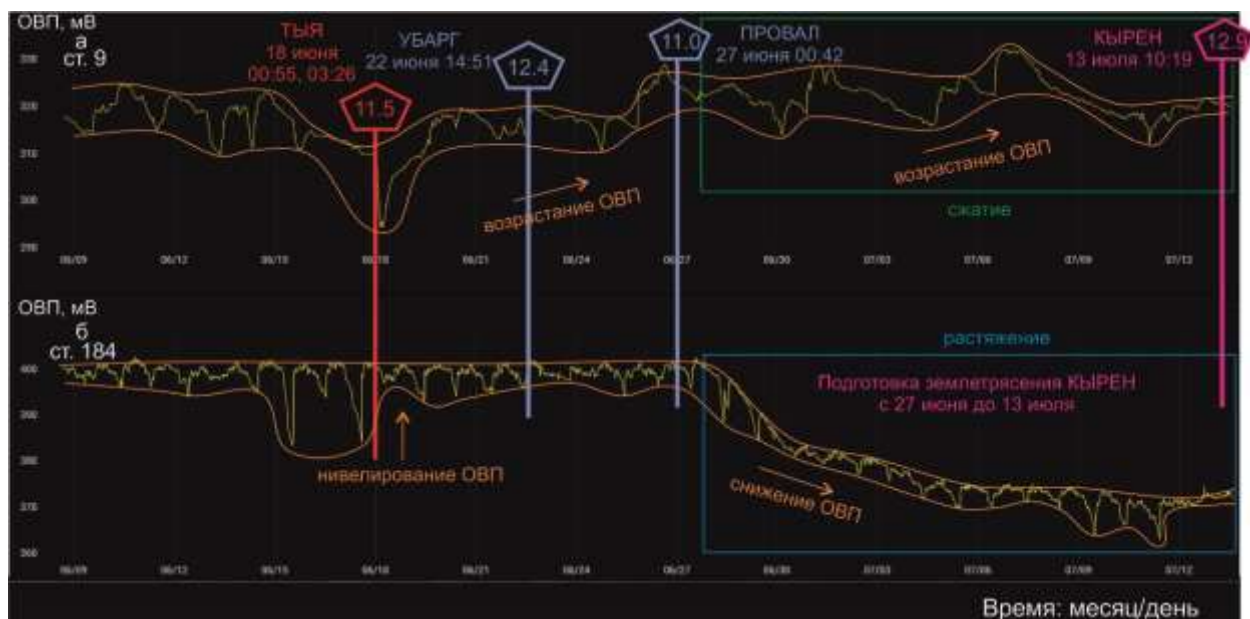


Рис. 16. Диаграммы вариаций ОВП 06 июня – 13 июля 2026 г. в подземных водах ст. 9 (а) и ст. 184 (б).

Fig. 16. Diagrams of ORP variations on June 06 – July 13 in groundwater of station 9 (a) and station 184 (б).

Преобладающее растяжение коры в БРС выражается в проявлении наиболее сильных землетрясений, поэтому резкое снижение ОВП ст. 184 может восприниматься как показатель предсейсмического состояния коры (Рассказов и др., 2025). Поскольку во время подготовки сильных землетрясений Байкало-Хубсугульской активизации регистрировалось согласованное снижение ОВП всех станций Култукского полигона, мониторинг осуществляется на двух станциях. Ожидается, что приближение сильного землетрясения будет обозначено одновременным снижением ОВП двух станций (Рассказов и др., 2023а). С 27 июня ОВП заметно снижается в подземных водах только на одной станции (ст. 184). Предполагалось, что если относительное снижение ОВП начнется в подземных водах другой станции (ст. 9), то нужно ожидать землетрясения повышенного энергетического класса. Такое землетрясение ($K=12.9$) реализуется 13 июля в Тункинской впадине (землетрясение КЫРЕН). Разумеется, для уверенного прогноза сильного сейсмического события требуется дополнительное определение параметров химической гидрогеодинамики в подземных водах Култукского полигона ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, концентраций U, Si, Na и Li).

В анализе текущих аномальных записей ОВП нужно принять во внимание также фактор проявления сильных землетрясений БРС с изменением условий деформаций коры на Култукском полигоне. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2023 гг. сильным землетрясениям соответствовали условия растяжения коры на Култукском полигоне (ОВП снижалось на всех станциях мониторинга). Во время Северо-Байкальско-Хангайской активизации на полигоне проявилось сжатие (перед сильными землетрясениями ОВП существенно возрастало). В текущем возрастании ОВП ст. 9 и снижении ОВП ст. 184 отразилось нарастание сжатия в краевом Обручевском разломе Южно-Байкальской впадины, сопровождающемся усилением растяжения под Култукской тектонической ступенью ее осевой части. Такое состояние коры может

свидетельствовать о возможной реализации сдвигового сейсмогенного смещения на полигоне, которое будет отвечать одной из прогностических моделей сейсмической активизации БРС.

Отметим чувствительность ст. 184 к сейсмической активизации структур Тункинской долины. Перед сильным Быстринским землетрясением 22 сентября 2020 г. в подземных водах на протяжении длительного времени постепенно возрастала концентрация U. Кроме аномальных косейсмических вариаций U, на ст. 184 установлены также аномальные косейсмические вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , Hg и Li (Рассказов и др., 2022).

Эпизоды и механизм дугового распределения землетрясений БРС в 2026 г.

Сейсмогенное состояние коры, выражающееся в дуговом распределении землетрясений БРС, устанавливается сначала во временном интервале 01.02.–13.03.2026), а затем – во временном интервале 18.06.–13.07.2026. В первом временном интервале проявились слабые сейсмические события на востоке и в центре БРС с реализацией события ХУ 09 февраля максимального энергетического класса ($K=11.0$) на западе (рис. 1б). Во втором временном интервале энергетический класс событий в дуге возрастает с финальной реализацией события КЫРЕН 13 июля более высокого энергетического класса ($K=12.9$) (рис. 1е).

Поскольку ориентировка линий вдоль простирания БРС слегка меняется, по перпендикулярам к этим линиям определяется общий полюс вращения (полюс Эйлера) с приближительными координатами $60^{\circ}51'\text{с.ш.}$, $96^{\circ}58'\text{в.д.}$ (район пос. Куюмба). Этот полюс обозначает точку на сферической земной поверхности Google Earth, через которую проходят радиусы дуги землетрясений БРС. Длина радиусов от дуги землетрясений БРС до эйлерового полюса Куюмба составляет на западе и востоке около 1060 км, в центре увеличивается до 1150 км. Синхронность линий землетрясений запада, центра и востока БРС свидетельствует об упорядоченной

сейсмогенерирующей деформации коры вдоль рифтовой структуры на расстояние около 1200 км.

Новая сейсмическая дуга, телескопированная относительно сейсмической дуги февраля-марта, выявляется в июне-июле с эйлеровым полюсом $56^{\circ}16.43'$ с.ш., $101^{\circ}40.62'$ в.д. (район г. Братска). Длина радиусов от дуги землетрясений БРС до эйлерового полюса составляет на западе и востоке около 490–500 км, в центре увеличивается до 550 км. Эпицентрами землетрясений повышенного энергетического класса активизировалась дуга БРС протяженностью около 750 км.

В сейсмических дугах с эйлеровыми полюсами Куюмбы и Братска отчетливо

обозначился сценарий, предопределенный сильнейшими магнитными бурями конца 2026 г., которые привели к релаксации тектонических напряжений в БРС с последующим запуском деформационных процессов в коре при затягивании материала востока и центра этой структуры вдоль оси ЯБГК. Это силовое воздействие спровоцировало вращение в БРС, при котором вовлекалась в движения осевая часть почти всей рифтовой системы. Вращался блок ЯБГК относительно Стабильной Азии. Вращение ограничивалось к востоку сейсмоактивным углом, производным осевого затягивания материала ЯБГК (рис. 17).



Рис. 17. Схема телескопированного дугового пространственного распределения эпицентров землетрясений БРС в феврале-марте и в июне-июле 2026 г. – контроль сейсмогенных деформаций БРС затягиванием материала вдоль оси Японско-Байкальского геодинамического коридора.

Fig. 17. Scheme of telescoped arc spatial distribution of BRS earthquake epicenters in February-March and June-July 2026 – control of seismogenic deformations of the BRS by pulling the material along the axis of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor.

По данным спутниковой геодезии литосфера БРС движется в направлении восточного-восток, вдоль мантийной оси ЯБГК, с современной скоростью около 3 см/год. Судя по маркеру Береинского вулканического центра Витимского поля относительно локальной низкоскоростной аномалии, расположенной под литосферой Северного Байкала на глубине 250–300 км, за 16 млн лет литосфера Западного Забайкалья сместилась на 300 км с проявлением эффекта вязкого торможения

слоев малых глубин относительно более глубоких слоев (Рассказов, Чувашова, 2018). Такой эффект влечет за собой раздвижение берегов Байкала. В Ольхонско-Святоносской и Усть-Баргузинской зонах блоки движутся в ЮВ направлении со средними скоростями от 3.0 мм/год в северной части Южно-Байкальской впадины до 6.5 мм/год – в Баргузинской (Лухнев и др., 2013). Выявленные эпизоды дугового распределения эпицентров землетрясений БРС свидетельствуют о

краткосрочных упорядоченных сейсмогенных деформациях коры, контролирующихся исключительно силами ЯБГК без какого-либо влияния сил Саяно-Монгольского сектора Индо-Азиатской конвергенции.

Заключение

По результатам оперативного анализа землетрясений и записей ОВП в настоящей работе подчеркивается роль сейсмогенных деформаций, реализующихся с 18 марта до 13 июля 2026 г. на востоке БРС при главенстве тектонических усилий со стороны ЯБГК. Землетрясения центра БРС рассматриваются как вторичные, проявляющиеся вместе с землетрясениями востока.

Влияние тектонических усилий ЯБГК возрастает после ослабления упорядоченной (угловой и линейной) сейсмичности января-марта 2026 г. Оно выражается в пространственном смещении землетрясений с проявлением рассеянного сейсмического импульса МА (март-апрель) на востоке БРС с последующим переходом к концентрированному сейсмическому импульсу АИ (апрель-июнь) в центре. Во второй половине июня землетрясения востока и центра БРС объединяются в единую последовательность событий, укладываемых в более короткие (недельные) сейсмические импульсы.

В текущем развитии рассматриваемых сейсмических импульсов на востоке и в центре БРС проявляется группирование сейсмических событий с короткой (недельной) квазипериодичностью при равномерном рассредоточении событий на западе. В конце наблюдений устанавливается аномальное состояние коры, выражающееся в заметном снижении ОВП подземных вод ст. 184. В текущем возрастании ОВП ст. 9 и снижении ОВП ст. 184 отражается нарастание сжатия в краевом Обручевском разломе Южно-Байкальской впадины, сопровождающемся усилением растяжения под Култукской тектонической ступенью ее осевой части. Такое состояние коры свидетельствует о реализации сдвигового сейсмогенного смещения на полигоне, которое может отвечать одному из прогностических сценариев сейсмической активизации БРС. Этот сценарий реализовался в Кыренском землетрясении 13 июля 2026 г. с повышенным энергетическим

классом ($K=12.9$). Эпицентры землетрясений повышенного энергетического класса ($K=11.0-12.9$) ТЫЯ-УБАРГ-ПРОВАЛ-КЫРЕН образуют миграционную дугу с общим эйлеровым полюсом вращения. В пространственном отношении эти землетрясения ограничены осевыми впадинами БРС: Северо-Байкальской, Южно-Байкальской и Тункинской.

Дуговое распределение эпицентров землетрясений БРС, вызванное силами Японско-Байкальского геодинамического коридора, реализуется сначала (во временном интервале февраля-марта: 01.02.-13.03.2026) слабыми сейсмическими событиями, а затем (во временном интервале июня-июля: 18.06.-13.07.2026) – событиями повышенного энергетического класса. Выявленные эпизоды дугового распределения эпицентров землетрясений обозначают краткосрочное упорядочение сейсмогенных деформаций коры, контролирующихся исключительно силами ЯБГК без существенного влияния сил Саяно-Монгольского сектора Индо-Азиатской конвергенции.

Благодарности

Работа выполняется по проекту ИЗК СО РАН FWEF-2026-0010. В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckprf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>). (Карта..., 2026). Авторы благодарят В.И. Архипенко за обеспечение технической поддержки рабочего состояния сенсоров на станциях Култукского полигона.

Литература

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН, 2026. <http://www.seis-bykl.ru>

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области

сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1814–1825.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Архипенко В.И., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П. Первый опыт мониторинга косейсмических и асейсмических вариаций ОВП, pH и температуры подземных вод Култукского резервуара в режиме реального времени (Байкальская рифтовая система) // Геология и окружающая среда. 2023а. Т. 3, № 4. С. 161–181. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.161>.

Рассказов С.В., Асламов И.А., Снопков С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Чувашова И.С. От контроля слабых землетрясений в Байкальской рифтовой системе магнитными бурями к сейсмическим импульсам Японско-Байкальского геодинамического коридора: мониторинг ОВП подземных вод в реальном времени начала 2026 г. // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 1. С. 56–90. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.56.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Снопков С.В., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимические отклики подземных вод ст. 184 в 2020–2021 гг. на сейсмогенные деформации Байкало-Хубсугульской активизации // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чебыкин Е.П. Горячинская активизация Ямбуиской зоны транстенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала // Геология и окружающая среда. 2023б. Т. 3, № 4. С. 108–145. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108>.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Снопков С.В., Чувашова И.С. Расширяющаяся сейсмичность и парагенетические вариации состава подземных вод в Байкальской рифтовой системе в 2020–2025 гг.: оценка текущего состояния земной коры // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 2. С. 69–123. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.69.

Freund F. Earthquake forewarning – A multidisciplinary challenge from the ground up to space // Acta Geophysica. 2013. V. 61, no. 4. P. 775–807. DOI: 10.2478/s11600-013-0130-4.

References

Earthquake epicenter map. Irkutsk: Baikal branch of the Federal Research Center Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, 2026. <http://www.seis-bykl.ru>

Freund F. Earthquake forewarning – A multidisciplinary challenge from the ground up to space // Acta Geophysica. 2013. V. 61, no. 4. P. 775–807. DOI: 10.2478/s11600-013-0130-4.

Lukhnev A.V., Sankov V.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Sankov A.V., Bashkuev Yu.B., Dembelov M.G., Kale E. Modern deformations of the earth's crust in the junction area of rift segments of the central part of the Baikal rift system according to GPS geodesy data // Geology and Geophysics. 2013. Vol. 54. No. 11. P. 1814–1825.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 2018. 384 p. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Arkhipenko V.I., Ilyasova A.M., Chebykin E.P. First experience in real-time monitoring of coseismic and aseismic ORP, pH, and temperature variations in groundwater from the Kultuk reservoir (Baikal Rift System) // Geology and Environment. 2023a. Vol. 3, No. 4. P. 161–181. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.161>

Rasskazov S.V., Aslamov I.A., Snopkov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S. From magnetic storm control of weak earthquakes in the Baikal Rift System to dominant seismic impulses of the Japan-Baikal geodynamic corridor: real-time monitoring of groundwater oxidation-reduction potential in early 2026 // Geology and Environment. 2026. Vol. 1, No. 1. P. 56–90. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.56.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S. Expanding seismicity and paragenetic variations in groundwater composition in the Baikal rift system in 2020–2025: assessment of the current state of the earth's crust // Geology and Environment. 2025. Vol. 5, No. 2. P. 69–123. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.69.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Borneyakov S.A., Chebykin E.P. Goryachinsk reactivation of the Yambui transtension zone in 2013–2015: Coseismic chemical hydrogeodynamics of groundwater on the southeastern coast of Middle Baikal // Geology and Environment. 2023б. Vol. 3, No. 4. P. 108–145. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108>

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Bornyakov S.A., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. Hydrogeochemical responses of groundwater from station 184 in 2020-2021 on seismogenic deformations of the Baikal-Khubsugul reactivation // *Geology and*

Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26

Рассказов Сергей Васильевич,

*доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru*

Rasskazov Sergei Vasilevich,

*doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
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*

Снопков Сергей Викторович,

*кандидат геолого-минералогических наук,
664025, 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 Sergei Viktorovich,

*Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664025, Irkutsk, Lenin sr., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor,
664074, Irkutsk, Kurchatov st., 3,
Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,
Leading Researcher,
email: snopkov_serg@mail.ru.*

Асламов Илья Александрович,

*кандидат физико-математических наук,
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
Лимнологический институт СО РАН,
заведующий лабораторией гидрологии и гидрофизики,
email: ilya_aslamov@bk.ru*

Aslamov Ilya Aleksandrovich,

*Candidate of physical and mathematical sciences,
664033, Irkutsk, Ulan-Batorskaya st., 3,
Limnological Institute SB RAS,*

Head of laboratory of hydrology and hydrophysics,
email: ilya_aslamov@bk.ru

Чебыкин Евгений Павлович,
кандидат химических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий специалист,
email: epcheb@yandex.ru

Chebykin Eugene Pavlovich,
Candidate of Chemical Sciences,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
leading specialist,
email: epcheb@yandex.ru

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

Ilyasova Aigul Maratovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
leading engineer,
email: ila@crust.irk.ru

ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.3:551.14 + 550.93

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.66>

EDN: AUSBYE

Обзор изотопной систематики благородных газов в глобальных неоднородностях границы ядро-мантия на юге Тихого океана и Африки: Перспективы эквивалентной систематики в Азии

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹

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

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье оцениваются возможности тестирования гипотезы глобальных неоднородностей на юге Тихого океана (SOPITA), в Африке (AFITA) и в Азии (ASITA) по изотопным составам благородных газов вулканических пород и глубинных ксенолитов из них. К настоящему времени систематическими исследованиями благородных газов охвачены базальты океанических островов (OIB) первых двух аномалий, характеризующихся низкими скоростями сейсмических волн в основании мантии и низкими значениями $\epsilon^{182}\text{W}$, свидетельствующими об образовании материала источников при выделении ядра Земли в первые 30–60 млн лет после события CIA Солнечной системы. С первичной дифференциацией материала границы ядро–мантия связано образование компонента с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$, высоким $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и низким $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, а также низким $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Соотношения изотопов Ne сохраняются в источниках OIB горячих пятен SOPITA и AFITA при снижении $^3\text{He}/^4\text{He}$ до значения базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). С временным диапазоном первичной дифференциации SOPITA и AFITA в ASITA сопоставляются наиболее древние протолиты источников вулканических пород с OIB-подобными характеристиками и геохронами ураногенного Pb в диапазоне гадея 4.54–4.44 млрд лет. Для получения ключевых изотопных характеристик благородных газов протолитов ранней Земли в ASITA, эквивалентных характеристикам ранней Земли SOPITA и AFITA, перспективны оливиновые фенокристы вулканических пород и вулканические стекла на вулканических полях Дариганга, Абага-Дайлинора, Удокан, Кунь-Лунь, Чеджу и Южное Гоби, для которых определены OIB-подобные характеристики и получены Pb-изотопные геохроны протолитов гадейских мантийных источников.

Ключевые слова: $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{120}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, $^{121}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, Азия, новейший геодинамический этап

Статья получена: 10.07.2026; исправлена: 13.07.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Обзор изотопной систематики благородных газов в глобальных неоднородностях границы ядро-мантия на юге Тихого океана и Африки: Перспективы эквивалентной систематики в Азии // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 66–115. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.66. EDN: AUSBYE

Article received: 10.07.2026; corrected: 13.07.2026; accepted: 17.03.2026.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnigina T.A. Review of the isotope systematics of noble gases in global core-mantle boundary inhomogeneity in Southern Pacific and Africa: Prospects of the equivalent systematics in Asia // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 66–115. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.66. EDN: AUSBYE

Review of the Isotope Systematics of Noble Gases in Global Core-Mantle Boundary Inhomogeneity in Southern Pacific and Africa: Prospects of the Equivalent Systematics in Asia

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹

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

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract. In the paper, the feasibility of testing the hypothesis of global heterogeneities in the South Pacific (SOPITA), Africa (AFITA), and Asia (ASITA) based on the noble gas isotopic compositions of volcanic rocks and their deep xenoliths is estimated. To date, systematic studies of noble gases have covered ocean island basalts (OIB) of the first two anomalies, characterized by low seismic velocities at the base of the mantle and low $\epsilon^{182}\text{W}$ values, indicating the formation of source material during the separation of the Earth's core in the first 30–60 million years after the CIA event of the Solar System. The formation of a component with high $^3\text{He}/^4\text{He}$, high $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, low $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, and low $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ is associated with the primary differentiation of core–mantle boundary material. Ne isotope ratios are preserved in the OIB sources of the SOPITA and AFITA hotspots, with a decrease in $^3\text{He}/^4\text{He}$ to the value of mid-ocean ridge basalts (MORB). The most ancient protoliths of volcanic rock sources with OIB-like signatures and uraniumogenic Pb geochrons in the Hadean range of 4.54–4.44 Ga are compared with the time range of primary differentiation of SOPITA and AFITA in ASITA. Olivine phenocrysts from volcanic rocks and volcanic glasses in the Dariganga, Abaga-Dalinuoer, Udokan, Kunlun, Jeju, and South Gobi volcanic fields are promising for obtaining key isotopic indicators of noble gases in the early Earth protoliths in ASITA, equivalent to those of the early Earth SOPITA and AFITA. OIB-like signatures have been determined for these rocks, and Pb isotope ages have been obtained for the protoliths of Hadean mantle sources.

Keywords: $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{120}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, $^{121}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, Asia, latest geodynamic stage

1. Постановка проблемы

Более 50 лет назад У.Дж. Морган (Morgan, 1971) предположил, что вулканические цепи подводных гор и островов в океанах (Гавайская цепь и др.) и некоторые вулканические поля континентов (Йелоустон) представляют собой поверхностное проявление струй (plums) горячего материала, поднимающихся из глубокой мантии. Такой подъем следует ожидать в любой конвектирующей жидкости, нагреваемой снизу. В дальнейшем вопрос о существовании струй (плюмов) в глубокой мантии был предметом оживлённой дискуссии (Foulger, 2010; Рассказов, 2012). В отличие от определения термина «расплавная аномалия», которым характеризуются проявления магматизма в коре или верхней мантии (включая переходный слой 410–660 км), плюм представляет собой узкую (радиус 100–200 км) горячую колонну, которая существует независимо от мантийной конвекции и

плитной тектоники и протягивается от термального граничного слоя основания конвектирующей системы, обычно являющейся границей ядро–мантия. Предполагается, что плюмы характеризуются значительным активным воздыманием, в отличие от пассивного воздымания, связанного с расхождением плит, и нормального крупномасштабного воздымания, существующего в любой конвектирующей системе (Anderson, 1995).

В каталогах наиболее часто цитируемых горячих пятен Земли (Courtillot et al., 2003; French, Romanowicz, 2015) плюмы на территории Азии не обозначались. Тем не менее, термин «плюм» нередко использовался для обозначения здесь источников вулканизма позднего мела – кайнозоя и для интерпретации моделей сейсмической томографии (Ярмолук и др., 1990, 1994, 2003; Трифонов и др., 2023). Чтобы прояснить насколько корректно использование понятий «расплавная аномалия» или «плюм» на территории Азии,

нужно обратиться к вопросу показателей мантийных струй, поднимающихся с границы ядро–мантия в Тихом и Атлантическом океанах, и поставить вопрос: могут ли быть выявлены эквивалентные показатели подъема материала из глубокой мантии в вулканических породах и сейсмотомографических моделях Азии?

В моделях глобальной сейсмической томографии (Gu et al., 2001; Ritsema, 2005; French, Romanowicz, 2015) подчеркиваются ярко выраженные низкие скорости сейсмических волн на границе ядро–мантия в обширных районах Южной части Тихого Океана и Африки с сопредельной Атлантикой и Европой. Первая из них получила название SOPITA (South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly) (Staudigel et al., 1991), вторая, по аналогии с первой, названа AFITA (African Isotopic and Thermal Anomaly) (Рассказов, Чувашова, 2024). Эти аномалии обозначались также только по критерию снижения скоростей сейсмических волн – LLSVPs (large low shear velocity provinces) (Thorne et al., 2004). Более раннее название SOPITA (а следовательно и аналогичное ему название AFITA) предпочтительнее, поскольку, во-первых, в названиях должен соблюдаться приоритет и, во-вторых, в обозначении глобальных неоднородностей важно объединение и представление в качестве единого целого скоростной и изотопной аргументации структуры нижней мантии.

Под Азией отсутствует снижение скоростей сейсмических волн, подобное их снижению в аномалиях SOPITA и AFITA (рис. 1). Более того, нижняя мантия здесь имеет высокие скорости сейсмических волн (Castillo, 1988). Предполагается, что глобальное различие скоростной структуры в основании нижней мантии Южно-Тихоокеанской и Африканской низкоскоростных аномалий, с одной стороны, и Азиатской высокоскоростной аномалии, с другой, отразилось в распространении вулканических пород первых двух глобальных аномалий с компонентом HIMU (с

высоким $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) и в распространении вулканических пород третьей аномалии (ASITA, Asian Isotopic and Thermal Anomaly) без компонента HIMU, но с компонентами LOMU (низким $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) и ELMU (повышенным $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (Rasskazov et al., 2020; Рассказов, Чувашова, 2024).

Компоненты плюмов в целом имеют, по изотопам Pb, возраст порядка 3 млрд лет (Zindler, Hart, 1986). Компонент HIMU мог образоваться в SOPITA и AFITA в результате секвестра Pb в сульфидах из мантии в ядро около 2 млрд лет назад (Hart, Gaetani, 2006). В глобальной аномалии ASITA процесс секвестирования Pb из мантии в ядро не проявился. В глобальных аномалиях SOPITA и AFITA отсутствует слой D”, а температура на границе ядро–мантия составляет 4000 К, тогда как под Азией толщина этого слоя достигает 34 км, а температура снижается до 2000 К (Maruyama et al., 2007). Нижняя мантия ASITA не подвергалась переработке около 2 млрд лет назад в такой мере как нижняя мантия глобальных аномалий SOPITA и AFITA. В результате под Азией сохранился остов вязкой мантии временного интервала 4.54–4.44 млрд лет назад, который не нарушался мантийной конвекцией со времени существования гадейского магматического океана (Rasskazov et al., 2020; Рассказов, Чувашова, 2024).

Изотопные составы благородных газов характеризуются в рамках модели Земли (Allègre, 2002), в которой режим мантии в течение большей части геологической истории имел два слоя раздельной конвекции, а в современном режиме реализуются два типа поведения слэбов 1) с задержкой на границе верхней и нижней мантии (660 км) и 2) с проникновением до границы ядро–мантия (2900 км). Цель настоящей работы – оценить возможности тестирования гипотезы глобальных неоднородностей SOPITA, AFITA и ASITA по изотопным составам благородных газов вулканических пород.

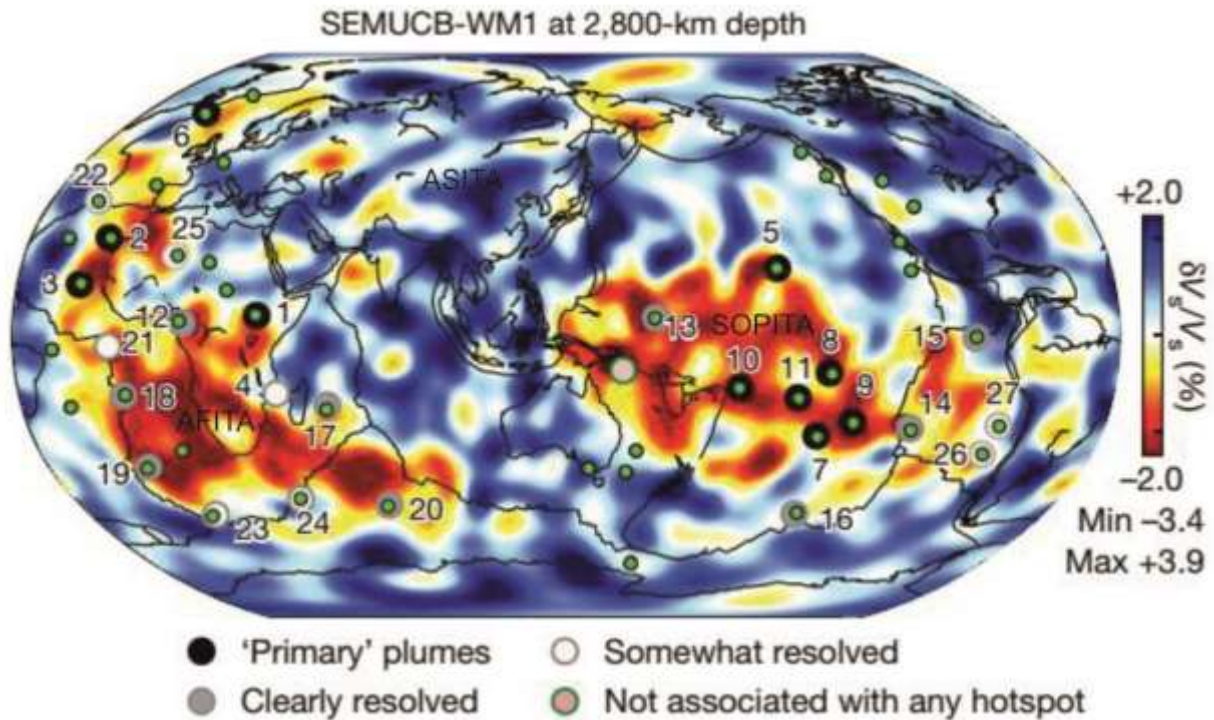


Рис. 1. Распределение плюмов нижней мантии в модели SEMUCB-WM1. Фоновая карта отображает вариации V_s на глубине 2800 км относительно глобального среднего значения на этой глубине. Выделяются три типа плюмов. 1. «Первичные» плюмы (цифры от 1 до 11) характеризуются значениями $\delta V_s/V_s$ ниже 1.5 % на большей части интервала глубин 1000–2800 км. Эти плюмы соответствуют областям нижней мантии, в которых среднее снижение скорости в диапазоне глубин 1000–1800 км является значительным по сравнению с величиной 2σ . 2. Отчетливо выделенные плюмы соответствуют вертикально непрерывным каналам с $\delta V_s/V_s$ менее -0.5% в диапазоне глубин 1000–2800 км. 3. Частично разрешенные плюмы обозначаются по вертикально ориентированным каналам с отношением $\delta V_s/V_s$ менее -0.5% на большей части диапазона глубин 1000–2800 км, хотя и не отчетливо выраженным. Зелеными точками показано глобальное распределение горячих пятен. Ни один из обозначенных плюмов не попадает в область со скоростью, превышающей среднюю, у основания мантии. Рисунок из работы (French, Romanowicz, 2015) с дополнениями

Fig. 1. Locations of plumes detected in the lower mantle in model SEMUCB-WM1. The background map represents the relative V_s variations at 2,800 km, with respect to the global average at that depth. Three categories of plumes are identified. 1. 'Primary' plumes are those for which $\delta V_s/V_s$ is lower than -1.5% for most of the depth interval 1,000–2,800 km. These 11 plumes also correspond to regions of the lower mantle where the average velocity reduction over the depth range 1,000–1,800 km is significant at the 2σ level. 2. Clearly resolved plumes correspond to vertically continuous conduits with $\delta V_s/V_s$ greater than -0.5% in the depth range 1,000–2,800 km. 3. Somewhat resolved plumes have vertically trending conduits with $\delta V_s/V_s$ greater than -0.5% for most of the depth range 1,000–2,800 km, albeit not as clearly continuous. Green dots represent the global hotspot distribution. None of the plumes detected falls within a region of faster-than-average velocity at the base of the mantle. Modified after (French, Romanowicz, 2015)

2. Изотопные компоненты благородных газов SOPITA и AFITA

Гипотеза о связи высокого изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ во флюидах вулканических

пород с наиболее горячими плюмами глубокой мантии

Изотопное отношение He обычно выражается как $^3\text{He}/^4\text{He}$. Это отношение в атмосфере, составляющее 1.384×10^{-6} , служит удобным стандартом для нормализации изотопных

гелиевых отношений. Единицы измерения относительно атмосферного значения наиболее часто обозначаются как R/R_a , где R – измеренное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, R_a – атмосферное отношение. Реже используется обратное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$.

Высокое $^3\text{He}/^4\text{He}$ определено в качестве важнейшего показателя плюмового резервуара. Лавы вулканических горячих пятен плюмового типа, подобные лавам типичных плюмов Гавайев и Исландии, имеют $^3\text{He}/^4\text{He}$, в десятки раз превышающее современное R_a . До недавнего времени самым высоким считалось значение 49.8 R_a в миоценовых щелочных базальтах северо-запада Исландии. Самое высокое (воспроизводимое) значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($67.2 \pm 1.8 R_a$, или $^4\text{He}/^3\text{He} = 10700 \pm 300$) определено в лавовом потоке возрастом 61 млн лет на Баффиновой Земле. Индивидуальное измерение в одном из образцов лавового потока показало значение $90.7 \pm 3.9 R_a$ (или $^4\text{He}/^3\text{He} = 7930 \pm 340$) (Horton et al., 2023). Этот лавовый поток имеет наиболее обедненный состав по низкому отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70298–0.70306) и высокому отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51313–0.51320). Такие изотопные характеристики исключают возможность возрастания $^3\text{He}/^4\text{He}$ из-за коровой

контаминации. Подобная тенденция возрастания $^3\text{He}/^4\text{He}$ с уменьшением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и возрастанием отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ проявлена в породах подводного вулкана Лоихи (Herzberg, 2011).

Базальты срединно-океанических хребтов (MORB), образующиеся при плавлении верхней мантии, имеют отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ около 8 R_a . Исходя из первоначальной логики о различии состава базальтов океанических островов (OIB), производных глубокой мантии, и MORB, производных малых глубин мантии (Morgan, 1971), развивалась гипотеза, согласно которой область источников OIB с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ находится в более глубокой мантии, чем ее верхняя часть, служащая источником MORB. Предполагался перенос материала с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ в горячие пятна океанических островов струями, восходящими из глубокой мантии.

Между тем в OIB горячих пятен регистрируются как низкие, так и высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Часть из них характеризуется низкими значениями этого показателя, не превышающими значения MORB (рис. 2). В сущности, по тренду снижения изотопного отношения гелия просматривается общая дегазация Земли с выделением атмосферных.

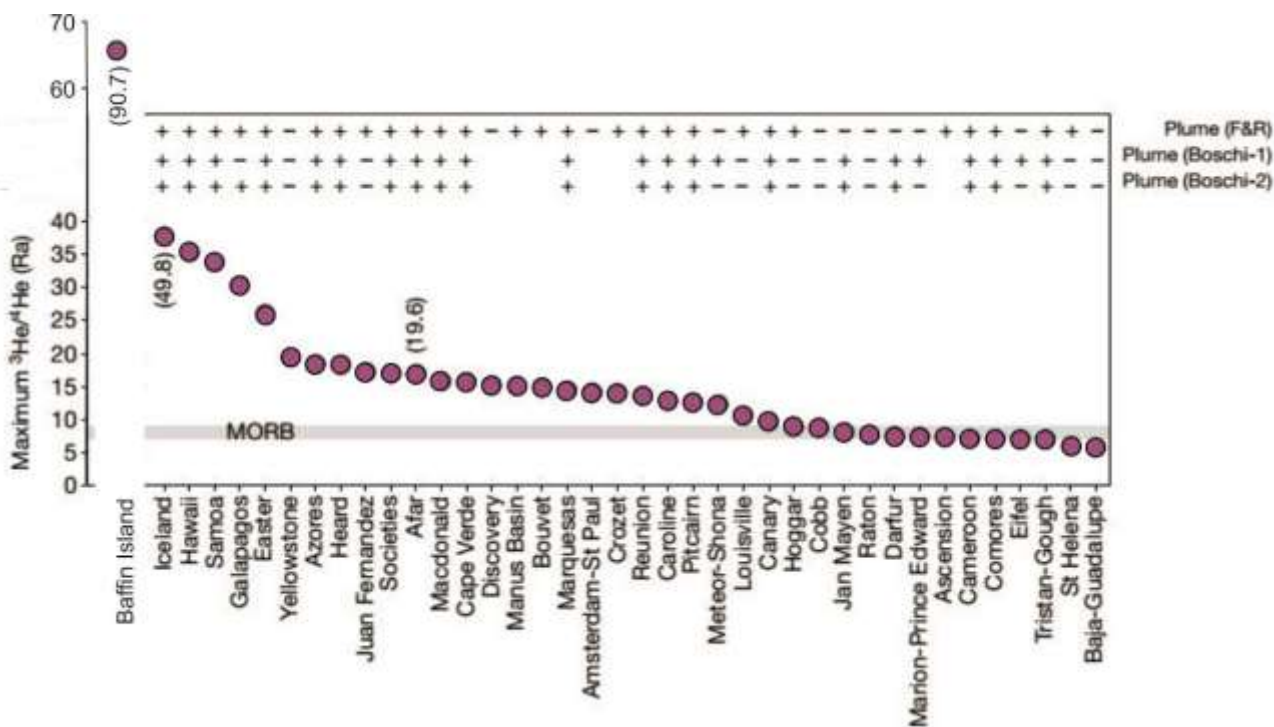


Рис. 2. Максимальные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ R_a в 38 горячих пятнах, расположенные в порядке убывания (Jackson et al., 2017) в сопоставлении с самыми высокими земными значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ R_a в базальтах Баффиновой Земли (Horton et al., 2023). Здесь представлены данные по трем

каталогам плюмов: модель Френча и Романовича («F&R»), модель распространения плюмов, основанная на сейсмологических данных Боски и др. с использованием SMEAN25 («Boschi-1»), и средняя протяженность плюмов по пяти различным моделям («Boschi-2»). Если плюм был обнаружен под горячим пятном одного из этих каталогов, вверху рисунка показан символ плюс; если плюм не обнаружен, показан символ минус; если наличие плюма не оценивалось, символ не показан. Более высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) (в скобках) связаны с самыми ранними стадиями вулканизма в горячих пятнах Исландии, Афара и Баффиновой Земли

Fig. 2. The maximum $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ra values at 38 hotspots organized in order of decreasing (Jackson et al., 2017) in comparison with the highest terrestrial $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ra value in basalts from Baffin Island (Horton et al., 2023). Three plume catalogues are shown here: the French and Romanowicz model ('F&R'), Boschi et al.'s seismology-based plume extent using SMEAN25 ('Boschi-1'), and the average plume extent of five different models ('Boschi-2'). If a plume has been identified under a hotspot from one of these catalogues, a plus symbol is shown at the top of the figure; if no plume is identified, a minus symbol is shown; if the presence of a plume was not evaluated, no symbol is shown. Higher $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) values (in parentheses) are associated with the earliest stages of volcanism at the Iceland, Afar, and Baffin Island hotspots

Горячие пятна с наиболее высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ часто обладают высокими потоками плавучести и имеют области с сейсмическими аномалиями низкой скорости в верхней мантии на глубинах 200 километров, тогда как горячие пятна с низкими максимальными значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ таких верхнемантийных аномалий не имеют. Предполагается, что низкоскоростные сейсмические аномалии глубин 200 километров с высокой плавучестью создаются совокупным эффектом материала с высоким и низким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Более холодные (менее плавучие) плюмы не содержат материал с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Это объясняется большей плотностью компонентов с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ по сравнению с компонентами с низким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Материал с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ захватывается из глубокой мантии только самыми горячими и наиболее плавучими плюмами. Такая плотная область с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ может оставаться изолированной в глубокой мантии от

конвектирующей мантии (Jackson et al., 2010, 2017; Touboul et al., 2012).

Современные поверхностные проявления плюмов смещены по латерали относительно корней источников нижней мантии (рис. 3). С учетом этого смещения выявляется сильная взаимосвязь между максимальными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ в океанических базальтах и сейсмически медленными областями, расположенными в пределах двух крупных областей с низкой скоростью сейсмических волн (large low shear-wave velocity provinces – LLSVPs). Предполагается, что переработанный материал распространяется по всей нижней мантии. Примитивная природа LLSVP, вытекающая из изотопных аномалий ксенона и вольфрама, предполагает, что LLSVP образовалась во время аккреции Земли, пережила гигантское столкновение с образованием Луны (если оно было), и не перемешивалась в течение последующих 4.5 миллиардов лет мантийной конвекции.

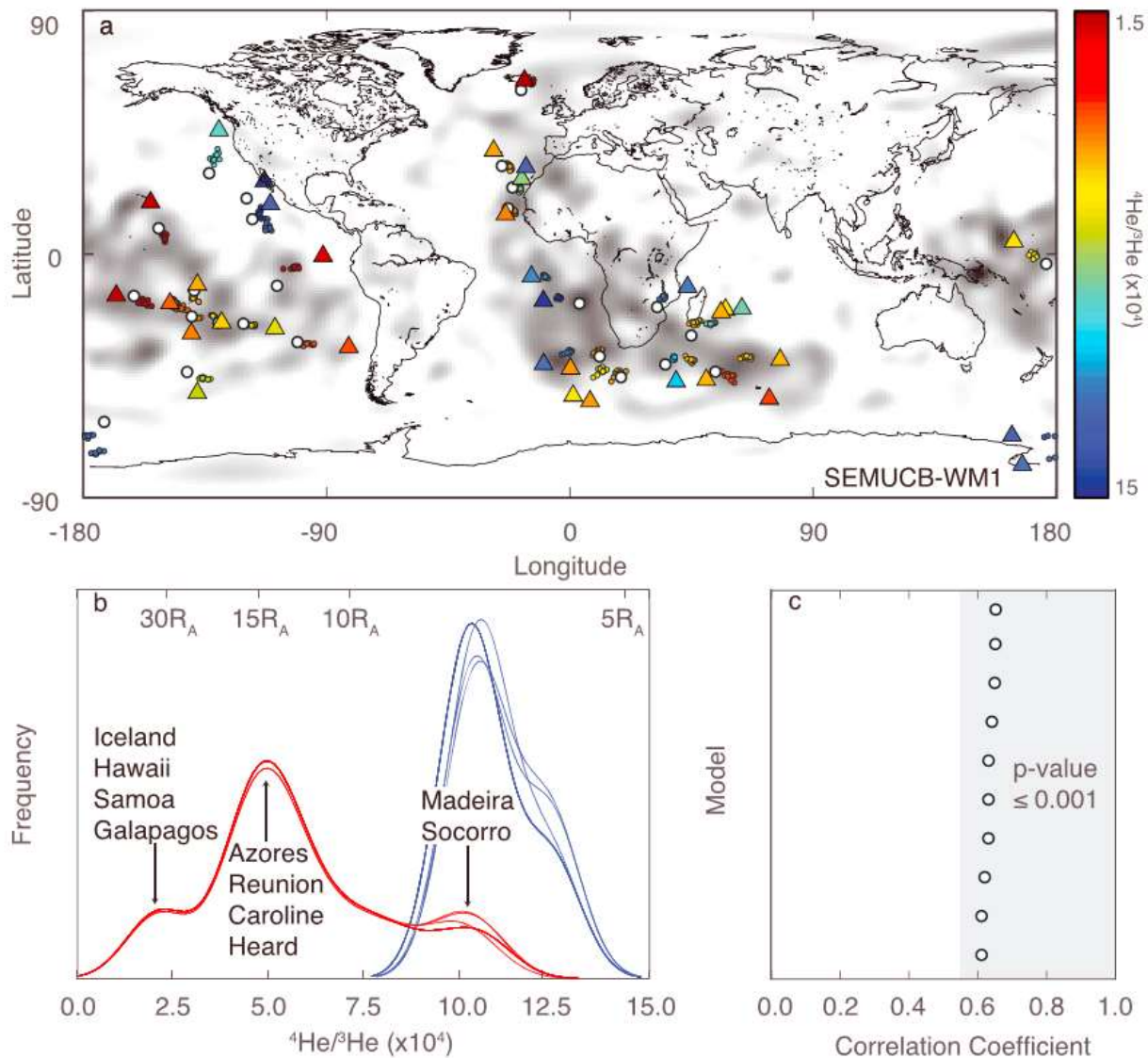


Рис. 3. Связь между изотопными составами гелия в ОИВ на поверхности Земли и аномалиями скорости сдвига волн в нижней мантии (Williams et al., 2019). Используется сейсмотомографическая модель SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). Принимается во внимание прогнозируемое латеральное смещение источников плюмов относительно их поверхностных проявлений с учетом крупномасштабного мантийного потока. Серые области отображают более низкую, чем в среднем, скорость сдвиговых волн в нижней мантии (на глубине 2850 км), подчеркивая географическое распространение двух LLSVP для томографической модели SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). Треугольники представляют текущее поверхностное расположение горячих пятен, а круги — базовое расположение каналов плюмов по расчетам обратной адвекции (Williams et al., 2019). Цвет заливки треугольников и кругов обозначает наименьшее отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$, измеренное в одной горячей точке или в пределах одной траектории горячей точки. Более теплые цвета указывают на более низкие отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, а более холодные цвета характерны для относительно высоких отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$. Цветовая шкала линейная. Места расположения оснований плюмовых каналов, предсказанные в работах (Steinberger, Antretter, 2006; Boschi et al., 2007) показаны здесь большими белыми кругами. На панели *b* представлена частотная диаграмма, показывающая распределение $^4\text{He}/^3\text{He}$ (за исключением Тристана-Гофа и острова Святой Елены) для каналов плюмов, источником которых являются сейсмически быстрые области (синие кривые) и сейсмически медленные области (красные кривые) нижней мантии. Каждая кривая представляет собой результат моделирования. На панели *c* белыми кружками обозначается распределение коэффициентов корреляции между $^4\text{He}/^3\text{He}$ плюмов и скоростью волн на уровне 2850 км. Серая заштрихованная область – коэффициенты корреляции, которые считаются

значимыми при $p \leq 0.001$. Имеется сильная взаимосвязь между отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ и скоростью поперечных волн в нижней части мантии

Fig. 3. Relationship between surface He isotope compositions of OIB and shear-wave velocity anomalies in the lowermost mantle from the tomography model SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). (a) The predicted lateral offset of plume source locations from their surface expressions when large-scale mantle flow is taken into account. Gray regions depict slower than average shear-wave velocity of the lowermost mantle (at 2850-km depth), highlighting the geographic extent of the two LLSVPs for the tomography model SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). Triangles represent the current-day surface location of hotspots, whereas circles represent the base location of the plume conduits predicted by back-advection calculations as described in section 2.2. The fill color of the triangle and circles denote the lowest $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratio measured at a single hotspot or within a single hotspot track. Warmer colors indicate lower $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios, while cooler colors are characteristic of relatively high $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios. Color bar is on a linear scale. Plume conduit base locations predicted by (Steinberger, Antretter, 2006; Boschi et al., 2007) are shown here as large white circles. Display frequency diagrams showing the distribution of (b) $^4\text{He}/^3\text{He}$ (excluding Tristan-Gough, St. Helena) for plume conduits that are sourced from seismically fast regions (blue curves) and seismically slow (red curves) regions of the lowermost mantle. Each curve represents a single model. The white circles represent the distribution of correlation coefficients between (c) $^4\text{He}/^3\text{He}$ of plumes and shear-wave velocities at 2850 km. The gray shaded region denotes correlation coefficients that are considered significant at a p value ≤ 0.001 . Note the strong relationship between $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios and shear-wave velocities in the lowermost mantle

Дополнительная идентификация плюмовых флюидов по изотопному составу неона и других благородных газов

Вывод об особом материале плюмов подтверждается различиями в изотопном составе неона OIB и MORB (рис. 4). Прецизионные данные по изотопам гелия, неона и аргона в глубинных ксенолитах из щелочных вулканических пород Паннонского бассейна и Эйфеля свидетельствуют о разделении компонентов атмосферного и мантийного происхождения. Ксенолиты мантии содержат флюиды с двумя различными компонентами благородных газов. Один компонент,

преобладающий в составе гелия и частично неона, представляет собой локальную литосферу и/или мантийный источник HIMU с $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{mantle}} = 0.07$ и $^4\text{He}/^3\text{He}$ около 120000. Второй компонент подобен компонентам благородных газов горячих пятен Гавайских островов или острова Реюньон. Он отчетливо идентифицируется по изотопам неона и преобладает в составе аргона. Его изотопный состав: $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 15\,000 \pm 1200$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{mantle}} = 0.042 \pm 0.005$ и $^4\text{He}/^3\text{He}$ около 36000 (Buikin et al., 2005) (рис. 5–6). Весьма показательно также различие изотопного состава неона в породах Исландского плюма и MORB в сопоставлении с различиями изотопных составов He и Ar (Mukhopadhyay, 2012) (рис. 7–8).

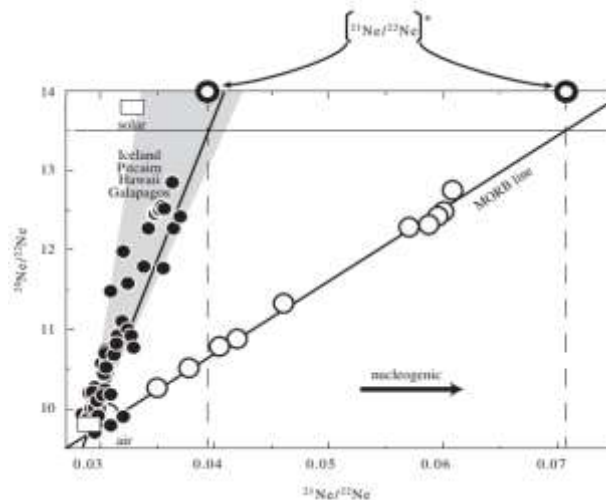


Рис. 4. Диаграмма изотопного состава неона, показывающая различие характеристик MORB и OIB (Allègre et al., 2003). * – определен графически

Fig. 4. Diagram of neon isotopic compositions showing the difference in signatures between MORBs and OIBs (Allègre et al., 2003). * – determined graphically

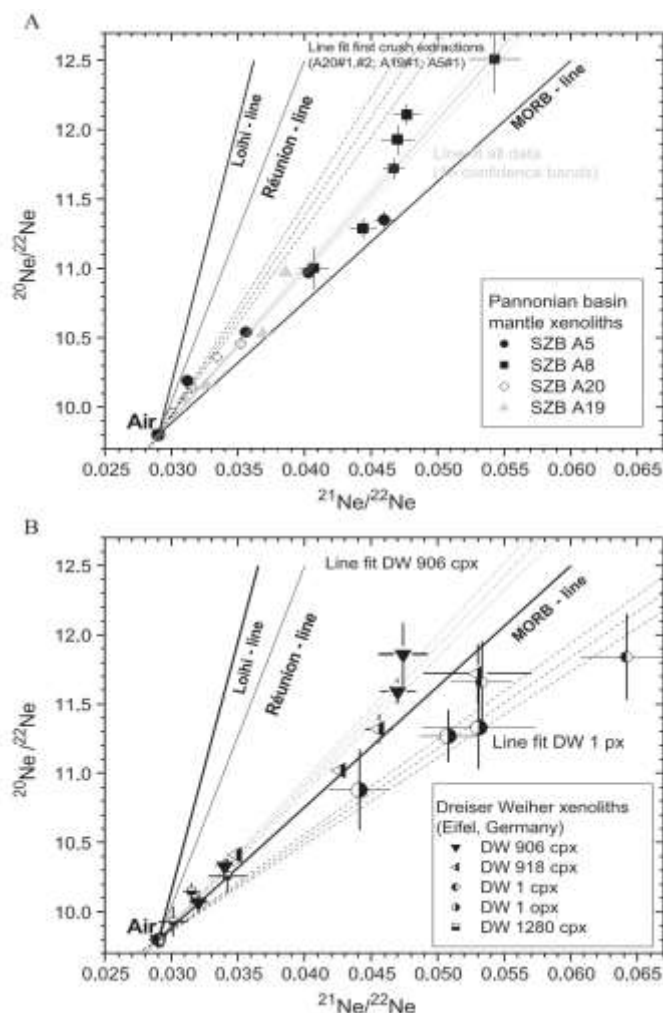


Рис. 5. Трех-изотопные диаграммы для неона (Buikin et al., 2005). *a* – Мантийные ксенолиты Паннонского бассейна из Сентбекаллы (Szentbekalla, SZB), Балатонское нагорье. Данные нанесены вдоль линий смешения атмосферного и мантийного неона с соотношением $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ до 12.5, который преимущественно высвобождается на продвинутых этапах дробления каждого образца. Линии смешения отдельных образцов сходны и смещаются в область высоких значений $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, что свидетельствует о вкладе неона глубинной мантии. Наибольшая доля неона из глубокого мантийного плюма наблюдается на первых этапах дробления образца. Показаны погрешности в пределах 1 σ . *b* – Аппроксимация линий мантийных ксенолитов Эйфеля из Драйзер-Вайер (DW). Линии через отдельные образцы дают разные наклоны, т.е. вклады субконтинентальной мантии (более нуклеогенного неона (DW 1) и глубокого мантийного плюма (менее нуклеогенного неона (DW 906) различаются между собой

Fig. 5. Three isotope plots for neon (Buikin et al., 2005). *a* – Pannonian basin mantle xenoliths from Szentbekalla (SZB), Balaton highlands. Data plot along mixing lines between atmospheric neon and mantle neon with $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ up to 12.5, which is predominantly released in advanced crushing steps of each sample. The mixing lines of individual samples are similar and shift toward high $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ values, indicating a contribution of neon from the deep mantle. The highest proportion of neon from the deep mantle plume is observed at the first stages of sample grinding. *b* – For Eifel mantle xenoliths from Dreiser-Weyer (DW), fitting the lines through individual samples yields different slopes, i.e., the contributions of the subcontinental mantle (more nucleogenic neon (DW 1) and the deep mantle plume (less nucleogenic neon (DW 906)) differ

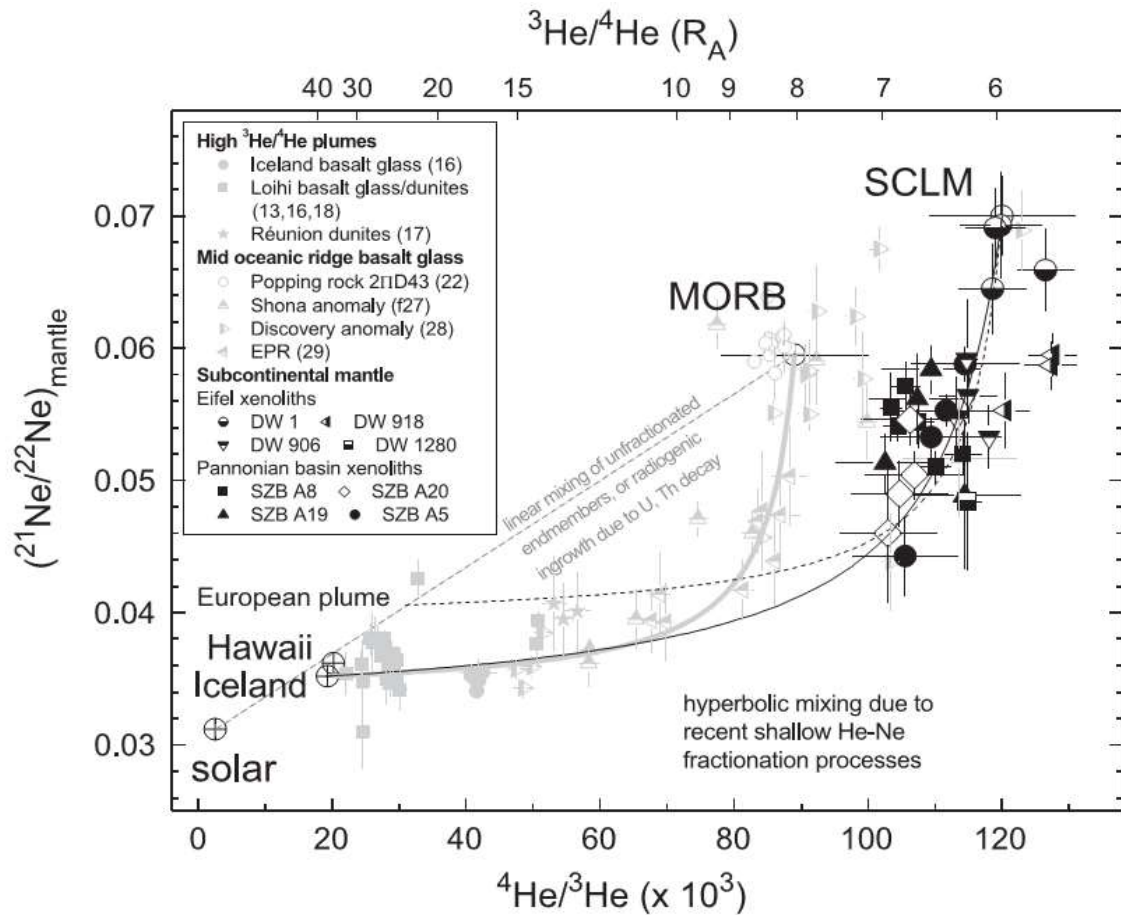


Рис. 6. Изотопная систематика гелия и неона (Buikin et al., 2005). Отношения $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, экстраполированные до значения мантийного конечного члена $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=12/5$, построены в зависимости от отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$. Гавайские и исландские резервуары глубинных мантийных плюмов, MORB и SCLM содержат гелий и неон солнечного типа, а также характерное для каждого резервуара количество радиогенного ^4He и нуклеогенного ^{21}Ne . Серым цветом показаны линии смешения для стекол срединно-океанических хребтов. Аналогично, данные по европейским ксенолитам располагаются вдоль гиперболических кривых смешения между резервуарами SCLM и глубинных мантийных плюмов: в то время как состав неона демонстрирует большой разброс состав гелия относительно однороден и преимущественно представлен гелием SCLM. Используются только значения, не искаженные фракционированием элементов во время извлечения газа

Fig. 6. Helium and neon isotope systematics (Buikin et al., 2005). $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios extrapolated to a mantle endmember value of $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=12.5$, plotted against $^4\text{He}/^3\text{He}$ -ratios. Hawaiian and Icelandic deep mantle plume, MORB and SCLM mantle reservoirs contain solar type helium and neon, and a reservoir-specific ingrowth of radiogenic ^4He and nucleogenic ^{21}Ne . The mixing lines for mid-ocean ridge glasses are shown in gray. Similarly, data from European xenoliths follow hyperbolic mixing curves between SCLM reservoirs and deep mantle plumes: while neon compositions exhibit wide variations, helium compositions are relatively uniform, dominated by SCLM helium. Only values non disturbed by elemental fractionation during gas extraction are used

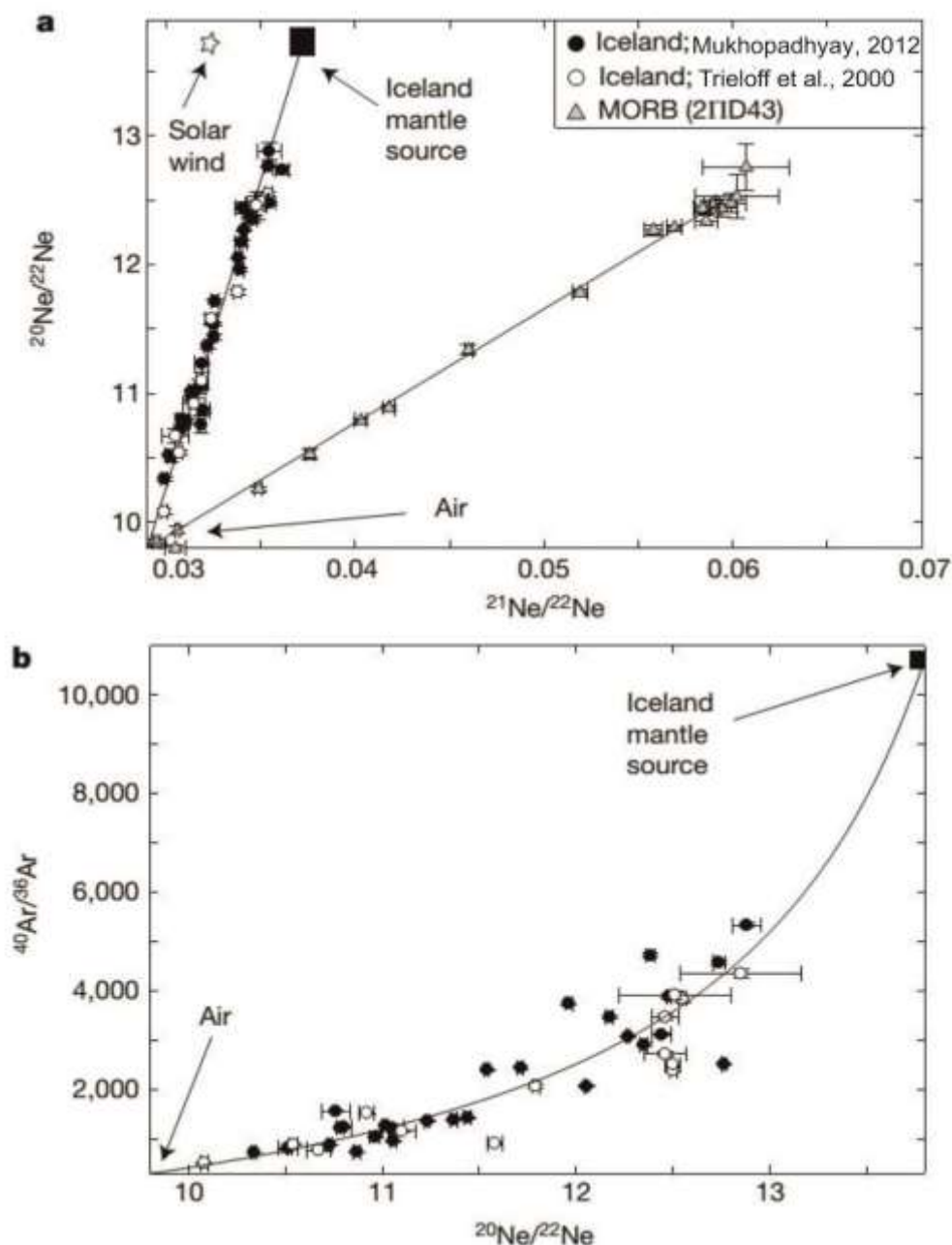


Рис. 7. Различия в изотопном составе неона и аргона MORB и исландского плюма (Trieloff et al., 2000; Mukhopadhyay, 2012). *a* – трех-изотопная диаграмма неона образцов Исландии (включая обр. DICE) и богатого газом «взрывающегося камня» (2PD43) севера Срединно-Атлантического хребта. Показаны погрешности в пределах 1 σ . Ступенчатое дробление базальта приводит к линейному тренду, отражающему различную степень контаминации воздухом в порах, содержащих мантийный Ne. Наклон линии является функцией отношения нуклеогенного ^{21}Ne к первичному ^{22}Ne . Более крутые наклоны указывают на более высокую долю первичного ^{22}Ne и, следовательно, на менее дегазированный мантийный источник. *b* – состав Ne–Ar отдельных ступенчатых измельчений образца DICE 10. ^{40}Ar образуется в результате радиоактивного распада ^{40}K , а низкие значения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ указывают на менее дегазированную мантию. Данные отражают смешение мантийного компонента и контаминацию атмосферным аргоном

Fig. 7. Differences in neon and argon isotopic composition between MORB and the Iceland plume (Trieloff et al., 2000; Mukhopadhyay, 2012). *a* – Neon three-isotope plot showing the analyses of the Iceland samples (including DICE) and the gas-rich ‘popping rock’ (2PD43) from the north Mid-Atlantic Ridge (open triangles). Error bars are 1 σ . Step-crushing of a mantle-derived basalt produces a linear trend that reflects variable amounts of post-eruptive air contamination in vesicles containing mantle Ne. The slope

of the line is a function of the ratio of nucleogenic ^{21}Ne to primordial ^{22}Ne , with steeper slopes indicating a higher proportion of primordial ^{22}Ne and, thus, a less degassed mantle source. *b* – Ne–Ar compositions of individual step crushes of the DICE 10 sample. ^{40}Ar is generated by radioactive decay of ^{40}K , and low $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios are indicative of a less degassed mantle. The data reflect mixing between a mantle component and post-eruptive atmospheric contamination

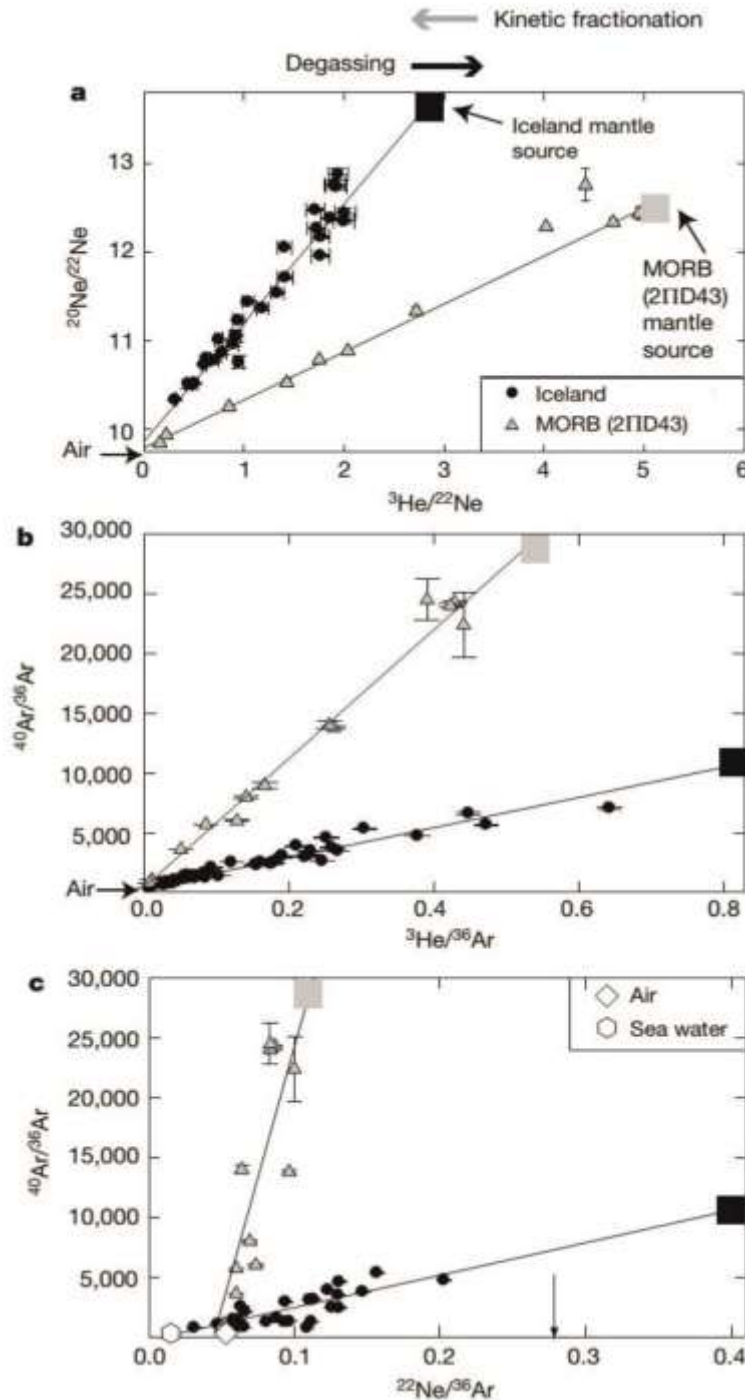


Рис. 8. Различия в содержании элементов и изотопных соотношениях между MORB и исландским плюмом (Mukhopadhyay, 2012). Диаграммы: *a* – $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ – $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$; *b* – $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; и *c* – $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Показаны погрешности в пределах 1 σ . Наблюдаются линейные зависимости между изотопными и элементными соотношениями, которые отражают смешение благородных газов мантийного происхождения и атмосферного загрязнения после извержения. Линии представляют собой устойчивые линейные регрессии по данным, где атмосферное загрязнение находится вблизи начала координат, а мантийный источник — на другом конце. Стрелка

внизу на панели с указывает на минимальное соотношение $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ мантийного источника Исландии

Fig. 8. Differences in elemental abundances and isotope ratios between MORB and the Iceland plume (Mukhopadhyay, 2012). Diagrams: *a* – $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ – $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$; *b* – $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; и *c* – $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Error bars are 1σ . Good linear relationships are observed between isotope ratios and elemental ratios, which reflect mixing between mantle-derived noble gases and post-eruptive atmospheric contamination. Lines are robust linear regressions through the data with the atmospheric contaminant near the origin and the mantle source at the other end. Arrow in *c* indicates the minimum $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ ratio of the Iceland mantle source

Отношение двух первичных изотопов неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) значительно различается для трех потенциальных источников летучих веществ Земли: газов туманностей, материала, облученного солнечным ветром, и хондритов типа CI. Поэтому значение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ показательно для оценки источника летучих веществ во внутренних структурах Земли. Результаты измерений изотопов неона в мантийных плюмах показывают значения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ до 13.03 ± 0.04 (2σ) (Williams, Mukhopadhyay, 2019). Это отношение явно выше, чем в материале, облученном солнечным ветром, и в хондритах типа CI, что требует наличия в глубокой мантии неоновых газов туманности. Кроме того, определено отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ для первичной мантии

плюма, равное 13.23 ± 0.22 (2σ) (рис. 9), которое неотлично от отношения в туманности, что является свидетельством существования материала газов туманности, сохранившегося в глубокой мантии в настоящее время. Для накопления газов туманности планетным эмбрионам необходимо достичь достаточно большой массы до диссипации протопланетного диска. Наблюдения указывают на различные отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в глубинных мантийных плюмах и базальтах срединно-океанических хребтов, что объясняется добавлением хондритового компонента в малоглубинную мантию во время основной фазы аккреции Земли и последующей переработкой неона, полученного из морской воды, в процессах тектоники плит.

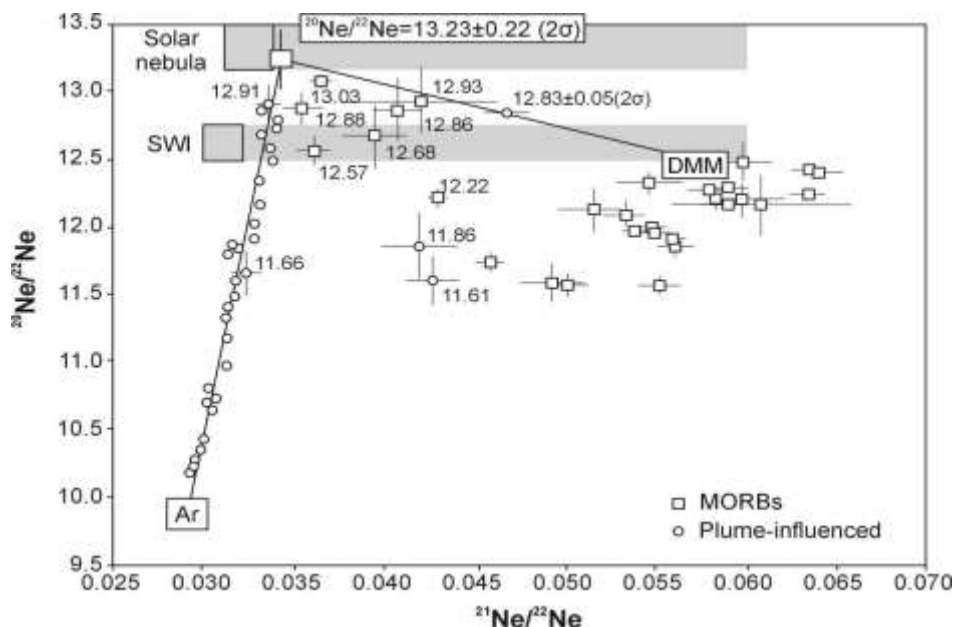


Рис. 9. Определение отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в мантии плюма по данным двухкомпонентного смешения (Williams, Mukhopadhyay, 2019). SWI — материал, облученный солнечным ветром. Для исследования выбраны Галапагосские острова, поскольку они представляют собой наиболее примитивный мантийный плюм с точки зрения нуклеогенного изотопного состава неона ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$). Показаны также самые высокие измеренные отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ для глобально распространенных базальтов срединно-океанических хребтов мантийного происхождения (квадраты) и базальтов, подверженных влиянию плюма (круги). Прецизионные данные по базальтам срединно-океанических хребтов достигают только нижней границы диапазона облучения

солнечным ветром, в то время как некоторые высокоточные данные по базальтам, подверженным влиянию плюма, превышают диапазон облучения солнечным ветром. Образцы, отражающие смесь мантии базальтов срединно-океанических хребтов плюма и обедненной мантии базальтов срединно-океанических хребтов должны характеризоваться отношениями $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, которые находятся в промежуточном диапазоне между значением мантии базальтов срединно-океанических хребтов и значением мантии базальтов срединно-океанических хребтов плюма. Линия смешения в этом пространстве линейна, и точка пересечения линии смешения с линией Галапагос-воздух находится при соотношении $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, равном 13.23 ± 0.22 (2σ). Это значение представляет собой состав наиболее примитивной мантии плюма на современной Земле. Оно неотлично от отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в туманности

Fig. 9. Determining the plume mantle $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratio from two component mixing arrays (Williams, Mukhopadhyay, 2019). SWI, solar-wind irradiated material. Galápagos is chosen as it represents the most primitive mantle plume in terms of the nucleogenic neon ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) isotopic composition. Also shown are the highest measured $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios for globally distributed, mantle derived MORBs (squares) and plume-influenced basalts (circles). The high-precision MORB data only reach the lower end of the solar-wind-irradiated range whereas several high-precision plume-influenced basalt data exceed the SWI range. Samples that reflect a mixture of plume and depleted MORB mantles, such as the Discovery samples, must be characterized by $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios that are intermediate between the MORB mantle value and the most primitive plume mantle value. The mixing line in this space is linear, and the intersection point of the mixing line with the Galápagos–air line occurs at a $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratio of 13.23 ± 0.22 (2σ). This value represents the composition of the most primitive plume mantle in the present-day Earth and is indistinguishable from the nebular $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratio

Изотопный состав ксенона: свидетельство ранней дегазации мантии Земли

Важные ограничения на раннюю дегазацию мантии и потерю летучих веществ Земли

обеспечивают изотоп ^{129}Xe , образующийся в результате радиоактивного распада вымершего ^{129}I , а также изотоп ^{136}Xe , образующийся в результате распада вымершего ^{244}Pu и долгоживущего ^{238}U (рис. 10).

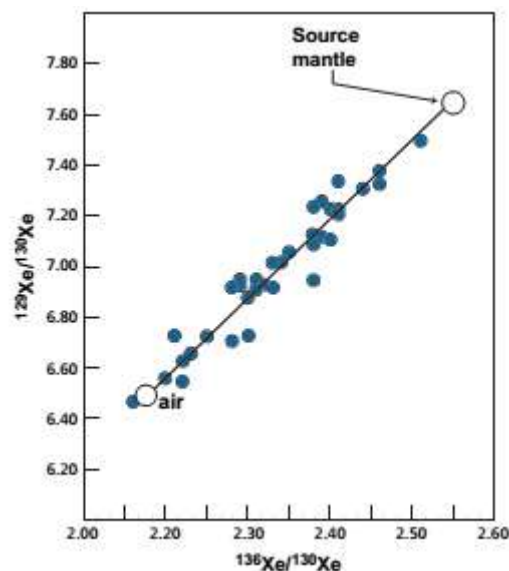


Рис. 10. Корреляционная диаграмма изотопных соотношений ксенона в MORB (Allègre, 2008). Отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ обусловлено радиоактивным распадом вымершего изотопа ^{129}I , а отношение $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ — в основном распадом вымершего изотопа ^{244}Pu и спонтанным долговременным делением ^{238}U . Вариации изотопных соотношений ксенона связаны со смешением флюида MORB с атмосферным воздухом либо в природе, либо в лаборатории во время измерения

Fig. 10. Correlation diagram of xenon isotopic ratios in MORB (Allègre, 2008). The $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio indicates extinct ^{129}I radioactivity. The $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio is mainly due to the extinct decay of ^{244}Pu and

is associated with the spontaneous long-term fission of ^{238}U . Variations in xenon isotopic ratios are due to mixing of MORB fluid with atmospheric air either in nature or in the laboratory during measurement

Низкие отношения радиогенного к нерадиогенному ксенону ($^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$) в ОИБ, по сравнению с MORB, использовались в качестве показателя относительно недегазированного примитивного резервуара глубокой мантии. Однако низкие отношения $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в ОИБ также объясняются смешением субдуцированного атмосферного ксенона и ксенона MORB, что устраняет необходимость в менее дегазированном глубокомантийном резервуаре. Измерения благородных газов (He, Ne,

Ar, Xe) в исландских базальтах выявили различия в содержании элементов и отношении $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ между мантийным плюмом Исландии и источником MORB (рис. 11). Эти наблюдения свидетельствуют о том, что более низкое отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в ОИБ обусловлено более низким отношением I/Xe в мантийном источнике ОИБ и не могут объясняться исключительно смешением атмосферного ксенона с ксеноном базальтов типа MORB (Allègre, 2002).

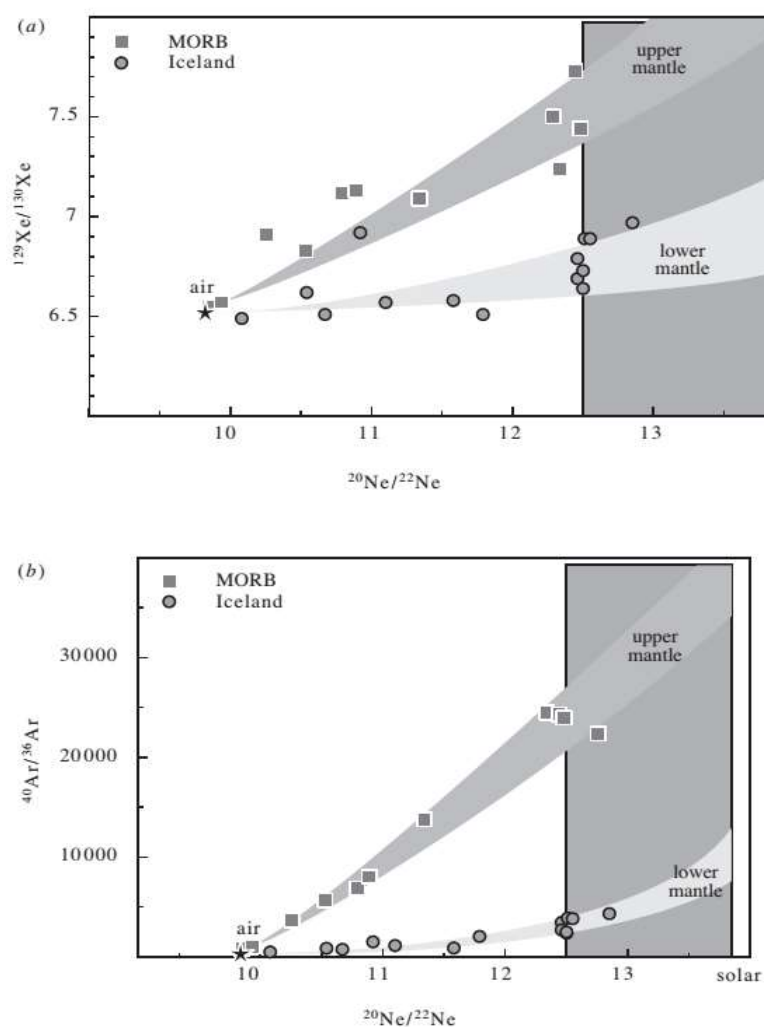


Рис. 11. Диаграммы $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} - ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (a) и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (b) для подледниковых пород Исландии и MORB (Allègre, 2002). В зависимости от начального $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ Земли (13 или 13,5), значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ для нижней мантии составляют, соответственно, 5000–7000 и 6.8–6.9

Fig. 11. $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ versus $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (a) and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (b) diagrams for Iceland subglacial rocks and MORBs (Allègre, 2002). Depending on the initial $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ of the Earth (13 or 13.5), the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ and $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ values for the lower mantle are 5000–7000 and 6.8–6.9, respectively

Поскольку изотоп ^{129}I вымер примерно через 100 миллионов лет после образования Солнечной системы, мантийные источники OIB и MORB должны были дифференцироваться к 4.45 миллиардам лет назад, а последующее перемешивание было ограничено. Источник исландского плюма имеет более высокую долю дочернего ксенона, полученного из плутония, по сравнению с ксеноном, полученным из урана (рис. 12), это требует, чтобы источник плюма был менее дегазирован, чем MORB. Этот вывод не зависит от

концентрации благородных газов и поведения их при распределении по отношению к материнским веществам. В целом, эти результаты показывают, что мантия Земли сконцентрировала летучие вещества как минимум из двух отдельных источников, и что никакие последующие процессы (например, гипотетический удар Тэи (если он был) с образованием Луны или мантийная конвекция в течение 4.45 миллиарда лет) не стерли следы гетерогенной аккреции и ранней дифференциации Земли.

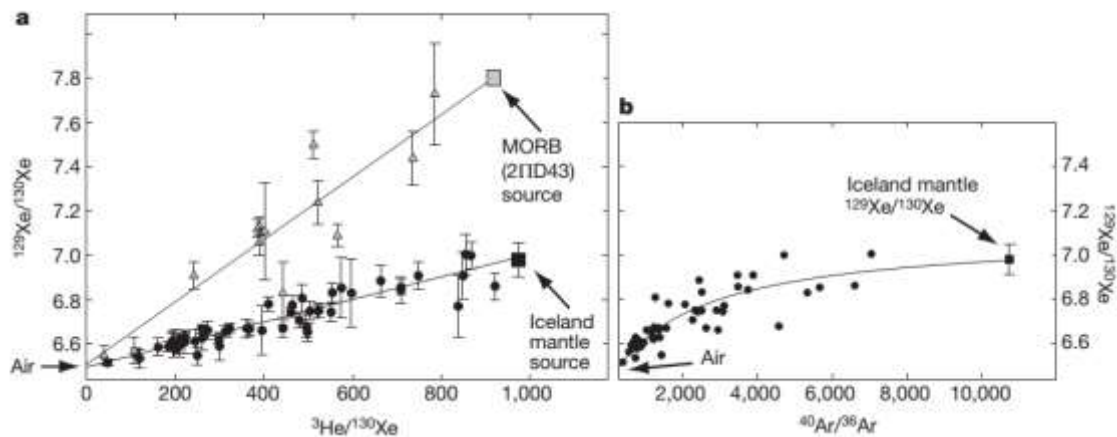


Рис. 12. Различия в изотопном составе Xe между MORB и исландским плюмом (Mukhopadhyay, 2012). *a* – корреляция между ^{129}Xe и ^3He в «взрывающемся» MORB (2PD43) и Исландии (DICE). Погрешности указаны в пределах 1σ . Точки данных представляют собой отдельные стадии дробления образца, отражающие различную степень пост-эруптивной контаминации воздухом в пузырьках. Значения для воздуха лежат вблизи начала координат, а составы мантии — на другом конце линейных массивов данных. Линии обозначают траектории, по которым будут эволюционировать мантийные источники при смешивании с субдцированным воздухом. Наблюдения по материалам Исландии показывают, что отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в исландском плюме не может быть получено исключительно путем добавления рециклированного атмосферного Xe к источнику MORB, и наоборот. Таким образом, необходимы два мантийных резервуара с различными отношениями I/Xe. Соотношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в мантии Исландии, равное 6.98 ± 0.07 , было получено путем гиперболической подгонки методом наименьших квадратов к данным Ar–Xe (*b*), что соответствует отношению $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантии, равному 10745

Fig. 12. Differences in Xe isotopic composition between MORB and the Iceland plume (Mukhopadhyay, 2012). *a* – correlation between ^{129}Xe and ^3He in the ‘popping rock’ MORB (2PD43) and Iceland (DICE). Error bars are 1σ . Data points are individual step crushes that reflect different degrees of post-eruptive atmospheric contamination in the vesicles. Air lies near the origin and the mantle compositions at the other end of the linear arrays. The lines also represent the trajectories along which the mantle sources will evolve when mixed with subducted air. The observations from Iceland demonstrate that the Iceland plume $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio cannot be generated solely through adding recycled atmospheric Xe to the MORB source, and vice versa. Thus, two mantle reservoirs with distinct I/Xe ratios are required. The mantle $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio of 6.98 ± 0.07 for Iceland was derived from a hyperbolic least-squares fit through the Ar–Xe data (*b*) corresponding to a mantle $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 10,745

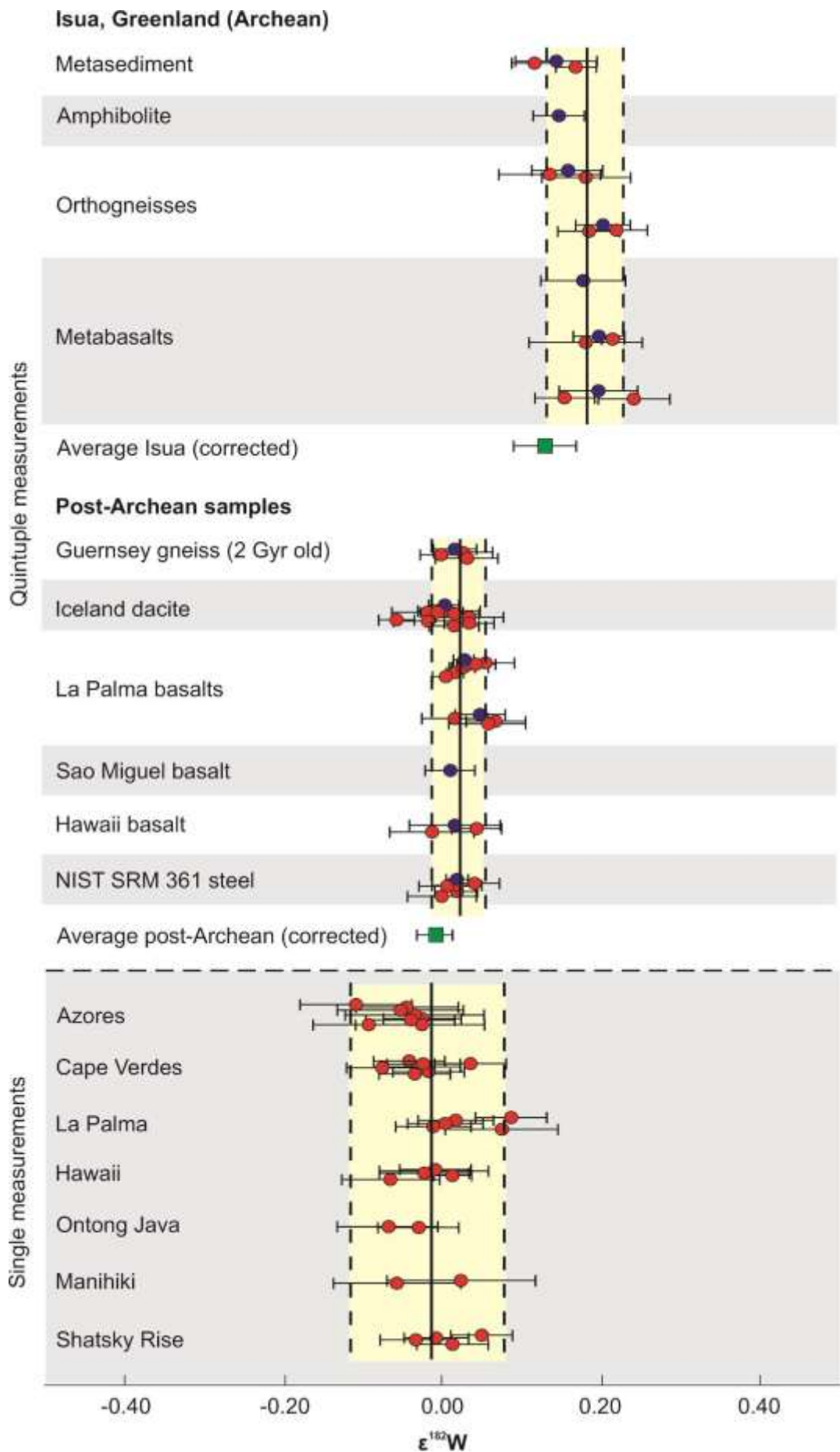


Рис. 13. Измерения $\epsilon^{182}\text{W}$ образцов Исуа и пост-архейских образцов (Willbold et al., 2011). На верхнем графике показаны результаты анализа пород Исуа и пост-архейских пород с использованием высокоточных пятикратных измерений. Отдельные пятикратные измерения показаны серыми кружками, а усредненные повторные пятикратные измерения — черными кружками (со стандартными ошибками 2σ). На нижнем графике показаны отдельные измерения современных океанических базальтов, предположительно образовавшихся из глубинных мантийных плюмов. Среднее значение для каждой группы образцов показано сплошной вертикальной линией (пунктирные линии в пределах двух стандартных отклонений). Наблюдается значительное отклонение $\epsilon^{182}\text{W}$ образцов Исуа от нуля

Fig. 13. $\epsilon^{182}\text{W}$ measurements of Isua and post-Archean samples (Willbold et al., 2011). The upper panel shows results for Isua and post-Archean samples analyzed with high-precision, quintuple measurements. Individual quintuple measurements are plotted as grey circles and averaged, repeated quintuple measurements are plotted as black circles (with 2 s.e. uncertainties). The lower panel shows single measurements of recent oceanic basalts thought to be derived from deep mantle plumes. The average for each sample grouping is shown as a solid vertical line (with dashed lines indicating 2 s.d.). The significant deviation of the $\epsilon^{182}\text{W}$ Isua samples from zero

Новые данные по изотопам вольфрама в современных ОИВ Гавайев, Самоа и Исландии (Mundl et al., 2017) показывают переменное отношение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, меняющееся от уровня окружающей верхней мантии до значений на 18 частей на миллион (ppm) ниже. Изотопное отношение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ имеет отрицательную корреляцию с отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ (рис. 14, 15). Эти данные указывают на то, что каждая система ОИВ взаимодействует с областями внутри Земли, сформировавшимися в течение первых 60 миллионов

лет истории Солнечной системы. Совокупные изотопные и химические характеристики, прогнозируемые для этих древних областей, указывают на то, что они содержат металлы и являются хранилищами благородных газов. Предполагается, что наиболее вероятными кандидатами на роль источников являются мегазоны сверхнизких скоростей, расположенные под Гавайями, Самоа и Исландией, но не под горячими пятнами, ОИВ которых дают нормальное значение ^{182}W и однородно низкое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$.

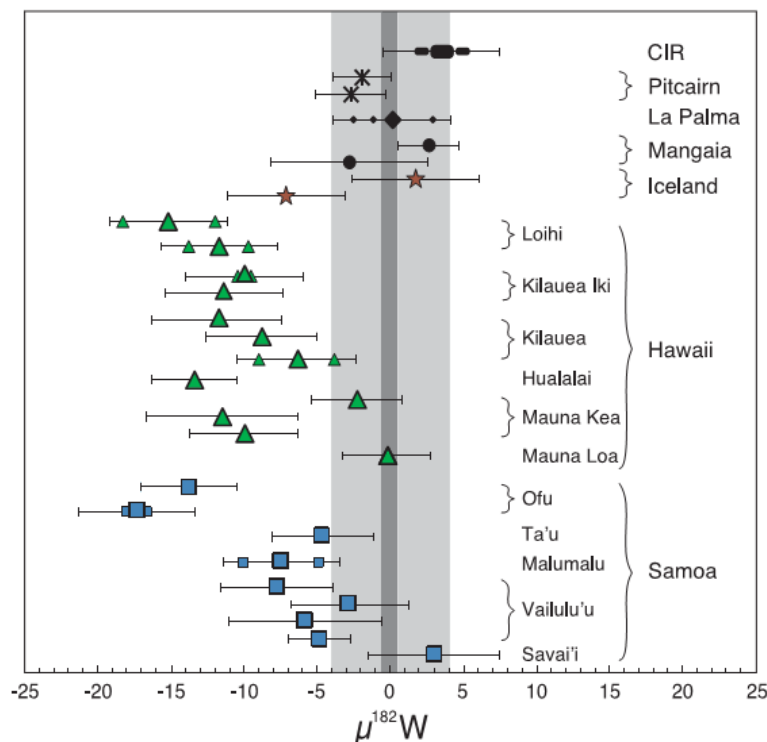


Рис. 14. $\mu^{182}\text{W}$ (отклонение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ пород от значений лабораторного стандарта) MORB из Центрально-Индийского хребта (CIR) и различных ОИВ (Mundl et al., 2017). Светло-серая область ограничивает два стандартных отклонения (SD) долгосрочной внешней воспроизводимости

стандартного образца вольфрама Alfa Aesar (4 ppm; количество анализов (n) = 57). Темно-серая область показывает соответствующие 2σ стандарта (0.5 ppm; n = 57). Там, где это применимо, маленькие символы обозначают отдельные образцы, а большие символы – среднее значение нескольких анализов одного образца. Погрешности выборки представляют собой, соответственно, 2σ для отдельных анализов и 2 стандартных отклонения для нескольких анализов

Fig. 14. $\mu^{182}\text{W}$ (deviation of $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ of rocks from the laboratory standard values) for MORB from the Central Indian Ridge (CIR) and a variety of OIB (Mundl et al., 2017). Light gray area represents the two standard deviations SD long-term external reproducibility of Alfa Aesar tungsten standard (4 ppm; number of analyses (n) = 57). The dark gray area shows the respective 2σ (SE) of the standard (0.5 ppm; n = 57). Where applicable, small symbols indicate individual samples, and large symbols indicate the average of multiple analyses of one sample. Sample error bars represent 2 SE of individual analyses and 2 SD of multiple analyses (n = 2, except for LP15, where n = 5), respectively

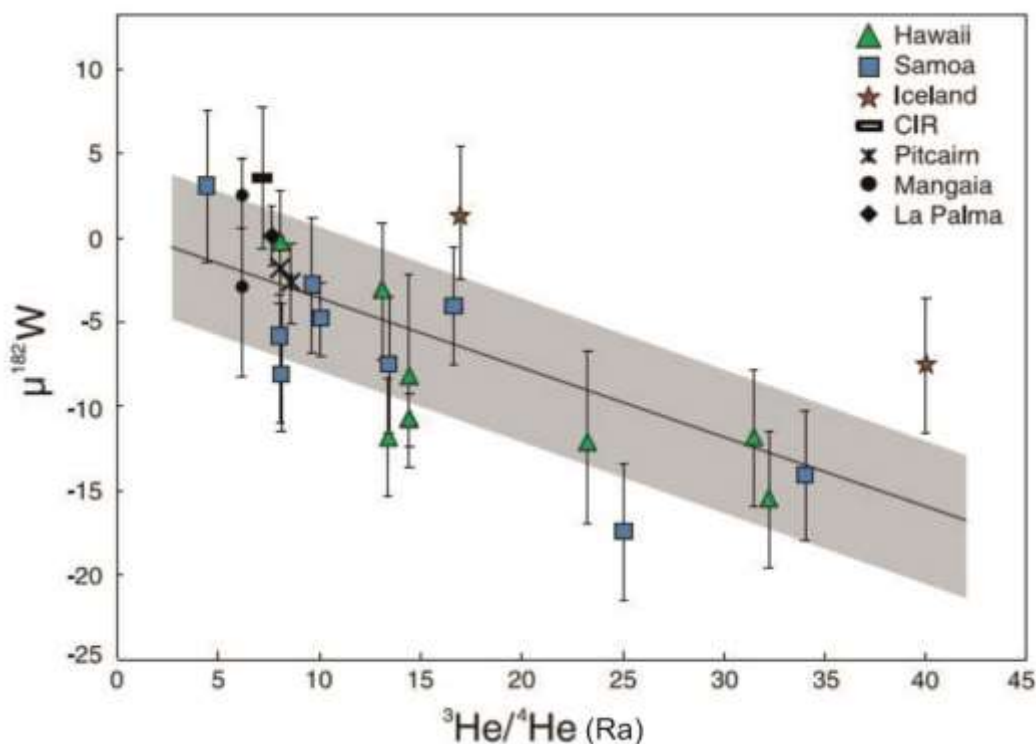


Рис. 15. $\mu^{182}\text{W}$ в зависимости от $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) для OIB и MORB из Центрально-Индийского хребта (Mundl et al., 2017). Погрешности (2σ) для $^3\text{He}/^4\text{He}$ меньше символов. Черная линия представляет собой линию тренда для всех образцов. Серая область показывает огибающую погрешности для линии тренда

Fig. 15. $\mu^{182}\text{W}$ versus $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/RA) for OIB and a MORB from the CIR (Mundl et al., 2017). Error bars (2σ) for $^3\text{He}/^4\text{He}$ are smaller than symbols. The black line represents a trendline for all samples. The gray area shows the error envelope for the trend

Прецизионные данные по изотопам W для горных пород мантийного происхождения из палеоархейского кратона Пилбара, а также горячих пятен острова Реюньон и архипелага Кергелен (Rizo et al., 2019) (рис. 16, 17) в сочетании с другими данными выявили временной сдвиг в изотопном составе вольфрама мантии, который объясняется химическим взаимодействием ядра и мантии. Предполагается диффузионный изотопный обмен на границе ядро-мантия или выделение богатых

вольфрамом оксидов Si-Mg-Fe из ядра в мантию. Значения $\mu^{182}\text{W}$ в магмах мантийного происхождения выдерживается на одном уровне в период от 4.3 до 2.7 млрд лет назад и в дальнейшем снижаются. Это изменение может быть связано с началом кристаллизации внутреннего ядра или с началом пост-архейской глубинной субдукции плит, которая перемешивала мантию более эффективно. Экспериментальные данные показывают, что оксиды Si-Mg-Fe могут эффективно

включать W в свою структуру без сопутствующего HSE. Эти выделения могут образовываться в результате векового охлаждения ядра, поскольку растворимость оксидов в жидком железе уменьшается с понижением температуры. Помимо охлаждения ядра, кристаллизация внутреннего ядра, могла

способствовать повышению концентрации кислорода в наружном жидком ядре и увеличению осаждения оксидов Si-Mg-Fe. Более окислительные условия во внешнем ядре снижают сродство вольфрама к жидкому металлу с его извлечением из ядра и включением в мантию.

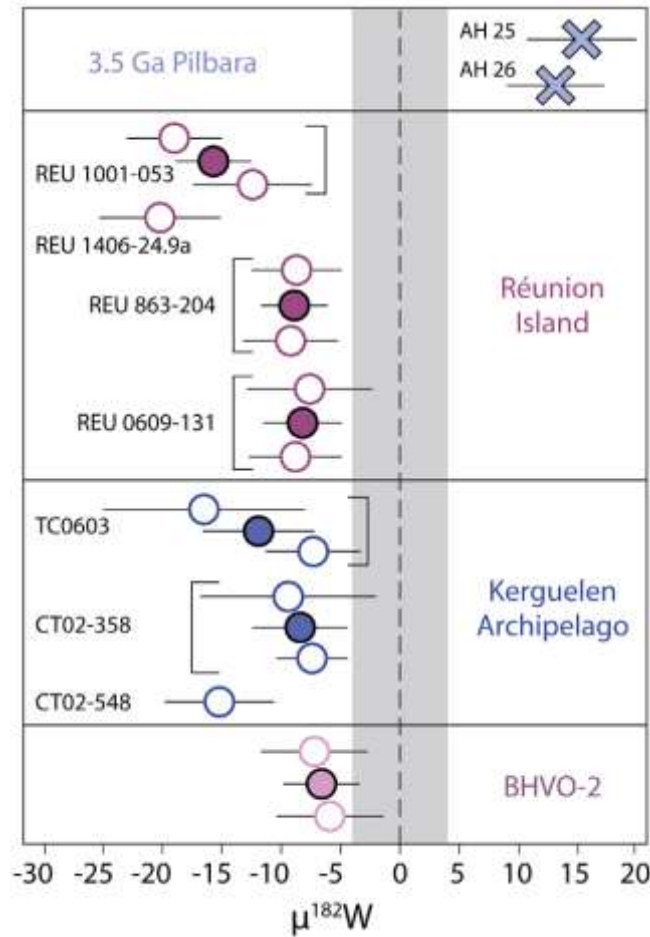


Рис. 16. Данные $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, представленные в виде значений $\mu^{182}\text{W}$ (Rizo et al., 2019). Открытые символы обозначают индивидуальный анализ образцов, закрытые – среднее значение повторных анализов. Погрешности отдельных измерений 2σ , для средних значений показаны распространенные неопределенности. Серая вертикальная полоса представляет собой воспроизводимость (2σ), полученную при повторных измерениях стандарта Alfa Aesar W

Fig. 16. $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ data shown as $\mu^{182}\text{W}$ values (Rizo et al., 2019). Open symbols are individual analysis of samples and filled symbols show the average of the different duplicates. Errors on individual measurements shown are 2σ and propagated uncertainties are shown for averages. The shaded area represents the reproducibility obtained (2σ) on repeated measurements of the Alfa Aesar W standard

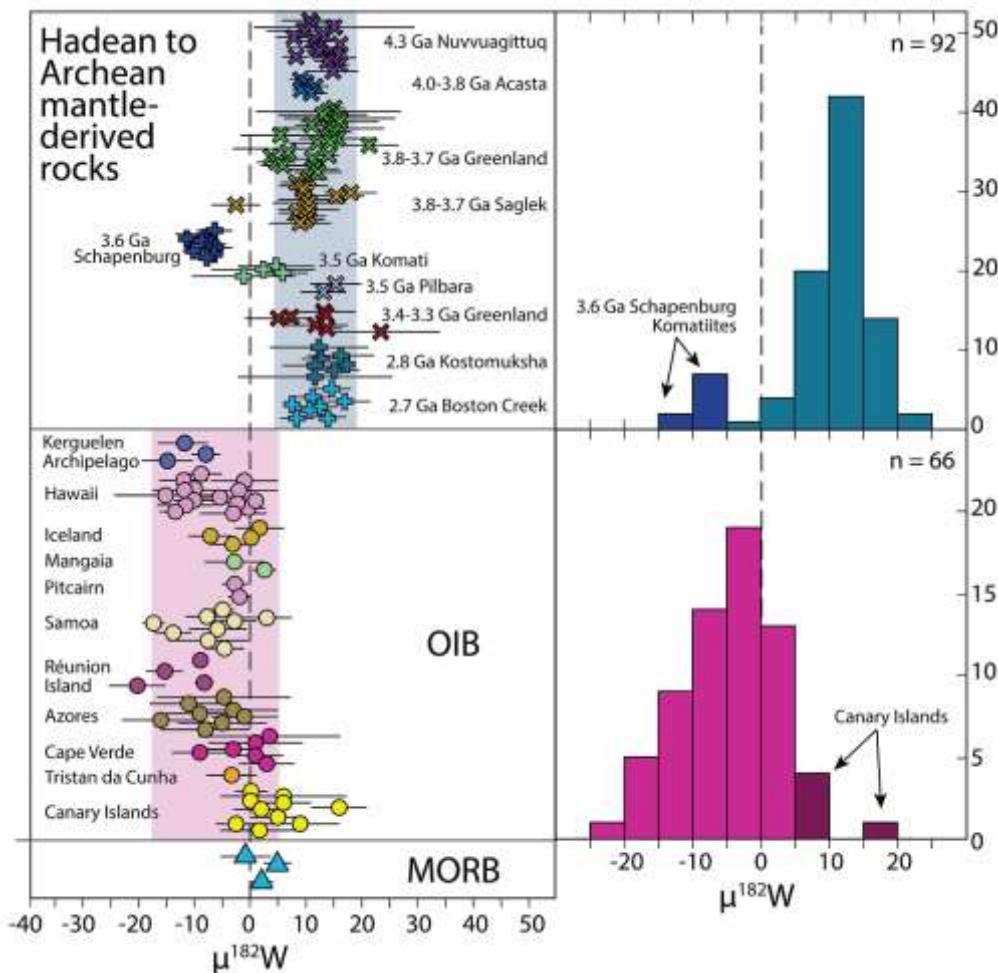


Рис. 17. Сводка данных $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, представленных в виде значений $\mu^{182}\text{W}$ (Rizo et al., 2019). Мантийные породы гадея и архея расположены в возрастном порядке, самые древние – сверху, самые молодые – внизу. Вертикальные полосы показывают средние значения $\mu^{182}\text{W} \pm 2 \text{ SD}$ для образцов гадея-архея и OIB

Fig. 17. Compilation of $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ data shown as $\mu^{182}\text{W}$ values (Rizo et al., 2019). Hadean and Archean mantle-derived rocks are organized in age order, with the oldest at the top and the youngest at the bottom. Shaded areas show the average $\mu^{182}\text{W}$ values $\pm 2 \text{ SD}$ for Hadean-Archean and OIB samples

В работе (Mundl-Petermeier et al., 2019) приводятся значения $\mu^{182}\text{W}$ (отклонение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ пород от лабораторных стандартов) и соответствующие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ для пород из 15 горячих пятен. Эти породы характеризуются значениями $\mu^{182}\text{W}$, варьирующими от ~ 0 до -23 ± 4.5 (рис. 18). Для каждой вулканической системы, включающей породы с отрицательными значениями $\mu^{182}\text{W}$, значения, как правило, отрицательно коррелируют с $^3\text{He}/^4\text{He}$. Изотопные характеристики W–He всех пород моделируются путем смешения, включающего компоненты по меньшей мере трех мантийных источников с различными характеристиками $\mu^{182}\text{W}$ – $^3\text{He}/^4\text{He}$. Один резервуар (AM – Ambient Mantle) имеет $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 8\text{Ra}$ и $\mu^{182}\text{W} \approx 0$, что не

отличается от конвектирующей верхней мантии. Два других резервуара (EFMR – Early Formed Mantle Reservoir и CMER – Core-Mantle Equilibrated Reservoir) с высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ не дегазированы и, вероятно, имеют первичный характер. В одном из этих двух резервуаров $\mu^{182}\text{W} \approx 0$, в другом – $\mu^{182}\text{W} \leq -23$ (рис. 19–20). Первый резервуар, вероятно, образовался в результате процесса дифференциации силикатов более чем через 60 млн лет после возникновения Солнечной системы, но оставался частично или полностью изолированным от остальной мантии на протяжении большей части истории Земли. Второй резервуар включает компонент, образовавшийся во время существования ^{182}Hf .

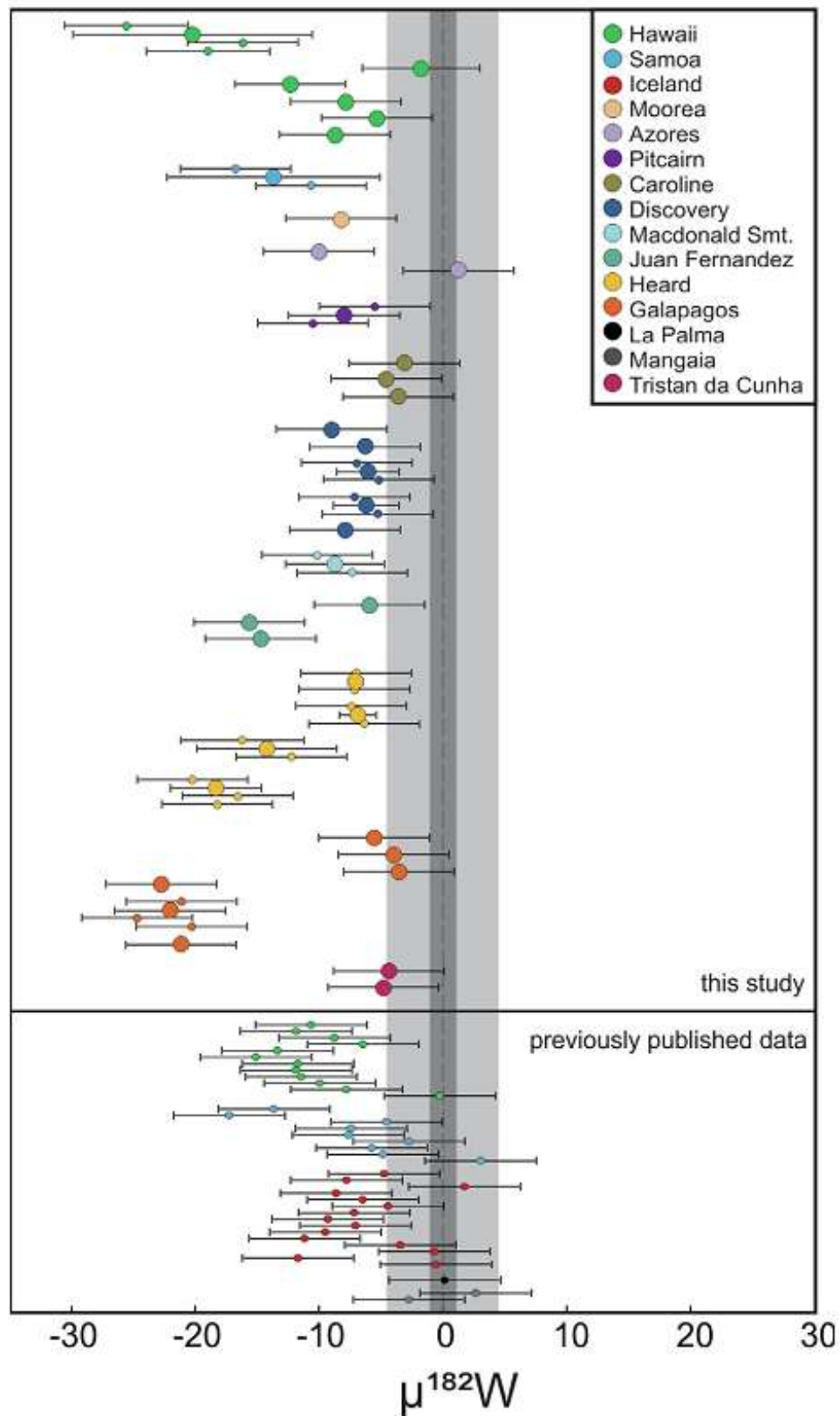


Рис. 18. Вариации $\mu^{182}\text{W}$ в ОИВ из 15 горячих пятен (Mundl-Petermeier et al., 2019). В нескольких горячих пятнах обнаружены образцы с хорошо выраженными отрицательными аномалиями ^{182}W . Темно-серые и светло-серые полосы представляют собой 2σ и 2SD , соответственно, повторных анализов стандартов вольфрама Alfa Aesar

Fig. 18. $\mu^{182}\text{W}$ variations of OIB from 15 hotspots. Several hotspots have samples with well-resolved negative ^{182}W anomalies (Mundl-Petermeier et al., 2019). Dark blue and light grey bars are 2SE and 2SD, respectively, of repeated analyses of Alfa Aesar tungsten standards

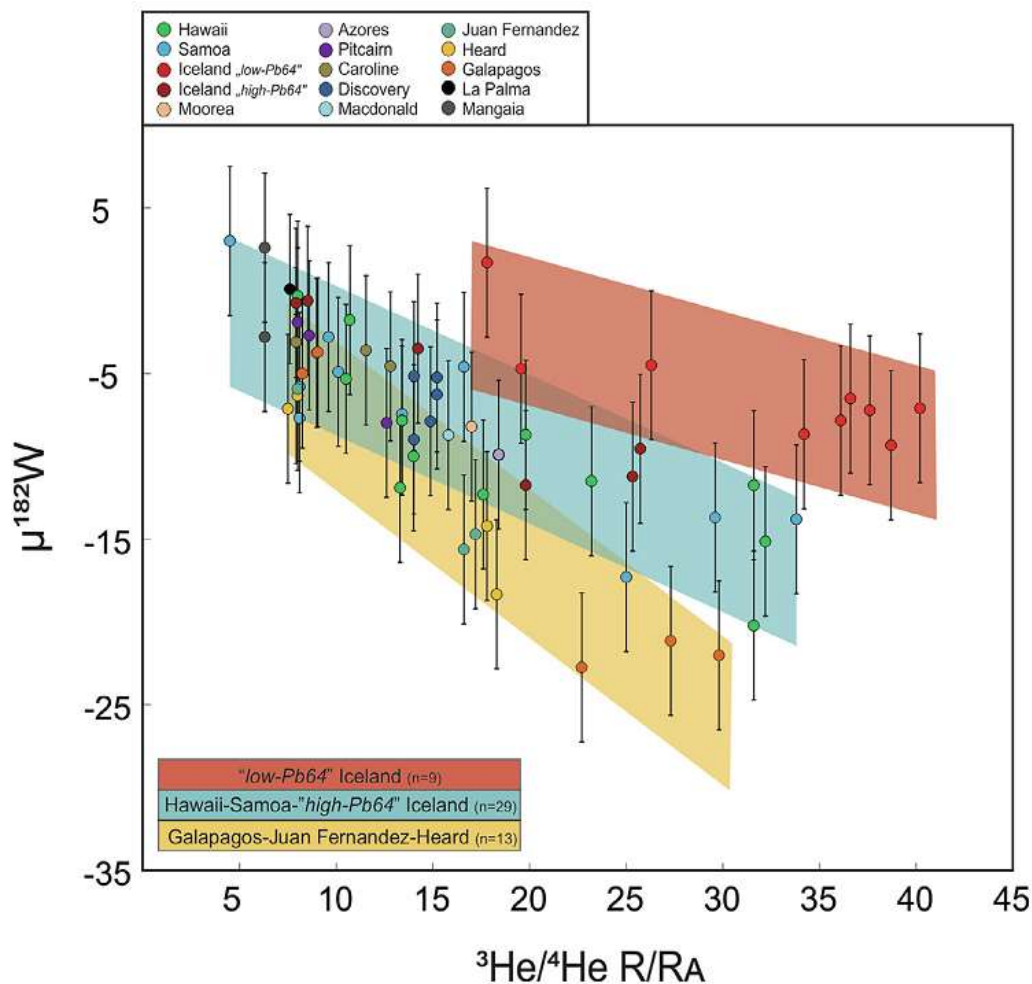


Рис. 19. График $\mu^{182}\text{W} - {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, демонстрирующий три отдельных тренда (Mundl-Petermeier et al., 2019). Красный тренд представляет породы с «низким Pb6/4». Светло-голубой тренд определяется образцами с Гавайев, Самоа и образцами с «высоким Pb6/4» из Исландии. Желтый тренд составляют образцы из Хуана Фернандеса, Херда и Галапагосских островов. Большинство образцов из системы ОИВ, включая образцы с островов Муреа, Азорских островов, Питкэрна, Каролины, Дискавери, Мангайи, Ла-Пальмы и Макдональда, соответствуют тренду Гавайи-Самоа-«высокое Pb6/4»-Исландия

Fig. 19. $\mu^{182}\text{W}$ versus ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ plot showing three separate trends (Mundl-Petermeier et al., 2019). The red trend represents the “low-Pb6/4” samples. The light blue trend is defined by samples from Hawaii, Samoa, and the “high-Pb6/4” samples from Iceland. Samples from Juan Fernandez, Heard, and Galapagos make up the yellow trend. Most of the OIB systems, including samples from Moorea, Azores, Pitcairn, Caroline, Discovery, Mangaia, La Palma, and Macdonald, fit the Hawaii-Samoa-“high-Pb6/4”-Iceland trend

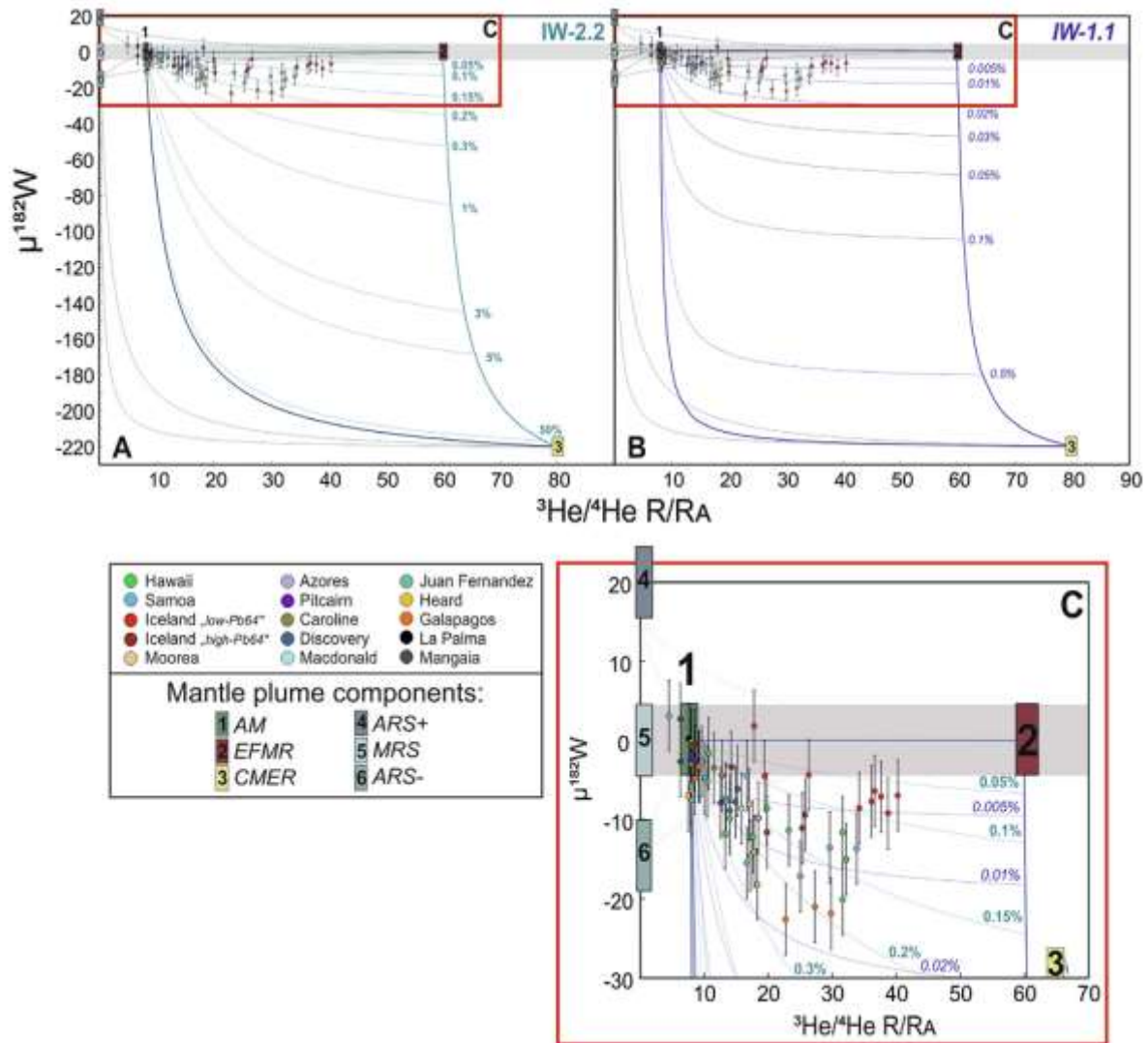


Рис. 20. Модель смешения, показывающая соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $\mu^{182}\text{W}$ (Mundl-Petermeier et al., 2019). Указаны проценты, представляющие собой долю первичного мантийного компонента EFMR (Early Formed Mantle Reservoir), смешанного с коро-мантийным равновесным CMER (Core-Mantle Equilibrated Reservoir). (A) Концентрации W в CMER определены при равновесии ядро-мантия с использованием коэффициентов распределения металл-силикат при буфере IW (железо-вюстит) –2.2. (B) То же при IW-1.1. (C) Увеличенное изображение области, где отображаются образцы. Зеленые линии — линии смешения, показанные на рисунке A, синие линии — линии смешения, показанные на рисунке B. Для объяснения состава образцов необходимо менее 0,25 % CMER, независимо от того, соответствует ли $f\text{O}_2$ уровню IW-1.1 или IW-2.2. Различные пропорции EFMR и CMER смешиваются с окружающей мантией (Ambient Mantle - AM). Компоненты ARS+, ARS- и MRS представляют собой древние (ancient) или современные (modern) субдуцированные плиты с $\mu^{182}\text{W}$ +20, 14 и 0 соответственно, которые не оказывают существенного влияния на изотопный состав He и W в образцах, но могут объяснить низкое соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в одном образце из Самоа и двух из Мангаи. Различные цветные символы для Исландии представляют две группы образцов, классифицированные на основе изотопного состава Pb

Fig. 20. Mixing model showing $^3\text{He}/^4\text{He}$ versus $\mu^{182}\text{W}$ (Mundl-Petermeier et al., 2019). Percentages given are the proportion of EFMR (Early Formed Mantle Reservoir) mixed with CMER (Core-Mantle Equilibrated Reservoir). (A) CMER W concentrations determined by core-mantle equilibration using metal-silicate partition coefficients at IW-2.2 (B) The same at IW-1.1. (C) Zoomed-in display of the area where samples plot. Green lines are mixing lines shown in A, blue lines represent mixing lines shown in B. Less than 0.25 % of CMER is necessary to explain the composition of the samples, regardless of whether the $f\text{O}_2$ is IW-1.1 or IW-2.2. Different proportions of EFMR and CMER are mixed with

an ambient mantle (Ambient Mantle AM). Components ARS+, ARS-, and MRS represent ancient or modern subducted slabs with a $\mu^{182}\text{W}$ of +20, 14, and 0, respectively, that do not significantly impact the He and W isotope composition of the samples, but may explain the low $^3\text{He}/^4\text{He}$ of one sample from Samoa and two from Mangaia. Different colored symbols for Iceland represent the two sample groups classified based on Pb isotope compositions

3. Изотопные компоненты благородных газов ASITA

В северо-восточной части Сибирской крупной магматической провинции оливиновый нефелинит из нижней части мощной щелочно-ультраосновной и мафической последовательности вулканических пород дал платообразный возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 253.3 ± 2.6 млн лет, значительно превышающий возраст основной толеитовой толщи (около 250 млн лет). Фенокристаллы оливина из этой породы показали отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, в 12.7 раз

превышающее атмосферное (рис. 21). На основе этих значений предполагалось происхождение флюидов оливинового нефелинита из нижнемантийного плюма. Геохимические данные, полученные для более молодых вулканических пород возрастом 250 миллионов лет, свидетельствуют о взаимодействии этого высоко- ^3He плюма с верхней мантией субокеанического типа (Basu et al., 1995). Определения изотопного состава других благородных газов, которые могли бы дать более уверенную систематику компонентов оливинового нефелинита, не проводились.

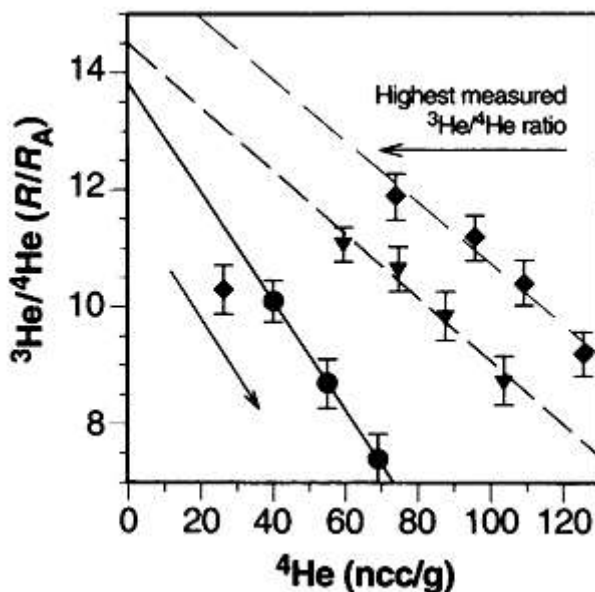


Рис. 21. График кумулятивных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, нормированных к атмосферному отношению (R_A) (Basu et al., 1995). На каждом этапе измельчения оливина в образце 1946/23 отношение меняется в зависимости от концентрации ^4He . Различные символы обозначают три разных экспериментальных измерения. Постепенное уменьшение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ по мере измельчения (стрелка внизу слева) указывает на преобладание радиогенного ^4He и отсутствие космогенного ^3He в матрице, что также подтверждается анализом при полном плавлении [0.24 R_A ; 880 нанокубических сантиметров (нкс) гелия на грамм]

Fig. 21. The cumulative $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios, normalized to the atmospheric ratio (R_A), in each crushing step of olivine in sample 1946/23 are plotted against the ^4He concentrations. Different symbols represent the three different experimental measurements. The progressive decrease of $^3\text{He}/^4\text{He}$ as crushing proceeds (arrow at lower left) is indicative of the dominance of radiogenic ^4He and the absence of cosmogenic ^3He in the matrix, as also confirmed by a total fusion analysis [0.24 R_A ; 880 nano-cubic centimeters (ncc) of helium per gram]

На Сибирском палеоконтиненте исследовались изотопы в двух петрологически

различных комплексах перидотитовых ксенолитов, извлеченных из кимберлитов

трубки Удачная возрастом 360 млн лет и Обнаженная возрастом 160 млн лет. Значения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ варьируют от атмосферных значений 9.88 до 11.35 и от 0.0303 до

0.0385 соответственно, что предполагает смешение компонентов DMM с компонентами плюма (Barry, Broadley, 2021) (рис. 22).

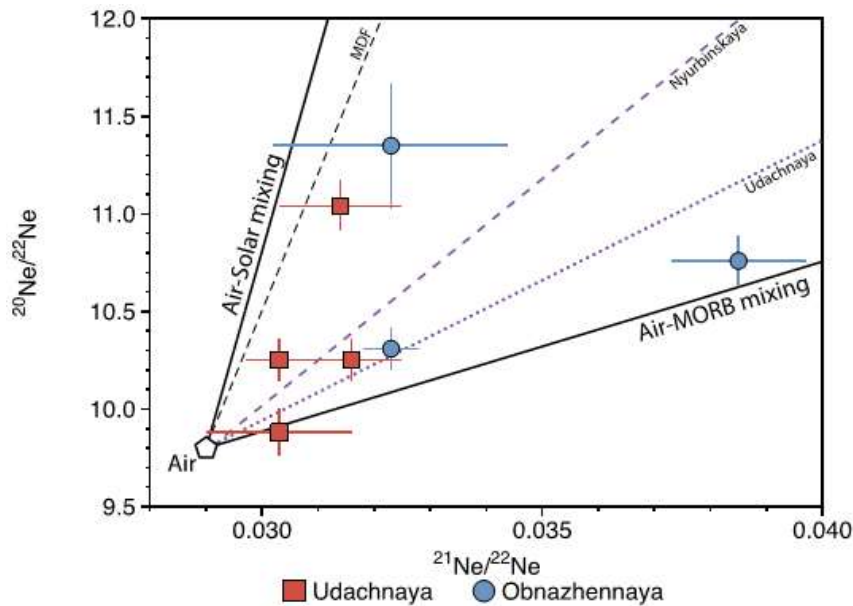


Рис. 22. График $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (Barry, Broadley, 2021). Показаны линии смешения воздух-солнце и воздух-MORB, фенокристаллов оливина Удачной и алмазов из Нюрбинского кимберлита. Данные по изотопам Ne предполагают, что образцы как из Обнаженной, так и из Удачной содержат вклад плюма и DMM. Показаны погрешности 1σ

Fig. 22. Isotope plot $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (Barry, Broadley, 2021). Air-Solar and Air-MORB mixing lines are shown together with two previous lines of Udachnaya olivine phenocryst and diamonds from the Nyurbinskaya kimberlite. Ne isotope data suggest that both Obnazhennaya and Udachnaya samples contain an admixture of plume and DMM contributions. Uncertainties are shown to 1σ

В Байкальской рифтовой системе исследования изотопов Ne проводились в фенокристаллах оливина и пироксена из вулканических пород и этих же минеральных фаз глубинных ксенолитов на вулканических полях хребтов Хамар-Дабан и Удокан, Витимском, Джидинском, Тарят-Чулутынском и Нижне-Орхонском.

На хребтах Хамар-Дабан и Удокан были получены первые данные по изотопам гелия для вулканических пород и глубинных ксенолитов из них Байкальской рифтовой зоны (Друбецкой, Грачев, 1987). Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ксенолитах первой вулканической территории выше, чем второй (рис. 23). В следующей статье (Грачев, 1998) приведены данные по трем образцам ксенолитов из лав вулкана Тумбусун-Дулга: 978

(шпинелевый лерцолит), 979 (гарцбургит) и 826 (шпинелевый лерцолит). Данные по первому из них приводились ранее (Друбецкой, Грачев, 1987): $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6} = 8 \pm 1.5$ (шпинелевый лерцолит), 10 ± 2 (оливин) и 7 ± 2 (пироксен). В статье (Грачев, 1998) для образца 978 приведены более высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6}$: 12.6 (шпинелевый лерцолит), 28, 20 ± 3 , 36 ± 4 (оливины), 9 (диопсид). Исходя из атмосферного значения $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6} = 1.384$, получаем значения, соответственно, (Друбецкой, Грачев, 1987) – 5.7 Ra, 7.2 Ra и 5.0 Ra и соответственно, (Грачев, 1998) – 9.1 Ra, 20 Ra, 14.5 Ra, 26 Ra и 6.5 Ra. Сведения о методике анализа изотопного состава гелия в обеих работах отсутствуют. Причина расхождения данных по образцу 978 ксенолита в разных публикациях не ясна.

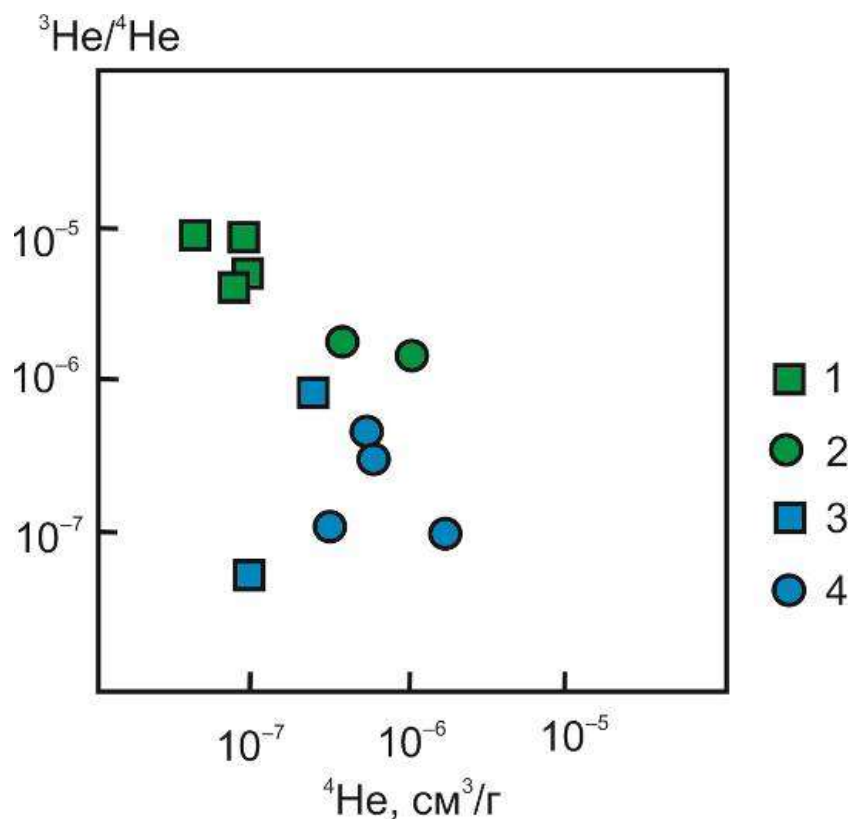


Рис. 23. График первых определений изотопного состава гелия в вулканических породах Байкальской рифтовой зоны и глубинных ксенолитах из них. 1 – ультраосновные ксенолиты из вулканических пород хр. Хамар-Дабан; 2 – вмещающие базальты хр. Хамар-Дабан; 3 – ультраосновные ксенолиты из вулканических пород хр. Удокан; 4 – вмещающие базальты хр. Удокан. Данные из работы (Друбецкой, Грачев, 1987). Методика выделения гелия для измерений для измерения изотопного состава не указана

Fig. 23. Graph of the first determinations of helium isotopic compositions from volcanic rocks of the Baikal rift zone and deep xenoliths from them. 1 – ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the Khamar-Daban Ridge; 2 – host basalts of the Khamar-Daban Range; 3 – ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the Udokan Range; 4 – host basalts of the Udokan Range. Data from (Drubetskoy, Grachev, 1987). The method of helium extraction for measurements of isotopic composition is not specified

На Витимском вулканическом поле исследовались ксенолиты гранатовых лерцолитов (Vi 313-3, -54, -105, -113, и -240) и один шпинелевый лерцолит (Vi 313-110) из пикробазальтового карьера, а также ксенолит шпинелевого лерцолита Vi 86-1 шлакового конуса Кандидушка (Staudacher, Allègre, 1991). Карьер был впервые опробован И.В. Ащепковым (1991). В нем последовательно вскрывались слои, различающиеся по составу вулканических продуктов и глубинных

включений. Верхний слой был максимально насыщен гранатовыми лерцолитами, которые могли длительное время находиться на земной поверхности (Chuvashova et al., 2017). Именно в этом слое И.В. Ащепковым в основном были собраны образцы, представленные им для исследований. Такая специфика сбора ксенолитов объясняет значительное накопление в образцах нуклеогенного изотопа ^{21}Ne (рис. 24).

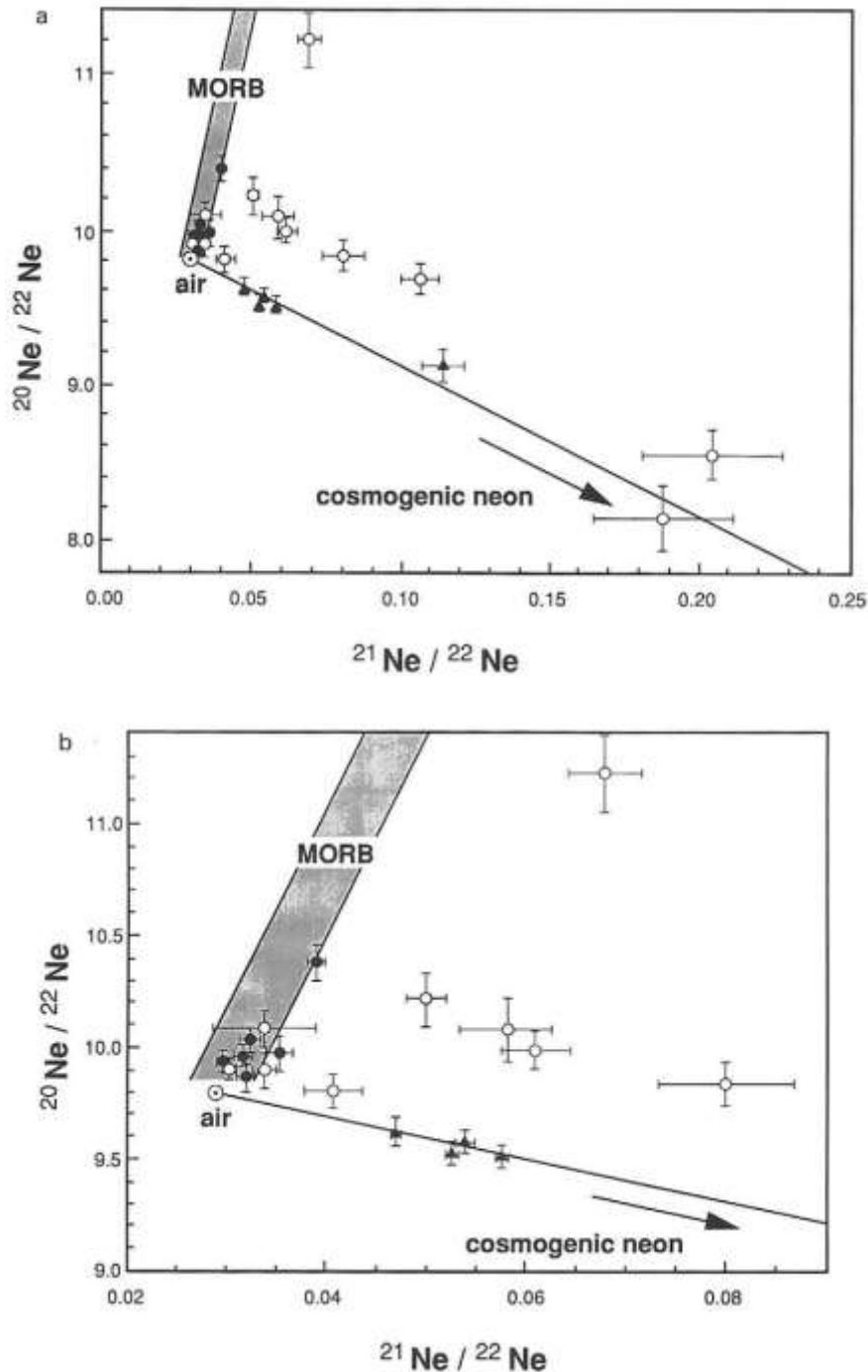


Рис. 24. Данные по ступенчатому нагреву неона или данные по всей породе для образцов BW 84-105 (Антарктида) и ксенолитов (Витимское и Тарятское вулканические поля) (Staudacher, Allègre, 1991). Представлена трехизотопная диаграмма неона (a) и ее увеличенное изображение (б). Космогенный неон на больших глубинах экранирования характеризуется $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.96$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.84$. Все точки данных BW 84-105 (черные треугольники) не попадают на линию смешения между воздушным неоном и космогенным неоном. Большинство точек данных ксенолитов (черные и белые точки) находятся выше этой линии смешения и указывают на наличие в этих образцах компонента неона верхней мантии, помимо неона, полученного под воздействием космических лучей. Черные точки соответствуют ксенолитам, которые использовались для оценки начального отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в субконтинентальной литосферной мантии на Витимском плоскогорье. Открытые значки обозначают ксенолиты, демонстрирующие значительный избыток $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в общей породе. Три низкотемпературные фракции таких ксенолитов также попадают в область MORB

Fig. 24. Neon stepwise heating or whole rock data for both BW 84-105 (Антарктида) and the xenoliths are reported in a neon three-isotope plot, (a) and in an enlarged representation in (b) (Staudacher, Allègre, 1991). Cosmogenic neon at large shielding depths is characterized by $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.96$ and $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.84$. All BW 84-105 data points (black triangles) fall on the mixing line between air-neon and cosmogenic neon. Most of the xenolith data points (black and white dots) fall above this mixing line and indicate an upper mantle neon component in these samples, in addition to cosmic ray derived neon. Black dots are for xenoliths which were used to estimate the initial $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratio in the subcontinental lithospheric mantle at Vitim Highland. Open dots are for xenoliths which show significant whole rock $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ excesses. Three low-temperature fractions of the latter also fall into the MORB area

Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в образцах витимских ксенолитов меняется от 110400 до 31250. Низкие значения $^4\text{He}/^3\text{He}$, которые совпадают с высокими значениями $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, очевидно, обусловлены космогенным ^3He . В измельченных образцах обнаружено крайне мало ^3He . Это свидетельствует о том, что He находится внутри минеральной матрицы, а не во включениях флюидов, как это иногда наблюдается в ксенолитах. Высокое отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ измерено при температуре 950 °C в оливине из образцов Vi 313-240 и Vi 313-113. Здесь сложно определить, обусловлено ли высокое отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ (особенно Vi 313-113) неоднородной мантией под вулканическим полем Витим, или же Vi 313-113 захватил радиоогенный гелий из континентальной коры во время образования породы. Тот факт, что

Vi 313-113 содержит также радиоогенный компонент ксенона свидетельствует в пользу последней гипотезы.

На рис. 25 представлены значения ^3He в зависимости от ^{21}Ne для пяти ксенолитов, в которых определены оба космогенных нуклида. На этом рисунке точки данных хорошо согласуются со средним значением $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$, равным 1.41 ± 0.22 , представленным серой областью. Образец МНР 79-4 Тарянского вулканического поля имеет более высокое значение $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$, равное 2.94. Это может быть связано с исходным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ континентальной литосферной мантии в этом месте, которое может отличаться от отношения в континентальной литосферной мантии Витимского плоскогорья, равного 90470.

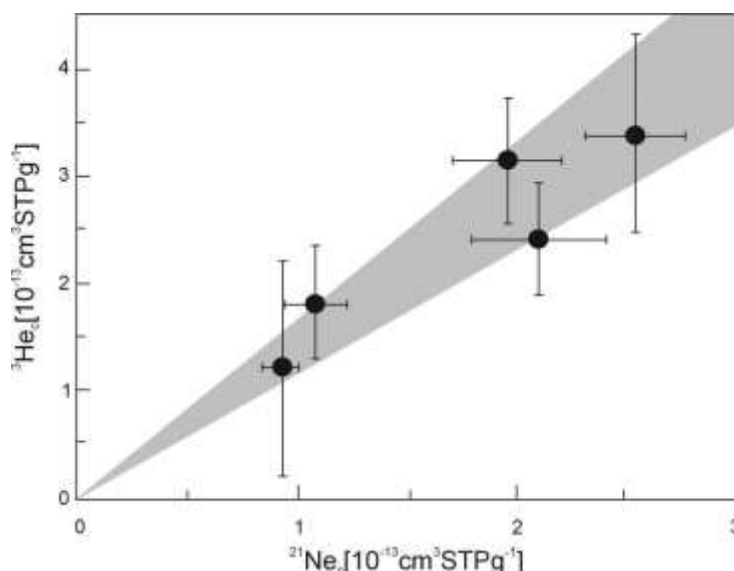


Рис. 25. Диаграмма космогенного $^3\text{He}_c$ и космогенного $^{21}\text{Ne}_c$ в ксенолитах, имеющих значительный избыток $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (Staudacher, Allègre, 1991). Заштрихованная область представляет среднее отношение $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$, равное 1.41 ± 0.22

Fig. 25. Cosmogenic $^3\text{He}_c$ versus cosmogenic $^{21}\text{Ne}_c$ in xenoliths showing significant $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ excesses (Staudacher, Allègre, 1991). The shaded area represents the mean $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$ ratio of 1.41 ± 0.22

Данные по космогенному ^3He и нуклеогенному ^{21}Ne (Staudacher, Allègre, 1991)

использовались для обоснования гипотезы о подъеме плюма под Витимским

плоскогорьем (Grachev, 2012). Констатировалось, что большинство образцов витимских ксенолитов, исследованных методом дробления, имеют нормированное к атмосфере отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, неотличимое от отношения в источнике типа MORB. Единственным исключением является образец Vi313-240 (Staudacher, Allègre, 1991), отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ которого заметно выше MORB (метод плавления) (рис. 26), а отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ имеет минимальное значение, приближающееся к значению компонента плюма

(Kaneoka, 1998). Ne, однако, имеет в значительной мере нуклеогенный изотопный состав ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8.13$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.1880$) (Staudacher, Allègre, 1991). Очевидно, что изотопные составы благородных газов образца Vi313-240 не могут служить в качестве аргумента плюмовой гипотезы, так как в образцах наблюдается согласованное возрастание космогенного ^3He и космогенного (нуклеогенного) ^{21}Ne без проявления других тенденций.

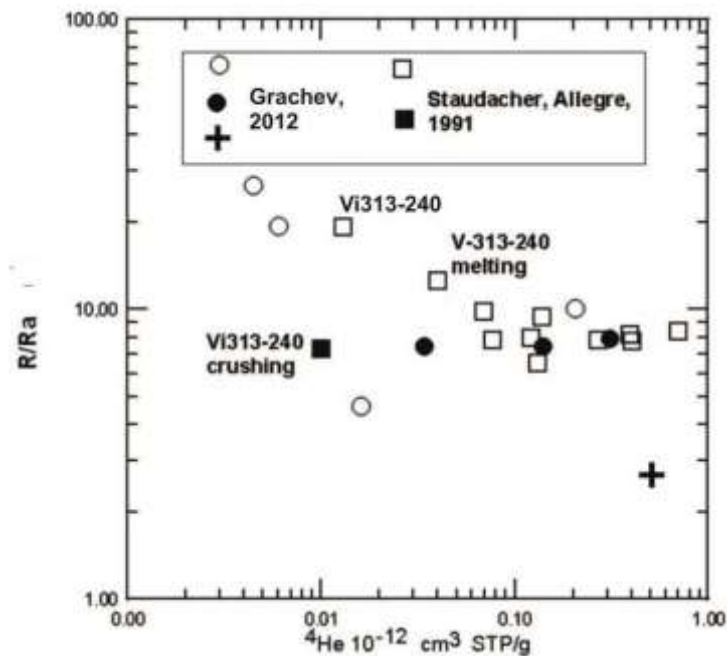


Рис. 26. Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) – ^4He ксенолитов из вулканических пород Витимского поля (Grachev, 2012). Показаны новые и ранее опубликованные данные (Staudacher, Allègre, 1991). Незаполненные кружки и квадраты обозначают газ, выделившийся при плавлении, заполненные – газ, выделившийся при дроблении. Различие трендов выделения газов отражает наличие в ксенолитах мантийного He, близкого по составу гелию MORB, и генерацию *in situ* космогенного ^3He . Крест – вмещающий базальт. Образец Vi313-240 имеет нуклеогенный неон ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8.13$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.1880$), свидетельствующий о длительном экспонировании образца на земной поверхности (Staudacher, Allègre, 1991)

Fig. 26. $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) versus ^4He diagram for xenoliths from volcanic rocks of the Vitim field (Grachev, 2012). Shown are new and previously published data (Staudacher, Allègre, 1991). Open circles and squares represent gas released by melting, filled circles represent gas released by crushing. The different trends in gas extraction reflect the occurrence in the xenoliths of mantle He, similar in composition to He from MORBs, and the *in situ* generation of cosmogenic ^3He . Cross – host basalt. Sample Vi313-240 has nucleogenic neon ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8.13$; $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.1880$), indicating long-term exposure of the sample on the surface (Staudacher, Allègre, 1991)

В Центральной Монголии впервые представлено измеренное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ ксенолита МНР 79-4 из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля: 93200 ± 4100 (900°C);

57440 ± 3180 (1650°C); 74990 ± 3481 (общий состав) (соответственно, $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6}$ 10.7; 17.4 и 13.3). Эти значения превышали MORB. Гелий извлекался нагревом образцов.

Результаты, полученные по этому образцу, соответствовали образованию нуклеогенного гелия в витимских ксенолитах (Staudacher, Allègre, 1991). Позже анализ изотопов гелия в оливине, пироксене и валовом составе пород разных вулканических полей Монголии был выполнен по методике дробления (Грачев и др., 2003), в которой космогенный гелий не определяется. Получен интервал ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-6}$ от 0.1 до 8.7. Отношение изотопов гелия не

превышает величину, типичную для MORB (рис. 27). Для оливина из шпинелевого лерцолита из вулканических пород Дариганги методом плавления получены значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-6}$ от <3 до 9.7, а для валового состава шпинелевого лерцолита из пород вулкана Шаварын-Царам – весьма высокое значение (26.6). Авторами отмечены систематически более высокие значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в оливине, чем в пироксене (разница в 3 раза).

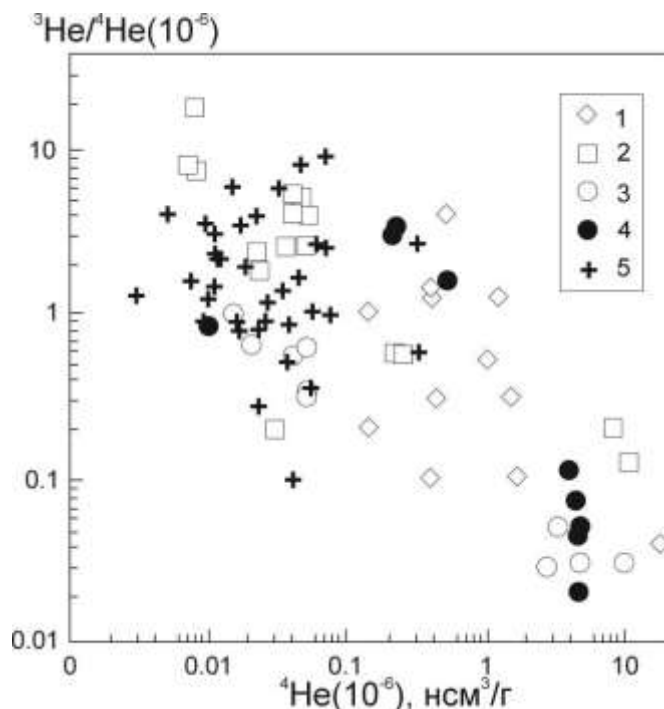


Рис. 27. Диаграмма ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ – ${}^4\text{He}$ для кайнозойских базальтов Монголии в сравнении с базальтами других районов Азии. 1 – Байкальский рифт; 2 – Северо-Восточная Азия; 3 – Северо-Восточный Китай; 4 – Северный Тянь-Шань; 5 – Монголия

Fig. 27. Diagram ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ – ${}^4\text{He}$ for Cenozoic basalts of Mongolia in comparison with basalts of other regions of Asia. 1 – Baikal Rift; 2 – Northeast Asia; 3 – Northeast China; 4 – Northern Tien Shan; 5 – Mongolia

Эти данные всей территории Монголии были дополнены результатами новых более частных измерений, представленных в двух работах (Barry et al., 2007; Gibson et al., 2024). В первой работе опробованы породы Тарят-Чулутынского вулканического поля с включением в анализ одного образца из вулкаников Нижне-Орхонского поля и нескольких образцов из вулкаников Джидинского поля (рис. 28). Во второй работе приведены данные по четырем образцам Тарят-Чулутынского поля без указания точного местоположения.

В первой работе для фенокристов оливина из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля получен интервал ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 6.75–10.80 Ra и значение 8.79 ± 0.9 Ra оливина из ксенолита. Во второй работе по валовым составам четырех ксенолитов приведены значения в интервале 7.6–8.3 Ra. Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ фенокристов оливина из орхонских лав (8.80 ± 2.2 Ra) находятся в этом же диапазоне. Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ хромдиопсида ксенолита из тарят-чулутынских лав (8.26 ± 2.0 Ra) также не отличается от значений интервала фенокристов оливина. Два значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 10.20–10.80 Ra выходят за верхний предел

MORB, но сопоставляются с ним в пределах погрешности измерений (рис. 29). Авторы сделали вывод об отсутствии существенного вклада компонента с высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, который мог бы свидетельствовать о вовлечении плюмового (нижнемантийного)

источника под Центральной Монголией. Фактически, данными этих публикаций подтверждены выводы, следующие из более ранней работы, охватывающей всю Монголию (Грачев и др., 2003).

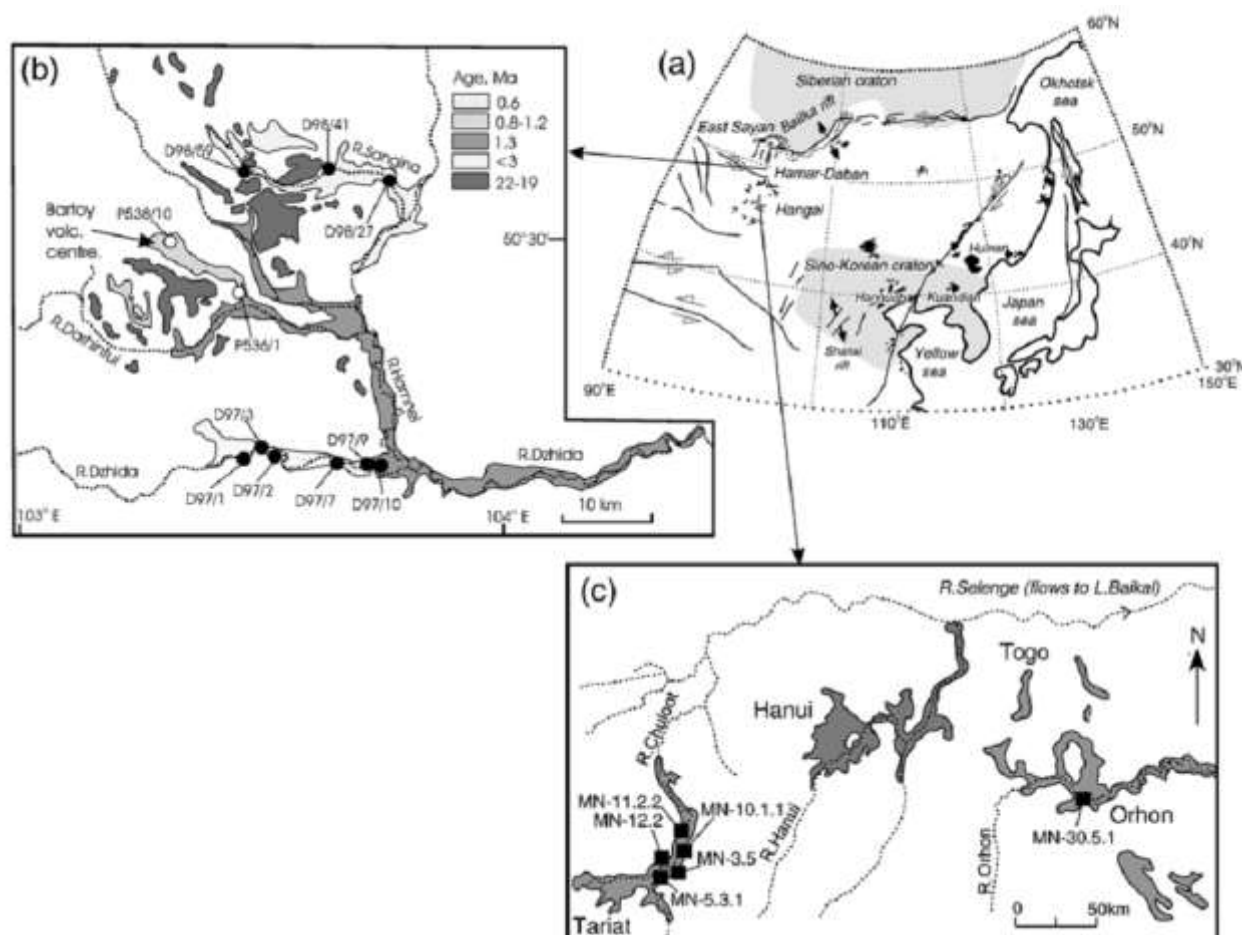


Рис. 28. *a* – Географическое расположение вулканической активности кайнозоя (значки залиты черным) в Восточной и Центральной Азии относительно архейских кратонов (светло-серый) и основных разломов. *b* – Карта-схема мест отбора проб на Джидинском вулканическом поле базальты – значки серого цвета. *c* – Карта-схема мест отбора проб в Центральной Монголии (базальты – значки серого цвета)

Fig. 28. *a* – Geographic location of Cenozoic volcanism (shaded black) within east and central Asia relative to Archaean cratons (light grey) and major faults. *b* – Map of sample localities within the Hamar-Daban volcanic province. *c* – Map of Cenozoic volcanism around Hangai region of Mongolia (grey shaded)

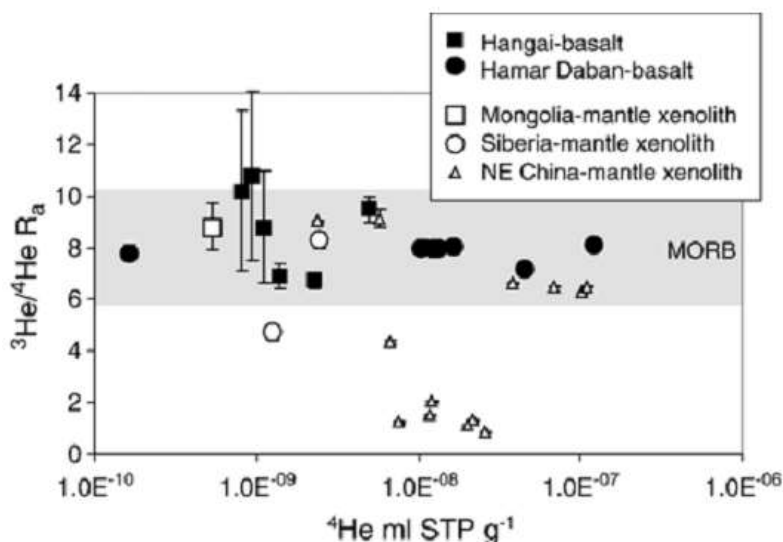


Рис. 29. Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He}$ – ^4He для оливина фенокристаллов лав и ксенолитов из них Центральной Монголии и бассейна р. Джиды. Данные для клинопироксенов не показаны. Также показаны опубликованные данные для мантийных ксенолитов базальтов Китая (Xu et al., 1998). Показаны аналитические погрешности, хотя они меньше размера символов для китайских данных. Серая полоса – среднее значение MORB 8.75 ± 2.14 Ra (Graham, 2002)

Fig. 29. Siberian and Mongolian $^3\text{He}/^4\text{He}$ – ^4He for olivine separates – phenocrysts of lavas and xenoliths from them in Central Mongolia and the Dzhida River basin. Data for clinopyroxenes not shown. Also plotted are published data for Chinese basalt-hosted mantle xenoliths (Xu et al., 1998). Analytical error bars shown, though these are smaller than the symbol size for the Chinese data. Grey-shaded area means MORB value of 8.75 ± 2.14 Ra (Graham, 2002)

Вывод об отсутствии материала плюма касается также Джидинского вулканического поля, для оливиновых фенокристов из пород которого определен более узкий диапазон изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ – 7.18–8.12 Ra. Параллельные измерения в клинопироксеновых фенокристах (титанавгитах) вулканических пород, также как в монгольских оливинах и пироксенах (Грачев и др., 2003), выявили систематическое снижение $^3\text{He}/^4\text{He}$ до интервала 0.87–4.47 Ra.

В различиях поведения гелия в фенокристах оливина и клинопироксена проявляется кинетический фактор потерь гелия при дегазации в процессе вулканического извержения. Фенокристы оливина хорошо удерживают гелий, концентрация которого находится в интервале от 1.20×10^{-7} до 4.58×10^{-8} ml STP g $^{-1}$, тогда как фенокристы клинопироксена теряют гелий с уменьшением его концентрации в основном до интервала 1.60 – 6.51×10^{-10} ml STP g $^{-1}$ (в одном клинопироксене концентрация He несколько выше – 3.16×10^{-9} ml STP g $^{-1}$). С потерями гелия из клинопироксена отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в нем

снижается до интервала 0.87–4.47 Ra. Изотопы фракционируют в поле температур. Клинопироксен образует центр пониженной температуры, поэтому легкий изотоп ^3He покидает его кристаллическую структуру, тогда как более тяжелый ^4He задерживается в ней. Такой характер фракционирования изотопов He характеризует процесс, протекающий в магматическом расплаве, содержащем взвешенные в нем фенокристы клинопироксена. Фракционирование в общем ведет к снижению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в основной массе кристаллизующихся пород бассейна Джиды.

По изотопам He вулканических пород Центральной и Северной Монголии была опубликована еще одна работа (Жукова и др., 2007). В основной массе пород определены концентрации ^4He в интервале 0.3 – 4.24×10^{-8} см 3 /г и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в интервале 0.5 – 3.5×10^{-6} . Интервал изотопного отношения в целом ниже значений MORB. Породы информативны в отношении изотопного состава флюидов поднимающихся магматических расплавов, если они представлены в закалочной стекловатой фации. В цитированной

работе такие породы не изучались, поэтому ценность выполненных аналитических работ сомнительна.

В Восточной Азии были определены изотопные отношения благородных газов в глубинных ксенолитах и вмещающих их кайнозойских щелочных базальтах вулканических полей Чанбайшан (корейское название Baegdusan), Баэгрёндо (Baegryongdo), Чогокри (Jogokri), на Корейском полуострове и Лонг-Цюан (Long Quan) на северо-востоке Китая. Кайнозойский щелочной вулканизм Корейского полуострова датируется возрастным интервалом от 21 до 0.1 млн лет с постепенным омоложением к югу от полуострова. Образцы ксенолитов характеризуются значительными вариациями отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в диапазоне от <0.2 до 16.8 Ra. Большинство образцов имеет значения 3.5–7.9 Ra – в диапазоне ниже, чем значение MORB (~ 8 Ra)

(рис. 30). Среди них высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, полученные плавлением образцов, считаются отражением космогенного вклада (рис. 31). Отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ значительно ниже значений MORB. Обогащенный изотопный состав Nd и Sr в ксенолитах и вмещающих базальтах районов Чанбайшан и Баэгрёндо свидетельствует об ассимиляции литосферного материала и/или континентальной коры. Наблюдаются широко варьирующие концентрации микроэлементов в ксенолитах и высокая насыщенность несовместимыми элементами во вмещающих базальтах. Микроэлементные и изотопные данные указывают на наличие метасоматизированной обогащенной литосферной мантии, образовавшейся в древней зоне субдукции в пределах континентальной окраины юго-восточной Евразии (Kim et al., 2005).

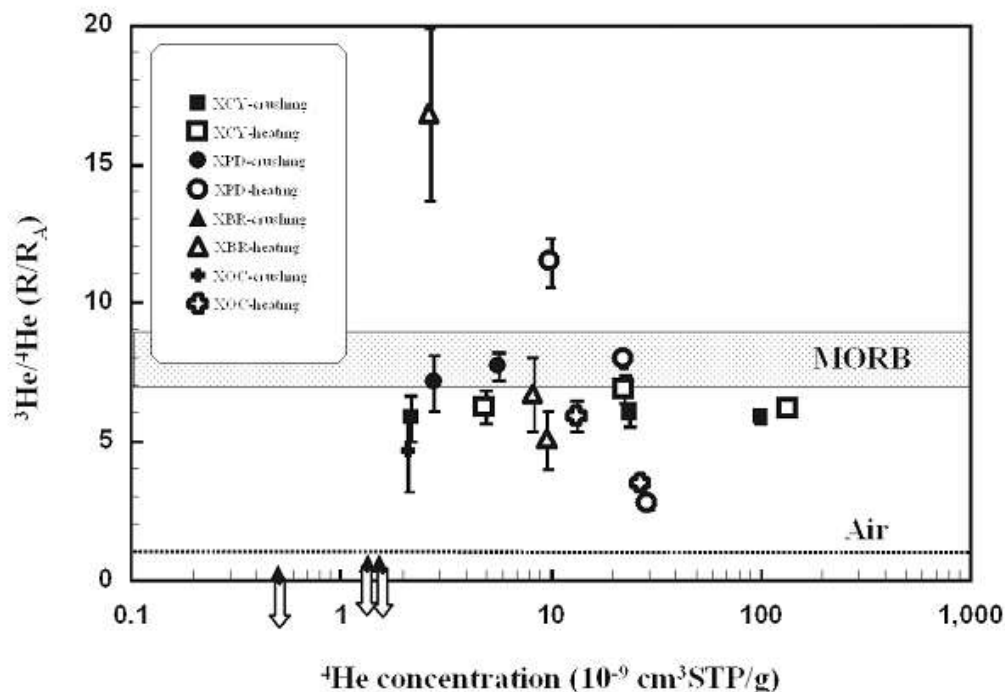


Рис. 30. Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He}$ – ^4He для оливина из мантийных ксенолитов (Kim et al., 2005). При нагревании некоторых образцов оливина Чанбайшана и Баэгрёндо наблюдается космогенный вклад ^3He . XCY (Лунцюань, Китай), XPD (Чанбайшан), XBR (Баэгрёндо) и XOC (Джогокри)

Fig. 30. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios plotted against ^4He concentrations for olivine separates from mantle xenoliths (Kim et al., 2005). He by heating for some olivines from Changbaishan (Baegdusan) and Baegryongdo exhibit cosmogenic contribution of ^3He . XCY (Long Quan, China), XPD (Changbaishan), XBR (Baegryongdo) and XOC (Jogokri)

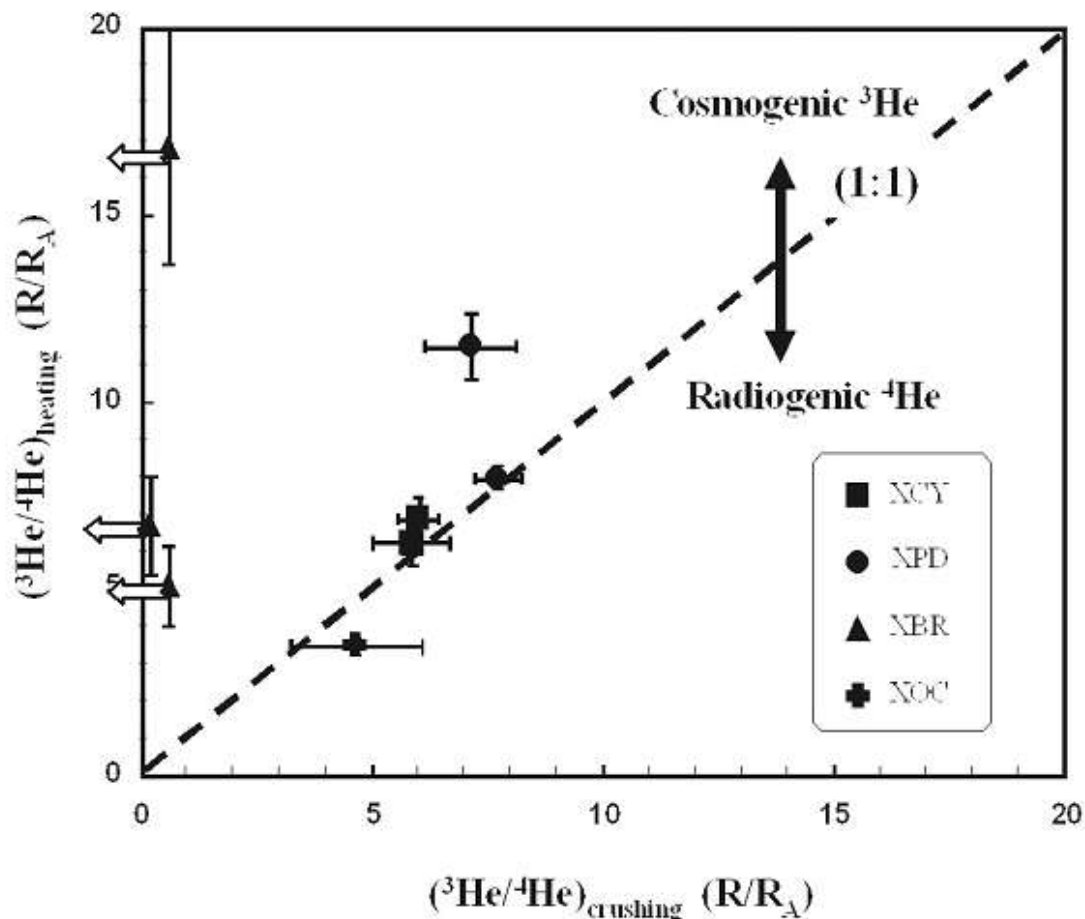


Рис. 31. Сравнение соотношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, полученных методами дробления и нагревания для одного и того же образца ксенолита лерцолита с Корейского полуострова (Kim et al., 2005). Штриховая линия показывает линию корреляции 1:1. Четыре образца нанесены на линию корреляции 1:1, что указывает на отсутствие пост-эруптивного добавления радиогенного ^4He или космогенного ^3He . Однако некоторые оливины Чанбайшана (XPD) и Баэгрёндю (XBR) содержат космогенный ^3He

Fig. 31. Comparison of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios obtained by crushing and heating methods for the same sample of the lherzolite xenolith from the Korean peninsula (Kim et al., 2005). The dashed line gives the 1:1 correlation line. Four samples are plotted on the 1:1 correlation line, indicating neither post eruptive addition of radiogenic ^4He nor cosmogenic ^3He . However, some olivines from the Changbaishan (XPD) and Baegryongdo (XBR) contain the cosmogenic ^3He

В глубинных ксенолитах из вулканических пород трех полей СВ Китая определено отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в интервале 5–7 Ra (рис. 32). Ранее опубликованные повышенные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ обусловлены присутствием космогенного ^3He (Chen et al., 2007). Таким образом, плюмовый мантийный компонент с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ отсутствует в вулканических породах не только Корейского п-ова, но и всего СВ Китая. Измеренные отношения

$^3\text{He}/^4\text{He}$ ксенолитов из пород вулканического поля Чанбайшан в этой работе имеют узкий диапазон (от 5.8 Ra до 8.4 Ra) со средним значением 7.4 Ra. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ ксенолитов из пород вулканического поля Лунган варьируют от 4.7 Ra до 8.1 Ra со средним значением 5.9 Ra; немного ниже, чем в ксенолитах из пород поля Чанбайшан (Xu et al., 2019).

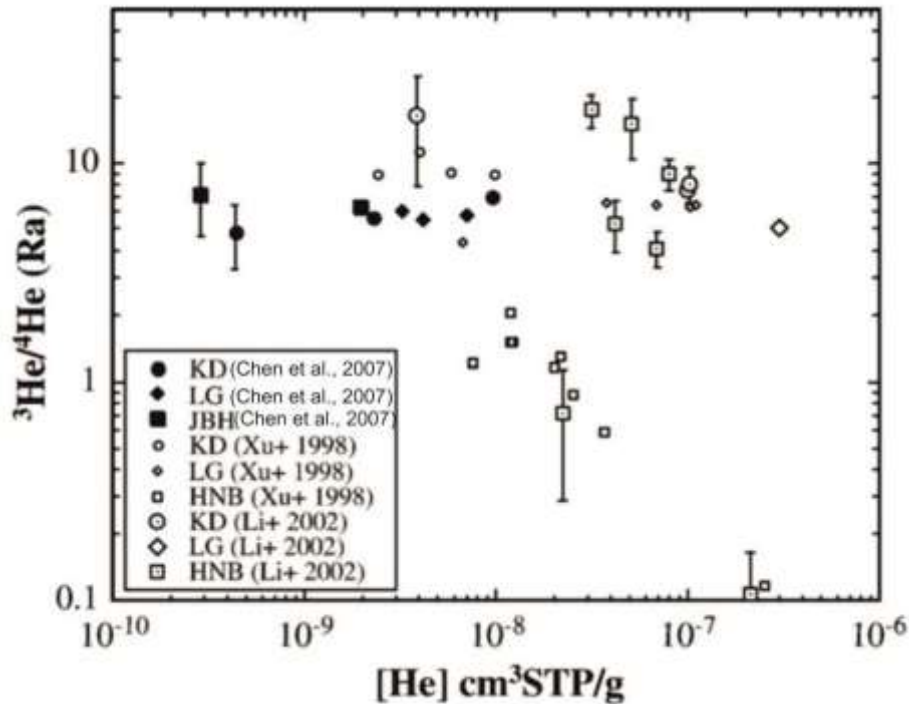


Рис. 32. Изотопные данные по гелию из вулканических пород СВ Китая. Сплошные символы – данные из работы (Chen et al., 2007) с анализом $^3\text{He}/^4\text{He}$ методом дробления. Открытые символы – данные других авторов, полученные анализом $^3\text{He}/^4\text{He}$ методом плавления проб. Две точки данных из работы Li et al. (2002) с отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ примерно в 700 раз больше Ra не показаны, чтобы не сжимать ось ординат. Погрешности указаны при 2σ , если погрешность превышает размер символа. Одна точка данных с огромной погрешностью исключена. KD – Куандянь, LG – Лунган, JBH – Цзинбоху, HNB – Хануоба

Fig. 32. Helium isotopic data. Solid symbols are data from (Chen et al., 2007) with $^3\text{He}/^4\text{He}$ analyzed by crushing. Open symbols are literature data with $^3\text{He}/^4\text{He}$ analyzed by melting. Two data points from Li et al. (2002) with $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of about 700 times Ra are not shown so that the vertical axis is not too compressed. Error bars are shown at 2σ when the error is larger than the size of the symbol. One data point with huge error is excluded. KD – Kuandian, LG – Longgang, JBH – Jingbohu, HNB – Hannuoba

В Тянь-Шане низкие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ определены в породах некков Учкудук и Кастек и содержащихся в них мантийных ксенолитах. Предполагалось, что некк Учкудук сильно эродирован и его материал подвергался длительной обработке космическими лучами. Повышенные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (относительно вмещающих пород) в ксенолитах из этого некка интерпретировались как результат космогенного накопления ^3He . Напротив, некк Кастек признан слабо эродированным. В нем были заложены каналы, из которых были отобраны образцы ксенолиты. Повышенное значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в одном оливине из ксенолита этого некка ($2.8 \cdot 10^{-6}$)

послужило аргументом для предположения о плюмовом происхождении глубинных магм этого некка (Grachev et al., 2014).

4. Обсуждение

Привязка плюмовых изотопных характеристик благородных газов к глобальным неоднородностям SOPITA и AFITA

Нужно признать, что изотопные отношения благородных газов в OIB SOPITA и AFITA дают уверенную идентификацию плюмовых компонентов, в отличие от изотопных отношений Nd, Hf, Sr, Pb, Os и других элементов, хотя в целом данные по разным

изотопным системам могут быть согласованы между собой. Таким образом, для разработки непротиворечивых моделей мантийных источников SOPITA и AFITA, прежде всего, важны изотопные характеристики мантийных источников, которые дают обозначаются изотопными составами благородных газов. Изотопы других химических элементов могут иметь разную интерпретацию в зависимости от гипотезы, принятой по изотопам благородных газов.

Все изотопные построения плюмов привязаны к источникам OIB SOPITA и AFITA, в которых благородные газы плюмов повсеместно имеют характеристики источников примитивных летучих веществ, в значительной степени изолированных в Земле в течение 4.5 млрд лет. Представления о плюмовой активности у основания нижней мантии в обширных доменах SOPITA и AFITA согласуются с моделями сейсмической томографии. В последние годы ведется дискуссия о характере процессов, протекающих в этих доменах и в сопредельных частях ядра. Предполагается, что гелий-3 может концентрироваться или в ядре, или в основании мантии. Моделируется химическое поведение гелия в магматическом океане во время формирования ядра (Yuan, Steinle-Neumann, 2021; Olson, Sharp, 2022; Li et al., 2022; Wang et al., 2022; Deng, Du, 2023; Ferrick, Korenaga, 2023; Ozgurel, Caracas, 2023).

Что известно об изотопных компонентах благородных газов ASITA?

В Центральной и Восточной Азии к настоящему времени уже выполнен большой объем аналитических исследований изотопов Не для оливиновых фенокристов кайнозойских вулканических пород и глубинных включений них по случайным образцам, отобранным на произвольно выбранных территориях. Опубликованная статья (Barry et al., 2007) с названием «Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia» предполагает однозначное решение

малоглубинного происхождения магматизма этой территории.

Различие данных по ксенолитам из лав вулкана Тумбусун-Дулга Хамар-Дабана в работах (Друбецкой, Грачев, 1987) и (Грачев, 1998) указывает на то, что, скорее всего, анализировался материал из разных образцов ксенолитов. Нужно заметить, что в вулканических породах разных районов Азии, производных источников малых глубин (коромантийного перехода), распространены процессы гидрогенного перераспределения урана. Обеднение выражается в возрастании отношения Th/U до 20 (Rasskazov et al., 2021). Во флюидах выплавок из длительно существующего обедненного ураном малоглубинного источника можно ожидать снижение роли ураногенного гелия-4 и, как следствие, возрастание отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Изотопные характеристики таких источников могут быть ошибочно приняты за источники плюмового типа OIB SOPITA и AFITA ранней Земли. В связи с этим ксенолиты шпинелевых перидотитов нельзя считать надежным маркером флюидов глубокой мантии, поскольку они могут находиться в области гидрогенного преобразование малоглубинного материала и не иметь отношения к подъему флюидов глубокой мантии. Гидрогенное перераспределение урана могло иметь место в позднем кайнозое, а могло произойти в геологическом прошлом. Для выявления специфики изотопного состава благородных газов показателен изотопный состав благородных газов фенокристов оливина и закалочных вулканических стекол.

Кроме того, существует гипотеза о существенном перемещении Сибири в фанерозое из Западного полушария в Восточное, основанная на палеомагнитных данных (Kravchinsky et al., 2002). Если Сибирь перемещалась относительно нижнемантийной неоднородности AFITA, ее малоглубинная мантийная часть могла получить в палеозое порции плюмового материала, поднимавшегося с границы ядро–мантия и запечатленного в

ксеролитах, поднятых кайнозойскими магматическими расплавами.

В контексте вывода (Barry et al., 2007) о том, что по изотопным составам Не оливиновых фенокристов и глубинных включений плюмовый компонент не идентифицируется в Центральной Азии, обратимся к опубликованным данным по изотопам гелия оливиновых фенокристов и ксеролитов из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля Центральной Монголии, а также Джидинского и Витимского полей Западного Забайкалья.

Низкие гелиевые изотопные отношения неоднократно воспроизводились разными авторами в оливиновых фенокристах и ксеролитах из вулканических пород Тарят-Чулутынского вулканического поля. Здесь отсутствуют предпосылки для проявления магматических расплавов из источников ранней Земли, эквивалентных Не-изотопным компонентам OIB SOPITA и AFITA. Так, для фонотефритов вулканов, извергавшихся на Тарят-Чулутынском вулканическом поле в районе голоценового вулкана Хорго около 50 тыс. лет назад, получена Pb-изотопная оценка возраста протолита источника 1.45 млрд лет. С этими составами сопоставляется фонотефрит вулкана Шаварын-Царам, извергавшийся около 0.4 млн лет назад (Чувашова и др., 2022). Значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ всех определений гелиевых изотопных отношений пород и минералов на Тарят-Чулутынском вулканическом поле близки к значению MORB (около 8 Ra) либо ниже этого значения. Единственное значение $^3\text{He}/^4\text{He} = 26.6 \cdot 10^{-6}$ ксеролита из пород вулкана Шаварын-Царам (Грачев и др., 2003) получено методом плавления образца. Чтобы исключить влияние фактора

космогенного образования ^3He , нужны новые определения $^3\text{He}/^4\text{He}$ методом дробления образца.

Вулканизм Тарят-Чулутынского поля контролировался Чулутынской субмеридиональной правосторонней зоной горячей трансенсии, активизированной в последние 10 млн лет при движении блока Центрального Хангая на западе относительно Орхон-Селенгинского блока на востоке. На северном окончании оз. Хубсугул трансенсия сменяется транспрессией и надвигом северных отрогов хр. Мунку-Сардык на юг Окинского плоскогорья. В районе перехода произошло сильнейшее Хубсугульское землетрясения 12 января 2021 г. В Чулутынской зоне генерировались магмы OIB-подобных источников на фоне распространения литосферных магм, отличающихся от OIB по всему юго-востоку Байкальской рифтовой системы, где литосфера испытывала позднекайнозойское субмеридиональное сжатие с ее утолщением и частичной деляминацией во фронте Индо-Азиатской конвергенции (Рассказов и др., 2012; Rasskazov, Chuvashova, 2017; Rasskazov et al., 2021).

В детальных моделях сейсмической томографии (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Мордвинова и др., 2007) отчетливо выражен слоистый характер коры и малоглубинной мантии до глубины 200 км. Выявлено снижение скорости S-волн на глубине 70–80 км. Недавно эти построения получили подтверждение новой детальной моделью S-волн (Винник и др., 2024). В этой работе наиболее ярко выражено малоглубинное плавление мантии под Тункинской долиной Байкальской рифтовой системы (рис. 33, 34).

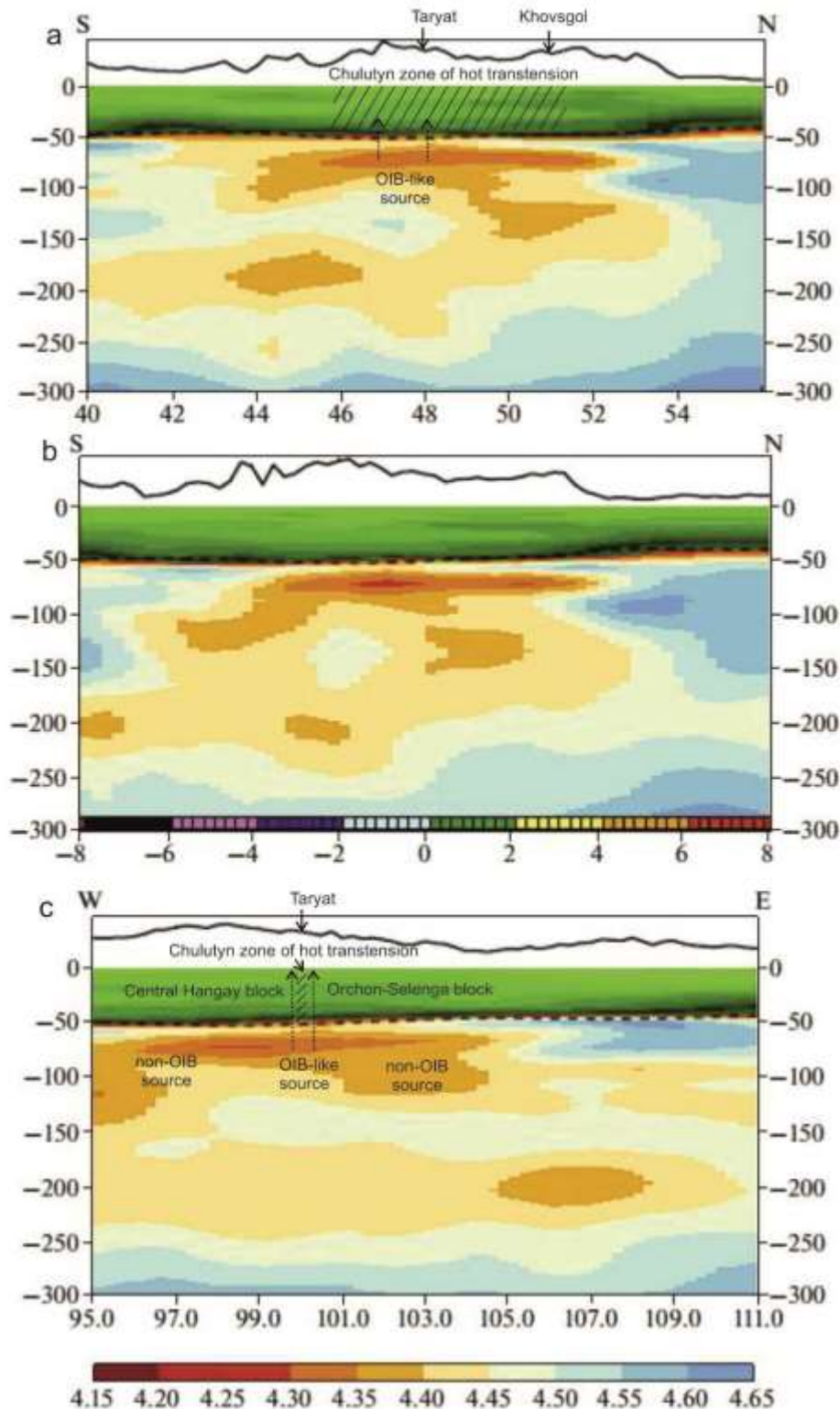


Рис. 33. Двумерные профили скорости поперечных волн. *a* – субмеридиональный профиль вдоль 100° в.д. (вдоль Тарят-Чулутынской зоны транстенсии, протягивающейся от 46 до 52 градусов с.ш.), *b* – диагональный профиль на северо-восток, *c* – профиль запад-восток вдоль 48° с.ш. Цветовая шкала показывает абсолютные значения скоростей поперечных волн. Из работы (Винник и др., 2024) с дополнениями

Fig. 33. 2D S-wave velocity profiles. *a* – north-south profile along 100° E (along the Taryat-Chulutyn transtensional zone, stretching from 46 to 52 degrees north latitude), *b* – diagonal profile to NE, *c* –

west-east profile along 48° N. Color scale shows absolute values of S-wave velocities. Modified after (Vinnik et al., 2024)

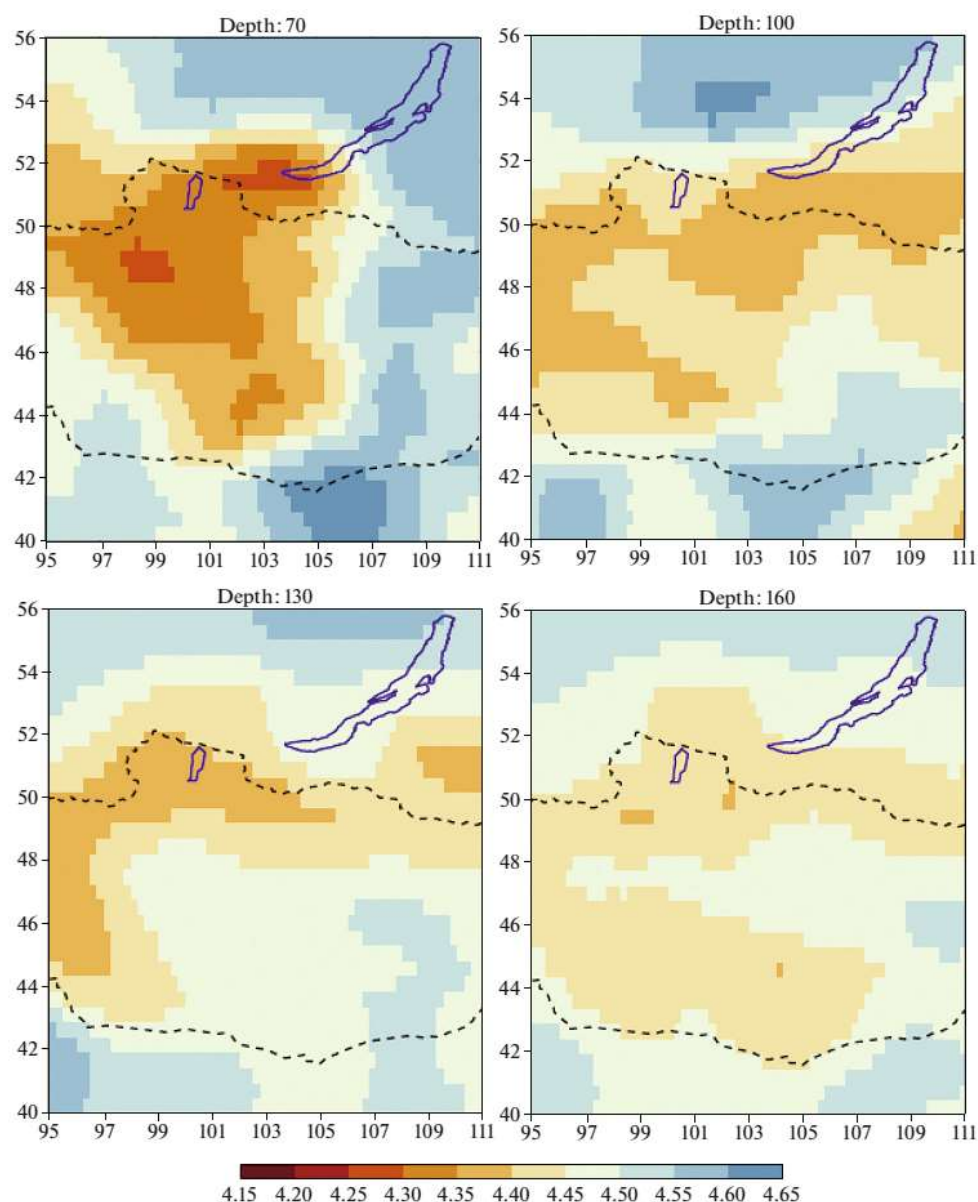


Рис. 34. Горизонтальные срезы скоростных моделей поперечных волн (70, 100, 130, 160 км). Цветовая шкала показывает абсолютные значения скоростей поперечных волн (Винник и др., 2024)

Fig. 34. Horizontal sections of S-wave velocity models (70, 100, 130, 160 km). Color scale shows absolute values of S-wave velocities

На Джидинском вулканическом поле реконструируются меняющиеся во времени источники магматических расплавов в смешении с общим компонентом, происхождение которого не ясно. Если принять общий компонент в качестве постоянно присутствующей примеси материала глубокой мантии, соответствующего геохроно 4.47 млрд лет (Чувашова и др., 2022), можно предположить, что этот компонент будет иметь флюидное

выражение в изотопном составе гелия. По данным (Barry et al., 2007) отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в оливинах фенокритов и глубинных ксенолитов не превышает значение MORB.

На Витимском вулканическом поле также нет предпосылок для интерпретации излившихся магм из источников ранней Земли, эквивалентных He-изотопным компонентам OIB SOPITA и AFITA. Pb-изотопный возраст протолитов излившихся лав составляет около

одного млрд лет. Источники четвертичных лав резко обособлены от более ранних источников по выплавкам из протолита возрастом около 660 млн лет. Между тем, на этом вулканическом поле ксенолиты гранатовых перидотитов из пикробазальтового карьера имеют состав, близкий к недифференцированной мантии, что не исключает возможности обнаружения в них изотопных меток благородных газов глубокой мантии. Для этих ксенолитов приведена гадейская оценка модельного возраста по изотопам Pb (Глебовичский и др., 2007). Фигуративные точки этих пород попадают на геохрону 4.51 млрд лет, которой характеризуются источники излившихся лав Удоканского вулканического поля (Rasskazov et al., 2020). Результаты измерений (Staudacher, Allègre, 1991), однако, не обнаруживают высоких значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в образцах гранатовых перидотитов. Следовательно, источник магматических расплавов, из которых гранатовые перидотиты кристаллизовались в среднем–позднем кайнозое (Рассказов, Чувашова, 2018), не вписывается в He-изотопную систематику источников OIB SOPITA и AFITA. Следует добавить также, что Северо-Байкальская низкоскоростная аномалия, маркирующая корневую часть Витимской расплавной аномалии ограничена проявлением на глубинах верхней мантии и не продолжается в переходный слой, а следовательно, подъем флюидов из нижней мантии в Витимскую расплавную аномалию скоростной структурой мантии не подтверждается (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Перспективы изотопной систематики мантийных компонентов ASITA, эквивалентной систематике мантийных компонентов OIB SOPITA и AFITA

Чтобы сделать следующий шаг в понимании глубинной эволюции Земли, необходимо получить эквивалентную информацию об изотопном составе благородных газов глубинных источников вулканических пород, производных области нижней мантии с характеристиками, резко отличающимися от

областей с ярко выраженной плюмовой активностью. Кандидат для постановки таких исследований – ASITA, которая по снижению скоростей сейсмических волн нижней мантии (Castillo, 1988), в сущности, представляет собой антипод SOPITA и AFITA.

Для предметного сопоставления данных по глобальным аномалиям мы исходим из привязки высоких отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в OIB SOPITA и AFITA к временному интервалу образования ядра ранней Земли. В отличие от этих глобальных доменов, маркированных HIMU OIB, ASITA обнаруживает менее радиогенные Pb-изотопные составы компонентов LOMU и ELMU. В северной части Сибирского палеоконтинента часть траппов и кимберлиты относятся к HIMU OIB. Проявление характеристик плюма в повышении отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и в смещении составов от MORB на трехизотопной диаграмме неона подтверждает наличие здесь компонента, подобного OIB SOPITA и AFITA ранней Земли. Таким образом, подтверждается наличие здесь северного ограничения аномалии ASITA, маркированного по изотопам Pb сибирских траппов (Rasskazov et al., 2020).

Источники LOMU и ELMU мантийного магматизма Центральной и Восточной Азии отчетливо систематизируются по Pb-изотопному возрасту протолитов. Систематика компонентов благородных газов источников вулканических пород ASITA, эквивалентная систематике, включающей плюмовые компоненты OIB SOPITA и AFITA ранней Земли, предполагает создание, прежде всего, основы изотопных данных по протолитам с геохронами возрастного диапазона 4.54–4.44 млрд лет. Остов магматического океана такого возрастного диапазона, образующий неоднородность ASITA, может экранировать флюидный поток из ядра с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Если это так, то изотопные составы благородных газов из экранирующего нижнемантийного остова будут соответствовать флюидам магматического океана первородной Земли, не вступавшего в обмен с ядром (рис. 35).

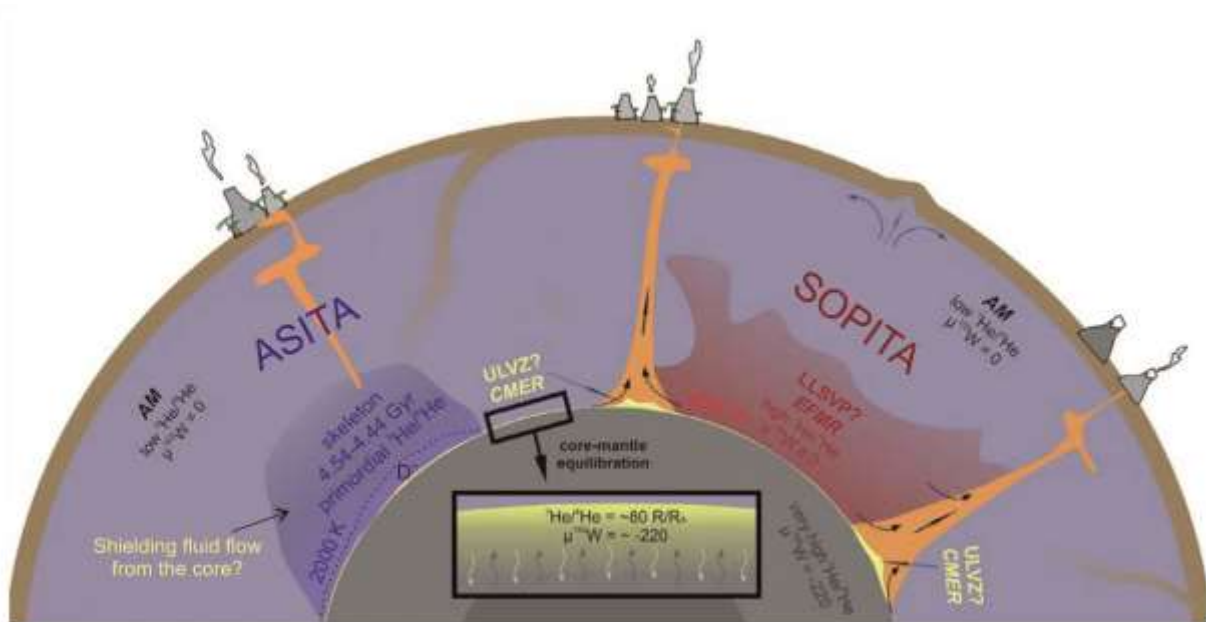


Рис. 35. Схематическое поперечное сечение Земли, показывающее мантийные плюмы, образующиеся на границе ядро-мантия и включающие материал из различных областей-источников в различных пропорциях. $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ различается в ядре и мантии примерно на 220 ppm. Тонкий расплавленный слой на границе ядро-мантия, который, возможно, достиг химического и изотопного равновесия с ядром Земли (CMER), накапливается в областях, где образуются мантийные плюмы, потенциально представляющие собой ULVZs. Его $^3\text{He}/^4\text{He}$ зависит от того, внесло ли ядро значительное количество гелия во время достижения равновесия. Небольшие или недегазированные мантийные резервуары изображены здесь как LLSVPs, предположительно представляющие EFMR (первичный мантийный резервуар). Фиолетовая область представляет собой окружающую мантию (AM), материал которой участвовал в процессах перемешивания мантии и мантийной конвекции на протяжении всей истории Земли. Мантийные резервуары показаны вне масштаба. Содержание глобальной неоднородности SOPITA из работы (Mundl-Petermeier et al., 2019) с дополнением содержания ASITA

Fig. 35. Cartoon cross section through Earth's interior showing mantle plumes originating at the CMB incorporating material from different source regions in variable proportions. $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ differs in the core and mantle by about 220 ppm. A thin molten layer at the CMB that may have equilibrated chemically and isotopically with the Earth's core (CMER) is piling up in areas where mantle plumes form, potentially representing ULVZs. Its $^3\text{He}/^4\text{He}$ depends on whether the core contributed significant amounts of He during equilibration. Little or un-degassed mantle reservoirs are depicted here as LLSVPs, presumably representing EFMR (Early Formed Mantle Reservoir). The purple area represents ambient mantle material (AM) that has participated in mantle mixing and mantle convection processes throughout Earth's history. Displayed mantle reservoirs not to scale. Content of the SOPITA global inhomogeneity is from (Mundl-Petermeier et al., 2019) with addition of the ASITA one

Основу для тестирования этой гипотезы могут составить вулканические породы, которые непосредственно использовались для получения геохронологических датировок источников протомантии на вулканических полях Дариганга, Абага-Дайлино, Удокан, Кунь-Лунь, Чеджу и Южной Гоби (Rasskazov et al., 2020, 2024).

5. Заключение

К настоящему времени систематическими исследованиями благородных газов охвачены OIB SOPITA и AFITA, характеризующиеся низкими скоростями сейсмических волн в основании мантии и низкими значениями $\epsilon^{182}\text{W}$, которые свидетельствуют об образовании материала источников при выделении ядра Земли в первые 30–60 млн лет после события CIA Солнечной системы. С

первичной дифференциацией материала на границе ядро–мантия связано образование компонента с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$, высоким $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и низким $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, а также низким отношением $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Соотношения изотопов Ne сохраняются в источниках ОИВ горячих пятен при снижении $^3\text{He}/^4\text{He}$ до значения MORB.

Для развития теории эволюции Земли нужно тестировать гипотезу глобальных неоднородностей SOPITA, AFITA, с одной стороны, и их различия с глобальной неоднородностью ASITA, с другой стороны, по изотопным составам благородных газов глубинных источников вулканических пород. В ASITA наиболее древние протолиты источников вулканических пород с ОИВ-подобными характеристиками соответствуют геохронам ураногенного Pb в диапазоне гадея 4.54–4.44 млрд лет, сопоставимом с временным диапазоном первичной дифференциации SOPITA и AFITA. Ключевые изотопные характеристики благородных газов протолитов ранней Земли в ASITA могут быть получены по оливиновым фенокристам пород и вулканическим стеклам на вулканических полях Дариганга, Абага-Дайлино, Удокан, Кунь-Лунь, Чеджу и Южной Гоби, для которых определены ОИВ-подобные характеристики и Pb-изотопные датировки гадейских мантийных источников.

Дополнительный комментарий

В статье определен подход к идентификации глубинных флюидных компонентов глобальной неоднородности ASITA с использованием изотопных составов благородных газов. Обзор подготовлен в рамках чтения магистерских курсов на геологическом факультете ИГУ «Современные проблемы геологии» и «Современные методы аналитических исследований в геологии». При аргументации плюмовых компонентов с использованием изотопов W можно было бы ограничиться работами (Jackson et al., 2010; Willbold et al., 2011), в которых впервые констатировалась сохранность глобальных неоднородностей, не нарушенных конвекцией на границе ядро–мантия под южной частью Тихого океана и под Африкой в последние 4.5 млрд лет. Мы привели несколько

однотипных графиков отклонения $\mu^{182}\text{W}$ от значений MORB в архейских породах, обнаженных на земной поверхности, и различных ОИВ из последующих опубликованных статей, чтобы продемонстрировать превращение этой гипотезы в категорию «mainstream». Вывод о том, что под Азией сохранился остов вязкой мантии временного интервала 4.54–4.44 млрд лет назад, который не нарушался мантийной конвекцией со времени существования гадейского магматического океана (Rasskazov et al., 2020; Рассказов, Чувашова, 2024) пока не получил какой-либо оценки в последующих публикациях. Дальнейшее обоснование этой гипотезы с привлечением определений изотопных составов благородных газов будет способствовать либо подтверждению и развитию этой гипотезы, либо ее замене на другую гипотезу, которая лучше объяснит новые полученные материалы.

Литература

- Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
- Винник Л.П., Делицын Л.Л., Макеева Л.И., Орешин С.И. Глубинная структура Байкальской рифтовой зоны и Центральной Монголии // Физика Земли. 2024. № 2. С. 3–13. doi: 10.31857/S0002333724020014
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 61–92.
- Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинимики // Физика Земли. 1998, № 3. С. 3–28.
- Грачев А.Ф., Генштафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.Я. Первые данные об изотопии гелия в кайнозойских базальтах Монголии // Доклады Академии наук. 2003. Т. 393, № 5. С. 669–672.
- Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны. Изотопия гелия и аргона // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 54–63.
- Жукова И.А., Литасов Ю.Д., Дучков А.Д., Новиков Д.Д. Проблема генезиса кайнозойских базальтов Центральной и Северной Монголии по данным изотопов гелия и петрохимии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 2. С. 204–215.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Дервершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // *Физика Земли*. 2007. № 2. С. 21–32.

Рассказов С.В. Перепутье геодинамики: гипотеза литосферных плит против гипотезы мантийных плюмов // *Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле*. 2012. Т. 5, № 1. С. 236–249.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Образование глобальной Азиатской изотопной термальной аномалии (ASITA) в зарождающейся системе Земля–Луна: Мегаимпакт или фрагментация газопылевого облака? // *Геология и окружающая среда*. 2024. Т. 4, № 1. С. 7–41. doi: 10.26516/2541-9641.2024.1.7

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

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И., Demberel S. Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3d модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // *Геотектоника*. 2023, № 6. С. 94–129. doi: 10.31857/S0016853X23060073

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ^{207}Pb – ^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Кито–Байдраг Байкало-Монгольского региона // *Геология и окружающая среда*. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90. doi: 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // *Петрология*. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–34.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // *Геотектоника*. 1994. № 5. С. 28–45.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богатилов О.А. Южно-Байкальская «горячая точка» мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой

области // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 312, № 1. С. 187–191.

Allègre C.J. The evolution of mantle mixing // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. Vol. 360. P. 2411–2431.

Allègre C.J. *Isotope geology*. New York: Cambridge University Press, 2008. 512 p.

Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33, No. 1. P. 125–149.

Barry P.H., Broadley M.W. Nitrogen and noble gases reveal a complex history of metasomatism in the Siberian lithospheric mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. Vol. 556. 116707. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116707

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // *Lithos*. 2007. Vol. 95, No 3–4. P. 415–424.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High- ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. Vol. 269. P. 822–825.

Bennett V.C., Brandon A.D., Nutman A.P. Coupled ^{142}Nd – ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // *Science*. 2007. Vol. 318. P. 1907–1910.

Boschi L., Becker T.W., Steinberger B. Mantle plumes: Dynamic models and seismic images // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. Vol. 8. Q10006. doi: 10.1029/2007GC001733

Bouhifd M.A., Jephcoat A. P., Heber V.S., Kelley S.P. Helium in Earth's early core // *Nat. Geosci.* 2013. Vol. 6. P. 982–986.

Buikin A.I., Tieloff M., Hopp J., Althaus T., Korochantseva E.V., Schwarz W., Altherr R. Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 230. P. 143–162. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.001

Caro G., Bourdon B., Birck J.L., Moorbath S. High-precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. Vol. 70. P. 164–191.

Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // *Nature*. 1988. Vol. 336. P. 667–670.

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle

xenoliths in Northeast China // *Lithos*. 2007. Vol. 96. P. 108–126. doi:10.1016/j.lithos.2006.09.015

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers* 2017. V. 8. P. 753–774. doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011.

Courtillot V., Davaille A., Stock J., Besse J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 205. P. 285–308.

Deng J., Du Z. Primordial helium extracted from the Earth's core through magnesium oxide exsolution // *Nature Geoscience*. 2023. Vol. 16 P. 541–545. doi: 10.1038/s41561-023-01182-7

Ferrick A.L., Korenaga J. Long-term core–mantle interaction explains W–He isotope heterogeneities // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*. 2023. Vol. 120, e2215903120. doi:10.1073/pnas.2215903120

Foulger G.R. *Plates vs. plumes: a geological controversy*. Wiley–Blackwell, 2010. 328 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*. 2015. Vol. 525. P. 95–99. doi:10.1038/nature14876

Grachev A.F., Ermolov P.V., Wang Y. Modification of the lithospheric mantle during the early activity of a Cenozoic plume in the North Tien Shan: Evidence from mantle xenoliths in basalts // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2014. Vol. 14, ES2002. doi:10.2205/2014ES000540.

Graham D.W. Noble gas isotope geochemistry of midocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs / In: Porcelli, D., Ballentine, C.J., Wieler, R. (Eds.), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry; reviews in mineralogy and geochemistry*. 2002. Vol. 47. P. 247–317.

Gu Y.J., Dziewonski A., Weijia S. Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities // *Journal Geophys. Research*. 2001. Vol. 106. P. 11169–11199.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 295–308.

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52, N 1. P. 113–146.

Horton F., Asimow P.D., Farley K.A., Curtice J., Kurz M.D., Blusztajn J., Biasi J.A., Boyes X.M. Highest terrestrial $^3\text{He}/^4\text{He}$ credibly from the core // *Nature*. 2023. Vol. 623. P. 90–94. doi:10.1038/s41586-023-06590-8

Jackson M.G., Carlson R.W., Kurz M.D., Kempton P.D., Francis D., Blusztajn J. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir // *Nature*. 2010. Vol. 466. P. 853–856.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature*. 2017. Vol. 542. P. 340. doi:10.1038/nature21023

Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S., Whitehouse M.J. Inheritance of early Archean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 145. P. 25–46.

Kaneoka I. Noble gas signatures in the Earth's interior coupled or decoupled behavior among each isotope systematics and problems related to their implication // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 147. P. 61–76, doi:10.1016/S0009-2541(97)00172-1.

Kim K.H., Nagao K., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He–Ar and Nd–Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // *Geochem. J.* 2005. Vol. 39. P. 341–356.

Kleine T., Münker C., Mezger K., Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry // *Nature*. 2002. Vol. 418. P. 952–955.

Kravchinsky V.A., Cogné J-P., Harbert W.P. et al. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 148. P. 34–57.

Li Y., Vočadlo L., Ballentine, C., Brodholt J.P. Primitive noble gases sampled from ocean island basalts cannot be from the Earth's core // *Nat. Commun.* 2022. Vol. 13, 3770. doi: 10.1038/s41467-022-31588-7

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 7–37. doi: 10.1016/j.gr.2006.06.003

Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Mukhopadhyay S. Early differentiation and volatile accretion recorded in deep-mantle neon and xenon // *Nature*. 2012. Vol. 486. P. 101–104. doi: 10.1038/nature11141

Mundl A., Touboul M., Jackson M.G., Day J.M.D., Kurz M.D., Lekic V., Helz R.T., Walker R.J. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts // *Science*. 2017. Vol. 356. P. 66–69. doi: 10.1126/science.aal4179

- Mundl-Petermeier A., Walker R.J., Fischer R.A., Lekic V., Jackson M.G., Kurz M.D. Anomalous ^{182}W in high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ocean island basalts: fingerprints of Earth's core? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. Vol. 271. P. 194–211. doi: [10.1016/j.gca.2019.12.020](https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.12.020)
- Olson P.L., Sharp Z.D. Primordial helium-3 exchange between Earth's core and mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2022. Vol. 23, e2021GC009985. doi: [10.1029/2021GC009985](https://doi.org/10.1029/2021GC009985)
- Ozgurel O., Caracas R. The magma ocean was a huge helium reservoir in the early Earth // *Geochem. Persp. Lett.* 2023. Vol. 25. P. 46–50. doi: [10.7185/geochemlet.2314](https://doi.org/10.7185/geochemlet.2314)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers*. 2017. V. 8. P. 733–752. doi: [10.1016/j.gsf.2016.06.009](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009)
- 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*. 2020. V. 10, No 9. 739. doi: [10.3390/min10090739](https://doi.org/10.3390/min10090739)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // *Geosystems and Geoenvironment*. 2024. Vol. 3, No. 1, 100295. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295>
- 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. Vol. 11, No. 5, 487. doi: [10.3390/min11050487](https://doi.org/10.3390/min11050487)
- Ritsema J. Global seismic maps // *Plates, plumes, and paradigms* / G.R. Foulger et al. (eds.). Geological Society of America, Boulder. 2005. P. 11–18.
- Rizo H., Andrault D., Bennett N.R., Humayun M., Brandon A., Vlastelic I., Moine B., Poirier A., Bouhifd M.A., Murphy D.T. ^{182}W evidence for core-mantle interaction in the source of mantle plumes // *Geochem. Perspect. Lett.* 2019. Vol. 11. P. 6–11. doi: [10.7185/geochemlet.1917](https://doi.org/10.7185/geochemlet.1917)
- Staudacher Th., Allègre C.J. Cosmogenic neon in ultramafic nodules from Asia and in quartzite from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 106. P. 87–102. doi: [10.1016/0012-821X\(91\)90065-P](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90065-P)
- Staudigel H., Park K.-H., Pringle M., Rubenstone J.L., Smith W.H.F., Zindler A. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1991. Vol. 102. P. 24–44.
- Steinberger B., Antretter M. Conduit diameter and buoyant rising speed of mantle plumes: Implications for the motion of hotspots and shape of plume conduits // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. Q11018. doi: [10.1029/2006GC001409](https://doi.org/10.1029/2006GC001409)
- Thorne M.S., Garnero E.J., Grand S.P. Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. Vol. 146. P. 47–63.
- Touboul M., Puchtel I.S., Walker R.J. ^{182}W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 1065–1069.
- Trieloff M., Kunz J., Clague D.A., Harrison D., Allègre C.J. The nature of pristine noble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 1036–1038. doi: [10.1126/science.288.5468.1036](https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1036)
- 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 Northeast China // *Science Bulletin*. 2019. Vol. 64. P. 1325–1335. doi: [10.1016/j.scib.2019.07.006](https://doi.org/10.1016/j.scib.2019.07.006)
- Xu S., Nagao K., Uto K., Wakita H., Nakai S., Liu C. He, Sr and Nd isotopes of mantle-derived xenoliths in volcanic rocks of NE China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1998. Vol. 16. P. 547–556.
- Wang K., Lu X., Liu X., Zhou M., Yin K. Partitioning of noble gases (He, Ne, Ar, Kr, Xe) during Earth's core segregation: a possible core reservoir for primordial noble gases // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022. Vol. 321. P. 329–342.
- Willbold M., Elliott T., Moorbath S. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment // *Nature*. 2011. Vol. 477. P. 195–198. doi: [10.1038/nature10399](https://doi.org/10.1038/nature10399)
- Williams C.D., Mukhopadhyay S. Capture of nebular gases during Earth's accretion is preserved in deep-mantle neon // *Nature*. 2019. Vol. 565. P. 78–81. doi: [10.1038/s41586-018-0771-1](https://doi.org/10.1038/s41586-018-0771-1)
- Williams C.D., Mukhopadhyay S., Rudolph M.L., Romanowicz B. Primitive helium is sourced from seismically slow regions in the lowermost mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. Vol. 20. P. 4130–4145. doi: [10.1029/2019GC008437](https://doi.org/10.1029/2019GC008437)
- 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*

Planet. Inter. Vol. 138. 2003. P. 263–278. doi:10.1016/S0031-9201(03)00154-7

Yuan L., Steinle-Neumann G. The helium elemental and isotopic compositions of the Earth's core based on ab initio simulations // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2021. Vol. 126, e2021JB023106. doi: 10.1029/2021JB023106

References

Allègre C.J. The evolution of mantle mixing // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. Vol. 360. P. 2411–2431.

Allègre C.J. Isotope geology. New York: Cambridge University Press, 2008. 512 p.

Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33, No. 1. P. 125–149.

Ashchepkov I.V. Deep xenoliths of the Baikal rift. Novosibirsk: Nauka, 1991. 160 p. (In Russian)

Barry P.H., Broadley M.W. Nitrogen and noble gases reveal a complex history of metasomatism in the Siberian lithospheric mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. Vol. 556. 116707. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116707

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // *Lithos*. 2007. Vol. 95, No 3–4. P. 415–424.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High-³He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. Vol. 269. P. 822–825.

Bennett V.C., Brandon A.D., Nutman A.P. Coupled ¹⁴²Nd–¹⁴³Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // *Science*. 2007. Vol. 318. P. 1907–1910.

Boschi L., Becker T.W., Steinberger B. Mantle plumes: Dynamic models and seismic images // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. Vol. 8. Q10006. doi: 10.1029/2007GC001733

Bouhifd M.A., Jephcoat A. P., Heber V.S., Kelley S.P. Helium in Earth's early core // *Nat. Geosci.* 2013. Vol. 6. P. 982–986.

Buikin A.I., Tieloff M., Hopp J., Althaus T., Korochantseva E.V., Schwarz W., Altherr R. Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 230. P. 143–162. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.001

Caro G., Bourdon B., Birck J.L., Moorbath S. High-precision ¹⁴²Nd/¹⁴⁴Nd measurements in terrestrial rocks: constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. Vol. 70. P. 164–191.

Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // *Nature*. 1988. Vol. 336. P. 667–670.

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos*. 2007. Vol. 96. P. 108–126. doi:10.1016/j.lithos.2006.09.015

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V. ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb age of sources for Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and old blocks exposed on the surface of the crust: transect Kitoi–Baydrag of the Baikal-Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. doi: 10.26516/2541-9641.2022.2.61 (In Russian)

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers* 2017. V. 8. P. 753–774. doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011.

Courtillot V., Davaille A., Stock J., Besse J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 205. P. 285–308.

Deng J., Du Z. Primordial helium extracted from the Earth's core through magnesium oxide exsolution // *Nature Geoscience*. 2023. Vol. 16 P. 541–545. doi: 10.1038/s41561-023-01182-7

Drubetskoy E.R., Grachev A.F. Isotopes of He and Ar in basalts and ultrabasic xenoliths of the Baikal rift // *Deep-seated xenoliths and structure of lithosphere*. Moscow: Nauka, 1987. P. 54–53. (In Russian)

Ferrick A.L., Korenaga J. Long-term core–mantle interaction explains W–He isotope heterogeneities // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*. 2023. Vol. 120, e2215903120. doi:10.1073/pnas.2215903120

Foulger G.R. Plates vs. plumes: a geological controversy. Wiley–Blackwell, 2010. 328 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*. 2015. Vol. 525. P. 95–99. doi:10.1038/nature14876

Glebovitskii V.A., Nikitina L.P., Saltykova A.K., Pushkarev Yu.D., Ovchinnikov N.O., Babushkina M.S., Ashchepkov I.V. Thermal and chemical heterogeneity of the upper mantle beneath the Baikal-Mongolia territory // *Petrology*. 2007. Vol. 15, No 1. P. 58–89. doi: 10.1134/S0869591107010043

Grachev, A.F. The Khamar-Daban ridge as a hotspot of the Baikal Rift from data of chemical geodynamics // *Physics of the Solid Earth*. 1998. Vol. 34. P. 175–200.

Grachev A.F., Ermolov P.V., Wang Y. Modification of the lithospheric mantle during the early activity of a Cenozoic plume in the North Tien Shan: Evidence from mantle xenoliths in basalts // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2014. Vol. 14, ES2002. doi:10.2205/2014ES000540.

Grachev A.F., Genshaft Yu.S., Saltykovskii A.Ya., Kamenskii I.L. First He isotope data on Cenozoic basalts of Mongolia // *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 393, No 9. P. 1294–1297.

Graham D.W. Noble gas isotope geochemistry of midocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs / In: Porcelli, D.,

Ballentine, C.J., Wieler, R. (Eds.), Noble gases in geochemistry and cosmochemistry; reviews in mineralogy and geochemistry. 2002. Vol. 47. P. 247–317.

Gu Y.J., Dziewonski A., Weijia S. Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities // *Journal Geophys. Research*. 2001. Vol. 106. P. 11169–11199.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 295–308.

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52, N 1. P. 113–146.

Horton F., Asimow P.D., Farley K.A., Curtice J., Kurz M.D., Blusztajn J., Biasi J.A., Boyes X.M. Highest terrestrial $^3\text{He}/^4\text{He}$ credibly from the core // *Nature*. 2023. Vol. 623. P. 90–94. doi:10.1038/s41586-023-06590-8

Jackson M.G., Carlson R.W., Kurz M.D., Kemp-ton P.D., Francis D., Blusztajn J. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir // *Nature*. 2010. Vol. 466. P. 853–856.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature*. 2017. Vol. 542. P. 340. doi:10.1038/nature21023

Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S., Whitehouse M.J. Inheritance of early Archean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 145. P. 25–46.

Kaneoka I. Noble gas signatures in the Earth's interior coupled or decoupled behavior among each isotope systematics and problems related to their implication // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 147. P. 61–76. doi:10.1016/S0009-2541(97)00172-1.

Kim K.H., Nagao K., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He-Ar and Nd-Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // *Geochem. J.* 2005. Vol. 39. P. 341–356.

Kleine T., Münker C., Mezger K., Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry // *Nature*. 2002. Vol. 418. P. 952–955.

Kravchinsky V.A., Cogné J-P., Harbert W.P. et al. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 148. P. 34–57.

Li Y., Vočadlo L., Ballentine, C., Brodholt J.P. Primitive noble gases sampled from ocean island basalts cannot be from the Earth's core // *Nat. Commun.* 2022. Vol. 13, 3770. doi: 10.1038/s41467-022-31588-7

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 7–37. doi: 10.1016/j.gr.2006.06.003

Mordvinova V.V., Sankov V.A., Artem'ev A.A., Deschamps A., Dugarmaa T., Ulziibat M.,

Deverchère J., Perrot J. Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2007. Vol. 43, No 2. P. 119–129.

Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Mukhopadhyay S. Early differentiation and volatile accretion recorded in deep-mantle neon and xenon // *Nature*. 2012. Vol. 486. P. 101–104. doi: 10.1038/nature11141

Mundl A., Touboul M., Jackson M.G., Day J.M.D., Kurz M.D., Lekic V., Helz R.T., Walker R.J. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts // *Science*. 2017. Vol. 356. P. 66–69. doi: 10.1126/science.aal4179

Mundl-Petermeier A., Walker R.J., Fischer R.A., Lekic V., Jackson M.G., Kurz M.D. Anomalous ^{182}W in high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ocean island basalts: fingerprints of Earth's core? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. Vol. 271. P. 194–211. doi: 10.1016/j.gca.2019.12.020

Olson P.L., Sharp Z.D. Primordial helium-3 exchange between Earth's core and mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2022. Vol. 23, e2021GC009985. doi: 10.1029/2021GC009985

Ozgurel O., Caracas R. The magma ocean was a huge helium reservoir in the early Earth // *Geochem. Persp. Lett.* 2023. Vol. 25. P. 46–50. doi: 10.7185/geochemlet.2314

Rasskazov S.V. Crossroads of geodynamics: The lithospheric plate hypothesis versus the mantle plume hypothesis // *Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series*. 2012. Vol. 5, No. 1. P. 236–249. (In Russian)

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Generation of the global Asian Isotope Thermal Anomaly (ASITA) in the incipient Earth-Moon system: Gas-dust cloud fragmentation versus mega-impact // *Geology and Environment*. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 7–41. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.7

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers*. 2017. V. 8. P. 733–752. doi: 10.1016/j.gsf.2016.06.009.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassium and potassium-sodium volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: GEO Academic Publishing House. 2012. 351 p. (In Russian)

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*. 2020. V. 10, No 9. 739. doi:10.3390/min10090739

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // *Geosystems and*

Geoenvironment. 2024. Vol. 3, No. 1, 100295. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295>

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. Vol. 11, No. 5, 487. doi: 10.3390/min11050487

Ritsema J. Global seismic maps // *Plates, plumes, and paradigms* / G.R. Foulger et al. (eds.). Geological Society of America, Boulder. 2005. P. 11–18.

Rizo H., Andrault D., Bennett N.R., Humayun M., Brandon A., Vlastelic I., Moine B., Poirier A., Bouhifd M.A., Murphy D.T. ^{182}W evidence for core-mantle interaction in the source of mantle plumes // *Geochem. Perspect. Lett.* 2019. Vol. 11. P. 6–11. doi: 10.7185/geochemlet.1917

Staudacher Th., Allègre C.J. Cosmogenic neon in ultramafic nodules from Asia and in quartzite from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 106. P. 87–102. doi:10.1016/0012-821X(91)90065-P.

Staudigel H., Park K.-H., Pringle M., Rubenstone J.L., Smith W.H.F., Zindler A. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1991. Vol. 102. P. 24–44.

Steinberger B., Antretter M. Conduit diameter and buoyant rising speed of mantle plumes: Implications for the motion of hotspots and shape of plume conduits // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. Q11018. doi: 10.1029/2006GC001409

Thorne M.S., Garnero E.J., Grand S.P. Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. Vol. 146. P. 47–63.

Touboul M., Puchtel I.S., Walker R.J. ^{182}W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 1065–1069.

Trieloff M., Kunz J., Clague D.A., Harrison D., Allègre C.J. The nature of pristine noble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 1036–1038. doi: 10.1126/science.288.5468.1036

Trifonov V.G., Sokolov S.Yu., Sokolov S.A., Maznev S.V., Yushin K.I., Demberel S. Khangai intramantle plume (Mongolia): 3D model, influence on Cenozoic tectonics, and comparative analysis // *Geotectonics*. 2023. Vol. 56, No 6. P. 774–806. doi: 10.1134/S0016852123060079

Vinnik L.P., Delitsyn L.L., Makeyeva L.I., Oreshin S.I. Deep Structure of the Baikal Rift Zone and Central Mongolia // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2024. Vol. 60. P. 179–188. doi: 10.1134/S1069351324700265

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 Northeast China // *Science Bulletin*. 2019. Vol. 64. P. 1325–1335. doi: 10.1016/j.scib.2019.07.006

Xu S., Nagao K., Uto K., Wakita H., Nakai S., Liu C. He, Sr and Nd isotopes of mantle-derived

xenoliths in volcanic rocks of NE China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1998. Vol. 16. P. 547–556.

Wang K., Lu X., Liu X., Zhou M., Yin K. Partitioning of noble gases (He, Ne, Ar, Kr, Xe) during Earth's core segregation: a possible core reservoir for primordial noble gases // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022. Vol. 321. P. 329–342.

Willbold M., Elliott T., Moorbath S. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment // *Nature*. 2011. Vol. 477. P. 195–198. doi:10.1038/nature10399

Williams C.D., Mukhopadhyay S. Capture of nebular gases during Earth's accretion is preserved in deep-mantle neon // *Nature*. 2019. Vol. 565. P. 78–81. doi: 10.1038/s41586-018-0771-1

Williams C.D., Mukhopadhyay S., Rudolph M.L., Romanowicz B. Primitive helium is sourced from seismically slow regions in the lowermost mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. Vol. 20. P. 4130–4145. doi: 10.1029/2019GC008437

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 Planet. Inter.* Vol. 138. 2003. P. 263–278. doi:10.1016/S0031-9201(03)00154-7

Yarmolyuk, V.V., Ivanov, V.G., Kovalenko, V.I., Pokrovskii, B.G., 2003. Magmatism and geodynamics of the Southern Baikal volcanic region (mantle hot spot): results of geochronological, geochemical, and isotopic (Sr, Nd, and O) investigations // *Petrology*. 2003. Vol. 11, No 1. P. 1–30.

Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., et al. Dynamics of formation and magmatism of the Late Mesozoic–Cenozoic South Khangai mantle hotspot (Mongolia). // *Geotectonics*. 1994. No. 5. P. 28–45.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogatkov O.A. The South Baikal mantle “hot spot” and its role in the formation of the Baikal rift region // *Proceedings of the USSR Academy of Sciences*. 1990. Vol. 312, No. 1. P. 187–191. (In Russian)

Yuan L., Steinle-Neumann G. The helium elemental and isotopic compositions of the Earth's core based on ab initio simulations // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2021. Vol. 126, e2021JB023106. doi: 10.1029/2021JB023106

Zhukova I.A., Litasov Yu.D., Duchkov A.D., Novikov D.D. Genesis of Cenozoic basalts in Central Asia and northern Mongolia (from helium isotope and petrochemical data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2007. Vol. 48. P. 157–166. doi: 10.1016/j.rgg.2007.02.001

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, 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 геохроно-

логии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilevich,

doctor of geological and mineralogical sciences,
professor,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Char,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of the Laboratory for Isotopic and Geochrono-
logical Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, гео-
логический факультет,

доцент кафедры динамической геологии,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences

664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of Dynamic Geology Char,

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,

email: ty@crust.irk.ru

Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

email: ty@crust.irk.ru

U–Th-датирование средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян, Сибирь и Хангая, Центральная Монголия

Е.П. Чебыкин¹, С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Д.И. Парфенов^{1,2}

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

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Для средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян (Россия) и Хангая (Монголия) получены изохронные датировки по неравновесной серии ^{238}U . Часть из них согласуется с К–Аг-датировками. Из полученных данных следует, что во временном интервале 400–350 тыс. лет назад вулканическая деятельность имела место на обеих территориях, в интервале 230–60 тыс. лет назад – только в Саянах и в последние 50 тыс. лет – вновь на обеих территориях. В породах первого временного интервала определены высокие значения начальных изотопных ториевых отношений ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) (до 6.0), а в породах более поздних извержений – последовательное снижение значений этого параметра. Исключение составил вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, для пород которого в Саянах получен широкий интервал ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – от 1.17 до 1.34.

Ключевые слова: Центральная Азия, четвертичный период, ^{238}U -серия, вулканизм

U–Th Dating of Middle to Late Pleistocene Volcanic Rocks from Sayans, Siberia and Hangay, Central Mongolia

E.P. Chebykin¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, D.I. Parfenov^{1,2}

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. Isochron ages from non-equilibrium ^{238}U series have been obtained for Middle-Late Pleistocene volcanic rocks of the Sayan Mountains (Russia) and Hangay Mountains (Mongolia). Some of these are consistent with K–Ar ages. The data obtained indicate that volcanic activities occurred in both areas during the time interval 400–350 Ka, only in the Sayan Mountains during the period 230–60 Ka, and again in both areas during the last 50 Ka. High initial thorium isotope ratio ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) (up to 6.0) was determined in rocks from the first time interval, while a consistent decrease in this parameter was observed in rocks from later eruptions. The exception was the volcanic episode 120–112 Ka, for the rocks of which in the Sayan Mountains a wide range ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) was obtained – from 1.17 to 1.34.

Keywords: Central Asia, Quaternary period, ^{238}U -series, volcanism

⁵ Статья получена: 11.07.2026; исправлена: 15.07.2026; принята: 24.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Парфенов Д.И. U–Th-датирование средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян, Сибирь и Хангая, Центральная Монголия // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 116–136. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.116. EDN: BOYMBW

Article received: 11.07.2026; corrected: 15.07.2026; accepted: 24.07.2026.

FOR CITATION: Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Parfenov D.I. U–Th dating of Middle to Late Pleistocene volcanic rocks from Sayans, Siberia and Hangay, Central Mongolia // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 116–136. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.116. EDN: BOYMBW

Введение

В горных системах Саян и Хангая распространены четвертичные вулканические конусы и лавовые потоки. Заключительные извержения на обеих территориях относятся к голоцену. Первые датировки лавовых слоев среднего-позднего плейстоцена в Саянах были получены термолюминесцентным (TL) методом по отожженным подстилающим осадочным отложениям (Куликов, Мацера, 1987). Впоследствии использовался К–Аг-метод определений возраста по основной массе вулканических пород (Рассказов и др., 1989, 1996, 2000, 2007; Сугорова и др., 2003). Часть образцов датировалась методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Рассказов и др., 2007).

В геохронометрической практике последних лет применялось несколько модификаций TL-метода. Выявлены существенные расхождения датировок разных лабораторий, иногда отличающихся на порядок, в зависимости от методики отбора проб и их аналитического обеспечения, поэтому TL-даты нуждаются в контроле датировками другими геохронометрическими методами. Надежность применения К–Аг-изотопной системы для определений возраста молодых лав по их основной массе также проблематична в связи с низкими концентрациями радиогенного аргона. Имеется вероятность искажения датировок на десятки и сотни тысяч лет из-за присутствия избыточного аргона и фракционирования масс (Dalrymple, 1969; Matsumoto, Kobayashi, 1995; Рассказов и др., 2012а). Уверенность в правильности радиоизотопных определений времени молодых вулканических событий может достигаться при согласовании результатов, полученных разными геохронометрическими методами. В настоящей работе мы приводим ИСП–МС U–Th-датировки молодых вулканических пород Саян и Хангая в сопоставлении с имеющимися результатами К–Аг-датирования.

Датирование проводится по радионуклидам неравновесной серии ^{238}U . Предполагается, что неравновесность ^{238}U и ^{230}Th контролируется в основном распределением U и Th между гранатом и образующейся выплавкой (Asmerom, 1999; Beattie, 1993) и

может иметь место в источниках, претерпевших мантийный метасоматоз (Foley et al., 2001). Датировки вулканических пород получают по минеральным и валовым изохронам (Dickin, 2005). Построение валовых изохрон становится возможным, если датируются образцы вулканических пород короткого эпизода извержений из источника, в котором обеспечивалась неравновесность ^{238}U и ^{230}Th с варьирующими значениями ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) (отношений нуклидов с большими периодами полураспада, в скобках приводятся единицы активности) при одинаковых значениях начального отношения изотопов тория ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). Последнее отношение быстро снижается из-за короткого периода полураспада ^{230}Th . Гипотеза изохронных соотношений фигуративных точек и U–Th-возраст принимается с высокой степенью достоверности, если имеется сходная независимая геологическая оценка возраста с контрольной К–Аг-датировкой.

Методика

Измерение ^{232}Th и изотопов ^{238}U -серии (^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th) в вулканических породах выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС) на основе подходов, разработанных для экспрессного анализа позднеплейстоцен-голоценовых осадков оз. Байкал, их датирования и расшифровки параметров палеоклимата (Гольдберг и др., 2001; Чебыкин и др., 2004).

Для определения нуклидов урана и тория в вулканических породах методику (Чебыкин и др., 2004) модифицировали. Образцы (80 мг) помещали в полипропиленовые пробирки с закручивающейся крышкой (15 мл, Axugen, США), добавляли аттестованную смесь нуклидов ^{229}Th и ^{236}U (1:3) в таком количестве, чтобы содержание (по массе) ^{236}U было примерно в 2 раза больше ориентировочного содержания ^{234}U в образце. В пробирки вносили 1.5 мл 50 %-ной HF, обрабатывали ультразвуком, затем добавляли 1 мл 70 %-ной HNO_3 , снова обрабатывали ультразвуком. Смесь оставляли на ночь и на следующий день пробирки (по 38 штук в штативе) нагревали в бытовой микроволновой печи (DAEWOO KOC-1B4KA,

выходная мощность 700 Вт) на 30 %-ной мощности по 10 секунд 20-кратно (свели, чтобы пробирки сильно не нагревались). Затем пробирки помещали в сушильный шкаф и выдерживали 1 час при температуре 80 °С. Далее содержимое пробирок переносили в стеклоглеродные стаканы (40 мл, СУ-2000 № 5, ОАО «Новочеркасский электродный завод») и выпаривали досуха при температуре 70 °С. Выпаривание повторяли трижды с добавлением 2 мл 70 %-ной HNO_3 . Содержимое растворяли в 14 мл 9 %-ной HNO_3 . Пробы визуальнo растворялись полностью (осадка не наблюдалось).

Полученные растворы обогащали на ионообменной смоле TRU спес (0.5 мл, 500-100 мкм, Eichrom, Франция), которую загружали в полипропиленовые ионообменные колонки с рабочим объёмом 2 мл (BioRAD, США) и предварительно уравнивали 10 мл 9 %-ной HNO_3 . После нанесения растворов образцов колонки промывали 10 мл 9 %-ной HNO_3 (U, Th оставались на смоле, большинство других элементов элюировалось) и элюировали уран и торий 2 мл 0.7 %-ного $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$ (оксалат аммония).

Полученные концентраты анализировали методом ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в режиме измерения изотопных отношений (1000 проходов масс-спектра). На первом этапе анализировали разбавленные (в 15 раз) растворы концентратов, в которых определяли изотопные отношения распространённых нуклидов $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и их концентрации. Стандартные растворы сравнения (3 нг/г) готовили из головных растворов природного урана (P/N TJA-136638-00U, 1000 мкг/г, 2 % HNO_3) и тория (P/N TJA-136633-00Th, 1000 мкг/г, 5 % HNO_3) компании Thermo Jarrell Ash Corporation (США). Аналитические сигналы измеряли на массах 232, 238 и 240 (фоновая масса), частота оцифровки – 20 каналов на массу, время измерения 0.1 с/канал. Измерения проводили сериями: холостая–стандарт–холостая – 10 проб – холостая–стандарт–холостая и т.д. Интегрирование сигналов аналитов выполнялось «движущимся окном» с фиксированной шириной по 6, 7, 8 и 9 каналов, в каждом случае выбирался максимальный интеграл.

На втором этапе, по результатам анализа разбавленных растворов, концентраты приводили к одинаковой по ^{238}U концентрации (10 или 20 нг/г). В качестве внешнего стандарта сравнения (для отслеживания дрейфа прибора и корректировки на систематические погрешности) использовался раствор, содержащий природный торий (Thermo Jarrell Ash Corporation) и уран с природным соотношением изотопов (ГСО 7521-99, ОАО «Уральский электрохимический комбинат», г. Новоуральск, Россия) в тех же концентрациях, что и анализируемые пробы (10 или 20 нг/г), а также аттестованную смесь нуклидов ^{229}Th и ^{236}U (1:3) в количестве, необходимом для реализации условия $^{236}\text{U}/^{234}\text{U} = 2$ (близкое к анализируемым пробам). Аналитические сигналы (с частотой оцифровки 20 каналов на массу) измеряли на массах 229 (2 с/канал), 230 (3 с/канал), 234 (3 с/канал), 235 (0.15 с/канал), 236 (2 с/канал), 240-фон (2 с/канал) сериями: холостая–стандарт–холостая – 10 проб – холостая–стандарт–холостая и т.д. Интегрирование сигналов аналитов выполнялось «движущимся окном» с фиксированной шириной по 6, 7, 8 и 9 каналов, в каждом случае выбирался максимальный интеграл.

Объединяя результаты измерений проб на первом и втором этапах, рассчитывали содержание природных нуклидов ^{230}Th , ^{232}Th , ^{234}U и ^{238}U в исследуемых образцах вулканических пород.

Объекты исследований

Для U–Th-датирования выбраны вулканические постройки Саян и Хангая. Формы построек хорошо сохранились. По незэродированным поверхностям лавовых потоков и положению в современных формах рельефа предполагалось, что время извержений вулканов не должно превышать первые сотни тыс. лет назад. Для некоторых из них имелись опубликованные K–Ar-датировки 400 тыс. лет и менее.

В Саянах изучались вулканические породы Восточно-Тувинского поля Окинско-Тоджинской рифтовой зоны. Четвертичные вулканы и «долинные» потоки поля занимают площадь около 1500 км². Северо-восточнее находятся голоценовые лавовые

потоки р. Жом-Болок и пространственно связанные с ним вулканы пади Хикушка (Гросвальд, 1965; Киселев и др., 1979). В центральном секторе Восточно-Тувинского вулканического поля представлены наиболее крупные (высотой до 600 м) четвертичные постройки Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узю и Дерби-Тайга. В северо-западном секторе поля вулканических конусов не наблюдается. Эта часть вулканической территории представляет собой лавовый шлейф, перекрывший восточное замыкание

Тоджинской впадины. Юго-восточный сектор поля простирается до осевой части хр. Большой Саян. В этом секторе рассредоточены разрозненные между собой вулканы Кок-Хемский, Плоский, Приозерный, Кара-Балык и др. (Гросвальд, 1965; Курганьков, 2002; Мацера, Рассказов, 1990; Рассказов и др., 2007; Ярмолук и др., 2001). Самый молодой вулкан Восточно-Тувинского поля находится на границе между Центральным и Юго-Восточным секторами (рис. 1).

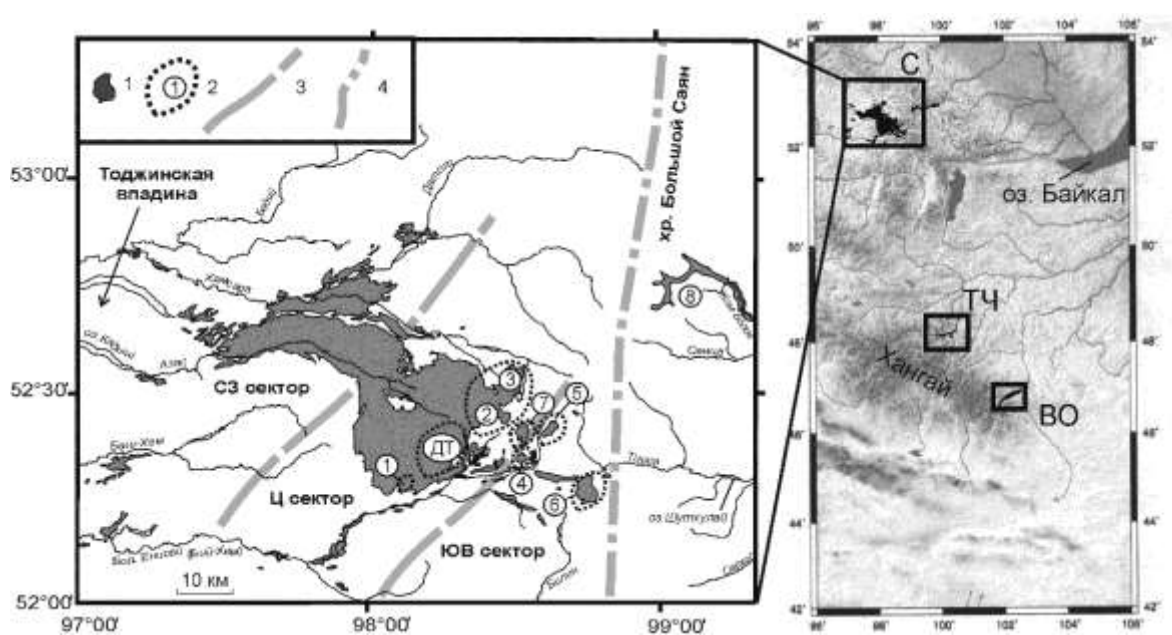


Рис. 1. Местоположение изученных вулканических полей плейстоцена–голоцена (показано прямоугольниками) в Саянах (С) и Хангае (ТЧ – Тарят-Чулутынское поле, БО – Верхне-Орхонское поле). На врезке территории Саян дана схема пространственного положения вулканов и лавовых потоков. 1 – останцы вулканических пород; 2 – вулканы и лавовые потоки, для которых измерены изотопы U–Th-системы (цифры в кружках: 1 – Саган, 2–3 – сдвоенная постройка Шивит-Тайга (2) и Соруг-Чушку-Узю (3), 4 – Приозерный, 5 – Кок-Хемский, 6 – Плоский, 7 – Улуг-Арга, 8 – Жом-Болок). ДТ – вулкан Дерби-Тайга, сопоставимый по размерам со сдвоенной постройкой Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю; 3 – границы между секторами вулканического поля; 4 – осевая часть хр. Большой Саян.

Fig. 1. Location of the studied Pleistocene–Holocene volcanic fields (shown as rectangles) in the Sayan Mountains (C) and Hangay (ТЧ – Tarjat-Chulutyn field, БО – Upper Orkhon field). The inset of the Sayan area shows the location of volcanoes and lava flows. 1 – remnants of volcanic rocks; 2 – volcanoes and lava flows for which U–Th isotopes were measured (numbers in circles: 1 – Sagan, 2–3 – double edifice Shivit-Taiga (2) and Sorug-Chushku-Uzyu (3), 4 – Priozerny, 5 – Kok-Khemsky, 6 – Plosky, 7 – Ulug-Arga, 8 – Zhom-Bolok). DT – Derby-Taiga volcano, comparable in size to the twin edifices of Shivit-Taiga and Sorug-Chushku-Uzyu; 3 – boundaries between sectors of the volcanic field; 4 – axial part of the Bolshoi Sayan range.

В Хангае исследовались породы Тарят-Чулутынского и Верхне-Орхонского вулканических полей: на первом – породы вулканов Тарятской впадины, на втором – породы

вулканов Верхне-Орхонской впадины. Тарятская впадина находится на западном окончании Центрально-Монгольской рифтовой зоны между хребтами Центральный

Хангай и Тарбагатай. Верхне-Орхонская впадина расположена в хребте Восточный Хангай (Рассказов и др., 20126).

Самый молодой (голоценовый) вулкан Тарятской впадины (вулкан Хорго) представляет собой шлако-агглютинатовый конус, склоны которого усыпаны крупными (до 6 м в поперечнике) вулканическими бомбами. Юго-западная часть постройки осложнена боковыми лавовыми куполами и кратерными воронками. Лавовые потоки, связанные с извержением этого вулкана, затопили западную часть впадины и служили в качестве природной дамбы для образования крупного оз. Тэрхийн-Цаган-Нур (Девяткин, 2004). Несколько раньше вулкана Хорго действовала субширотная линия вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый, выступающих над поверхностью голоценовых лавовых потоков, затопивших долину. Выявлен широкий спектр пород вулканов от фонотефритов и фойдитов до базальтов и сделан вывод о том, что расплавы субширотной линии вулканов были производными источников с меньшей степенью частичного плавления, чем расплавы вулкана Хорго (Чувашова и др., 2007).

Днище Верхне-Орхонской впадины затоплено трахибазальтовыми лавами, образующими единый шлейф, протягивающийся на 80 км при ширине от 1 до 8 км. На хорошо сохранившейся бугристой поверхности потоков растительность отсутствует. В эрозионных врезках р. Орхон-Гол вскрывается до трёх потоков с суммарной видимой мощностью лав более 60 м. Основание толщи не обнажено. Вдоль долины между устьями рек Урхит-Гол и Цаган-Гол в рельефе выделяются три отдельные щитообразные постройки: Западная, Центральная и Восточная (Рассказов и др., 20126).

Результаты выполненных исследований U–Th-изотопной систематики пород Саян и Хангая приводятся далее в рамках трёх временных интервалов: 1) параллельной вулканической деятельности на обеих территориях в последние 50 тыс. лет, 2) близкой по времени вулканической деятельности на обеих территориях около 400–350 тыс. лет назад и 3) вулканической деятельности только в Саянах 230–60 тыс. лет назад (табл.).

Таблица. Концентрации U, Th и изотопные отношения ^{238}U -серии и ^{232}Th в вулканических породах позднего плейстоцена и голоцена Саян и Хангая

Table. U, Th concentrations, and isotopic ratios of ^{238}U -series and ^{232}Th in volcanic rocks of the Late Pleistocene and Holocene Sayan and Hangay Mountains

№ п/п, № обр., место отбора	K–Ar, Ar–Ar датировка, тыс. лет	U, мкг/г	Th, мкг/г	A8/A2 ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$)	A0/A2 ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$)	A0/A4 ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$)	A0/A8 ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$)	Датировка U-серии, тыс. лет	(A0/A8) ₀ ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$)
Саяны									
Влк. Улуг-Арга									
TV–94–10	48	0.87	2.44	1.08	1.16	1.04	1.07	50	1.19
TV–94–11		0.95	2.54	1.13	1.16	1.00	1.03		
TV–94–12		0.86	2.50	1.04	1.13	1.05	1.08		
Влк. Шивит									
TV–94–18	110–130	0.67	1.85	1.09	1.04	0.92	0.95	115	1.34
TV–94–19		0.65	1.94	1.01	1.07	1.08	1.06	114	1.18
TV–94–20		0.56	1.75	0.97	1.10	1.07	1.13		
TV–94–21		0.44	1.80	0.74	0.95	1.21	1.28		
TV–94–24		0.54	1.80	0.92	1.06	1.16	1.16		
TV–94–25		0.73	2.05	1.08	1.08	0.95	1.00		
TV–94–26		0.66	1.92	1.04	1.14	1.10	1.10		
Влк. Приозерный									
TV–94–36	<500	1.00	2.81	1.08	1.14	1.08	1.06	Нет изохронных точек	Не опр.
TV–94–38	(Ar–Ar)	0.95	2.81	1.02	1.07	1.06	1.04		
TV–94–39		0.96	2.69	1.08	1.08	1.00	1.00		
TV–94–40		0.89	2.52	1.06	1.06	1.02	0.99		
Лавовый поток р. Жом-Болок									
TV–98–104	<10	0.66	2.00	0.99	1.15	1.15	1.15	<10	1.15
Влк. Плоский									
TV–98–161	75	0.75	2.18	1.04	1.09	1.02	1.05	Нет изохронных точек	Не опр.
TV–98–162		0.70	2.33	0.91	1.04	1.09	1.14		
TV–98–163		0.79	2.21	1.09	1.02	0.94	0.94		
TV–98–164		0.76	2.49	0.92	1.00	1.09	1.09		
TV–98–165		0.64	2.45	0.80	0.87	1.09	1.10		
Влк. Кок-Хемский									
TV–98–218	150	0.70	2.18	0.97	1.04	1.05	1.07	170	1.22
TV–98–219		0.78	2.29	1.03	1.06	0.99	1.03	120	1.28
TV–98–221		0.82	2.31	1.07	1.08	1.02	1.01		
табл.1. Продолжение									
TV–98–266		0.84	2.47	1.03	1.13	1.12	1.10		
TV–98–271		0.82	2.37	1.04	1.05	0.99	1.01		

TV-98-272		0.83	2.46	1.02	1.10	1.08	1.08		
TV-98-273		0.88	2.52	1.06	1.07	1.02	1.01		
TV-98-274		0.92	2.50	1.11	1.15	1.01	1.03		
TV-98-275		0.91	2.71	1.02	1.07	1.07	1.06		
TV-98-276		0.85	2.68	0.96	1.00	1.08	1.05		
TV-98-277		0.86	2.36	1.11	1.15	1.02	1.04		
Влк. Соруг-Чушку-Узю									
TV-98-285	1420-60	0.62	1.65	1.13	1.15	1.02	1.01	112	1.17
TV-98-287		0.34	1.53	0.67	0.85	1.23	1.26		
TV-98-292		0.67	2.10	0.96	1.04	1.06	1.08		
TV-98-294A		0.59	2.10	0.85	1.02	1.19	1.20		
TV-98-299		0.70	2.14	0.99	1.08	1.09	1.09		
TV-98-300		0.55	1.67	1.00	1.09	1.08	1.09		
Влк. Саган Хангай									
TV-98-252	350-330	0.76	2.17	1.06	1.14	1.04	1.08	Нет изохрон-ных точек	1.92
TV-98-251		0.75	2.02	1.12	1.09	0.95	0.97		
TV-98-253		0.69	1.94	1.08	1.13	1.04	1.05		
Влк. Хорго									
MN-612-05	140-5	1.41	5.00	0.86	1.05	1.19	1.23	Не датируется	1.14
MN-612/Пк		1.45	5.16	0.85	0.99	1.18	1.17		
MN-612/Пч		1.57	5.52	0.86	1.00	1.16	1.17		
MN-613-05		1.37	4.98	0.83	0.97	1.18	1.17		
MN-614-05		1.31	4.51	0.88	1.00	1.18	1.13		
MN-615-05		1.15	4.06	0.86	1.00	1.17	1.17		
MN-616-05		1.27	4.42	0.87	0.97	1.14	1.11		
MN-617-05		1.14	3.88	0.89	0.96	1.10	1.09		
MN-618-05		1.12	3.83	0.89	0.99	1.12	1.12		
MN-619-05		1.15	4.09	0.85	0.98	1.15	1.15		
MN-633-05		1.11	3.95	0.85	0.98	1.14	1.15		
MN-650-05		1.29	4.67	0.84	0.96	1.09	1.15		
табл.1. Окончание									
Влк. Однобокий, Сосновый и Лиственничный									
MN-620-05	Не опр.	1.87	6.56	0.86	0.99	1.18	1.15	52	1.12
MN-621-05		1.79	6.58	0.82	0.97	1.18	1.19	52	1.06
MN-622-05		1.25	4.08	0.93	1.04	1.13	1.13		
MN-623-05		1.22	4.20	0.88	1.04	1.16	1.18		

MN-624-05		1.82	6.30	0.87	1.03	1.15	1.18		
MN-626-05		1.67	6.11	0.83	0.99	1.19	1.20		
MN-625-05		1.86	6.71	0.84	0.97	1.16	1.16		
MN-627-05		1.63	5.90	0.83	0.99	1.16	1.18		
MN-628-05		1.64	5.74	0.86	1.03	1.15	1.19		
MN-631-05		1.58	6.27	0.76	0.98	1.28	1.28		
MN-632-05		1.65	5.85	0.85	0.99	1.15	1.16		
MN-611-05		1.43	5.47	0.79	0.98	1.23	1.24		
MN-629-05		1.25	4.85	0.78	1.00	1.30	1.28		
Влк. Шаварын-Царам									
MN-642-05	544-400	1.68	6.24	0.81	0.94	1.15	1.16	Не	изме-
MN-644-05		2.12	8.05	0.80	0.82	1.00	1.03	рялся	6.0
Влк. верховьев р. Орхон-Гол									
MN-701-05	220	0.70	2.42	0.87	1.03	1.10	1.14	38	0.97
MN-702-05		1.11	2.59	1.30	1.03	0.69	0.79	35	1.03
MN-711-05		0.61	2.40	0.77	0.93	1.16	1.20		
MN-712-05		0.70	2.70	0.78	0.96	1.21	1.23		
MN-713-05		0.75	2.63	0.86	0.99	1.15	1.15		
MN-714-05		0.57	2.32	0.74	0.91	1.21	1.23		
MN-715-05		0.72	2.54	0.86	0.96	1.05	1.11		
MN-716-05		0.60	2.56	0.71	0.91	1.25	1.28		
MN-717-05		0.63	2.51	0.76	0.92	1.16	1.21		

Примечание: Определения возраста К–Аг-методом выполнялись без введения поправок, связанных с искажениями концентраций Аг–40 наличием избыточного аргона или эффекта фракционирования масс. Координатную привязку, положение исследованных образцов в геологических разрезах и сведения об изотопных датировках см. в работах (Курганьков, 2002; Рассказов и др., 2012а).

Породы вулканов, извергавшихся в последние 50 тыс. лет

В изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) фигуративные точки пород разновозрастных вулканов изученных территорий смещены выше линии ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) = 1,0, что свидетельствует о неравновесности радионуклидов серии ^{238}U с избытком радиогенного тория. По линейным системам точек вулканических пород разных вулканов сделаны оценки возраста по изохронной модели с определением начальных отношений ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$).

В Саянах, на Восточно-Тувинском поле, датировались породы вулкана Улуг-Арга. Шлаковый конус этого вулкана расположен в ледниковом каре, поэтому первоначально его возраст считался голоценовым (Гросвальд, 1965). Впоследствии А.Ф. Грачёвым и Д.В. Лопатиным при полевых работах было отмечено перекрытие вулканических пород моренной, что могло свидетельствовать о позднеплейстоценовом возрасте вулкана. Это предположение подтвердилось К–Аг-датировкой 48 ± 20 тыс. лет (Ярмолюк и др., 1999).

С активностью вулкана Улуг-Арга связаны излияния лавовых потоков, протягивающихся от постройки в южном направлении. Образцы TV-94-10 – TV-94-12 отобраны из лавовых прослоев непосредственно на вулканическом конусе (Курганьков, 2002). В трёх

образцах вулкана определены интервалы ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) = 1.13–1.16 и ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) = 1.04–1.13. Линия регрессии точек в изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) дала наклон, соответствующий возрасту $51 \pm 10/-20$ тыс. лет при ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = ~1.19 (рис. 2).

Верхняя (61 тыс. лет) и нижняя (31 тыс. лет) границы оценки возраста определены при исследовании устойчивости решения, в ходе которого рассчитывались конечные характеристики изохрон, в зависимости от фиксированной ширины интегрирования аналитических сигналов (6–9 каналов), полученных на первом (распространенные изотопы ^{232}Th , ^{238}U) и втором (малораспространенные изотопы) этапах измерения концентратов. Исследование устойчивости решения, таким образом, включала $4^2 = 16$ вариантов расчёта (6–6, 6–7, 6–8, 6–9, 7–6, ..., 9–9 комбинации данных по ширине интегрирования аналитических сигналов).

Позднеплейстоценовая U–Th-оценка возраста постройки Улуг-Арга согласуется с геологическими наблюдениями и К–Аг-датировкой 48 ± 20 тыс. лет лавового потока вулкана. В предголоценовом базальте долины р. Жом-Болок (ЗНВ) измерено ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) = 1.15. Смещение изотопного состава тория за 10–15 тыс. лет было несущественным, поэтому измеренное отношение принимается как соответствующее начальному.

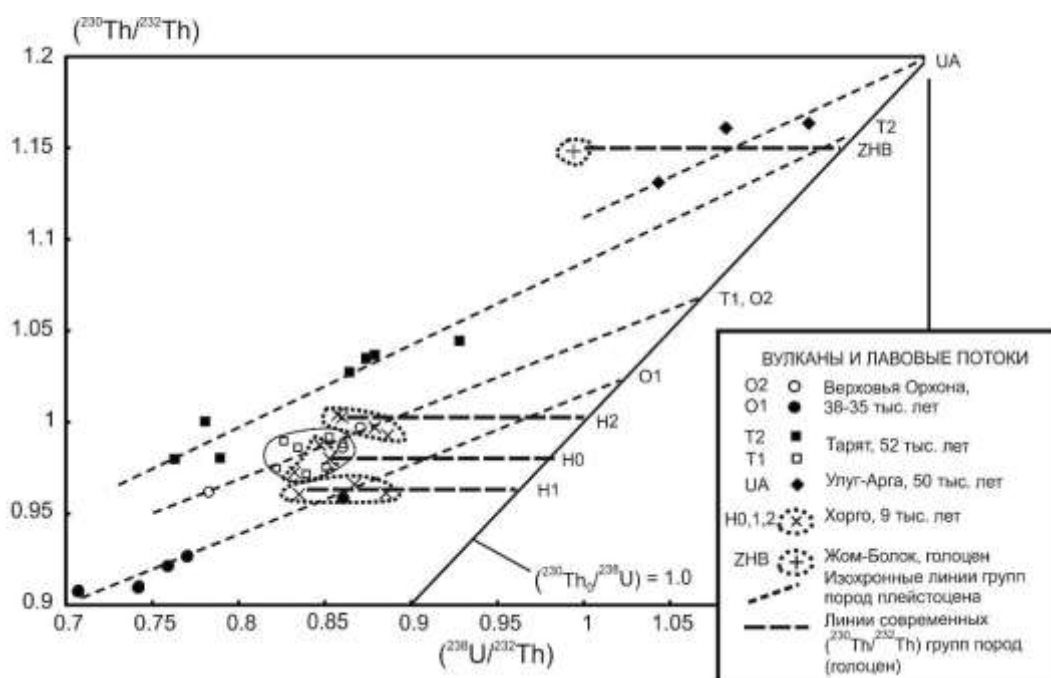


Рис. 2. Распределение точек вулканических пород последних ~50 тыс. лет Саян и Хангая в изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$). Породы разделены на разновозрастные группы.

Fig. 2. Distribution of data points for volcanic rocks from the last ~50 Ka in the Sayan and Hangay mountains in isochron coordinates ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$). The rocks are divided into groups of different ages.

Для самого молодого вулкана Хангая (Хорго) в японской лаборатории была получена К–Аг-датировка 140 ± 20 тыс. лет (Епкхтувшин, 1995). Более поздние измерения во французской лаборатории дали приблизительную оценку возраста порядка 5 тыс. лет (Schlupp, 1996). С учетом радиоуглеродной датировки донных отложений оз. Тэрхийн-Цаган-Нур, перекрывающих лавы (Девяткин, 2004), и общих корреляций голоценовых извержений Азии сделан вывод о наиболее вероятном времени извержений вулкана Хорго ~9 тыс. лет назад или несколько раньше (Чувашова и др., 2007). Вулканы Однобокий, Лиственничный и Сосновый прежде не датировались. Для базальтов Верхне-Орхонской впадины опубликована К–Аг-датировка 0.22 ± 0.3 млн лет (Ярмолюк и др., 2008). Судя по хорошей морфологической сохранности поверхности потоков, лавы этой впадины могут быть, однако, моложе и относиться к позднему плейстоцену.

По U–Th-систематике вулканических пород Тарятской впадины среди образцов вулканов субширотной линии (Однобокий, Лиственничный и Сосновый) различаются группы, обозначенные на рис. 2 как группы Т1 и Т2. В изохронных координатах ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) – ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) фигуративные точки первой группы расположены компактно с узким интервалом измеренных ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) (0.80 и 0.81), соответствующих $\text{Th}/\text{U} = \sim 4$. Вторая группа рассредоточена вдоль линии с наклоном ~52 тыс. лет при среднем значении ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = 1.12. По результатам устойчивости решения определены предельные значения изохронного возраста в интервале 38–62 тыс. лет и значения ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) в интервале 1.09–1.15. Отсутствие в породах группы Т1 вариаций по абсциссе не дает возможности изохронного датирования. Распространение пород группы Т2 на вулканах вместе с породами группы Т1 позволяет считать породы этих групп разновозрастными и относить среднее начальное ториевое отношение пород группы Т1 (1.06)

ко времени извержения 52 тыс. лет назад. По интерпретации данных в U–Th-изотопной системе, породы субширотной линии вулканов Тарятской впадины характеризуют единый позднеплейстоценовый вулканический эпизод, представленный группами со средними значениями ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$), отличающимися между собой на 0.06 (см. рис. 2).

Породы вулкана Хорго извергались в Тарятской впадине в конце плейстоцена – раннем голоцене. За время после извержений вулкана снижение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) было несущественным. Ториевые изотопные отношения пород этого вулкана также обнаруживают явный разброс значений, меняющихся от 0.96 (группа Н1) до 1.0 (группа Н2). Группа трёх точек вулкана Хорго имеет промежуточные значения ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) с пониженными значениями ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) и попадает в поле точек группы Т1 позднеплейстоценовых вулканов субширотной линии (Однобокий, Лиственничный и Сосновый). Эта группа базальтов вулкана Хорго, обозначенная на рис. 2 как группа Н0, может отражать состав источника пород группы Т1, значение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) которого с 52 до 9 тыс. лет назад снизилось от 1.12 до 0.97. Извержения этого вулкана пространственно связаны с извержениями лав предшествующего позднеплейстоценового вулканического эпизода Тарятской впадины около 52 тыс. лет назад, поэтому можно предположить, что голоценовые (предголоценовые) расплавы частично извергались из мантийного источника, сохранившего позднеплейстоценовые изотопные характеристики. Группы Н1 и Н2 характеризуют новое содержание голоценовой эволюции выплавов в источнике с контрастными значениями ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$), составляющими в этих группах, соответственно, 0.96 и 1.0.

Подобно образцам разновозрастных вулканов Тарятской впадины, образцы вулканов Верхне-Орхонской впадины разделяются на две группы (обозначенные как группы О1 и О2). Точки изохронных координат

аппроксимируются линиями регрессии, соответственно, с наклонами 38 и 35 тыс. лет при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 0.97$ и 1.03 . Таким образом, вулканические породы Верхне-Орхонской впадины относятся к единой возрастной генерации 38–35 тыс. лет, разделяющейся на две группы с контрастными значениями $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$. U–Th датировка 38–35 тыс. лет соответствует позднеплейстоценовой оценке возраста по морфологической сохранности поверхности лавовых потоков. Опубликованная K–Ar-датировка 220 тыс. лет (Ярмолук и др., 2008), по-видимому, завышена из-за присутствия избыточного аргона-40.

Породы вулканов, извергавшихся 400–350 тыс. лет назад

В Центральной Монголии для фонотэфритов вулкана Шаварын-Царам Тарят-Чулу-тынского поля опубликована K–Ar-датировка 0.4 ± 0.1 млн лет (Кононова и др., 1988). Близкий интервал K–Ar-датировок ($0.54\text{--}0.44$ млн лет) получен для фонотэфритовых лав, стекол и мегакристаллов санидинов этого вулкана (Высоцкий и др., 2011). В последней работе определен возрастной спектр датировок минералов из глубинных включений от 15.5 до 0.44 млн лет, свидетельствующий о многократном предшествующем застревании и кристаллизации магматических расплавов под вулканом в литосферной части мантии и нижней коре. Имеется также ссылка на датировку пород вулкана Шаварын-Царам 0.42 млн лет, полученную по санидину методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Кривоногова и др., 2005).

Из приведённых результатов датирования пород в K–Ar-изотопной системе следует вывод о заключительных процессах на вулкане, отразившихся в извержениях около 0.4 млн лет назад. Следовательно, в породах вулкана содержится информация об U–Th-изотопной системе расплавов эпизода ~ 0.4 млн лет назад и, возможно, предшествующих эпизодов. Если в лавах, кристаллизовавшихся в это время, $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ было низким, то с приближением к циклическому равновесию в наши дни это отношение в пределах погрешности измерений должно приблизиться к 1. Для целей датирования метод будет неэффективным. Если же $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ было высоким, метод может дать удовлетворительную

датировку. Изначально, важно определить, равновесны или неравновесны породы этого вулкана в U–Th-изотопной системе.

Два образца, отобранные для измерений (группа ST), дали почти одинаковые значения $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ (0.80 и 0.81). С минимальной оценкой возраста 0.4 млн лет один из образцов (MN–644–05), близкий к вековому равновесию, дал $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 4.3$, другой (MN–642–05) обнаружил явное неравновесие при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 6.0$. Очевидно, что $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ в породах постройки Шаварын-Царам было высоким и существенно варьировало. Точки двух образцов не могут относиться к одной изохроне. Благодаря высоким $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ имеется возможность оценки времени извержений вулкана U–Th-методом при представительном опробовании вулканических пород, если будут выделены изохронные серии точек.

В Саянах наиболее близок по возрасту к вулкану Шаварын-Царам гиалокластитовый конус вулкана Саган. По основной массе пород этого вулкана получены сопоставимые K–Ar-датировки 330 ± 40 тыс. лет и 350 ± 40 тыс. лет в двух лабораториях (Рассказов и др., 2000а, 2000б; Сугоракова и др., 2003). Для U–Th-изотопной систематики анализировалось 3 образца массивных пород из тел, прорывающих конус: два из них (TV–98–252, TV–98–253) отобраны из даек, один (TV–98–251) – из изометричного некка (Рассказов и др., 2007). Точки образцов из даек заметно смещены выше линии равных отношений $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ и $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$, а точка образца из некка находится ниже этой линии. Снижение $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ с повышением $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$ свидетельствует о гетерогенности U–Th-изотопной системы, не дающей изохронных соотношений точек. Для оценки максимального значения $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$ принимается состав с максимальным значением $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ и минимальным – $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$. На приблизительный возраст 340 тыс. лет для образца TV–98–252 рассчитывается верхний предел $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = \sim 1.92$.

Породы полихронных вулканов Восточно-Тувинского поля

На Восточно-Тувинском поле исследовались образцы вулканов центрального сектора

(Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узю) и юго-восточного сектора (Кок-Хемский, Плоский и Приозерный).

Вулкан Шивит-Тайга – гигантская постройка, насаженная на пьедестал лавового плато, сложенная туфами, гиалокластитами и массивными базальтами и осложнённая маарами. Этот вулкан соединяется с другой гигантской постройкой Соруг-Чушку-Узю, сложенной подобными по составу породами. Диаметр общей вулканической постройки составляет около 20 км. Для пород пьедестала получены К–Аг-датировки в интервале 1.2–1.0 млн лет, а для пород постройки Шивит-Тайга – датировки в интервале 0.4–0.11 млн лет. Постройка Соруг-Чушку-Узю охарактеризована К–Аг-датировками в интервале от 1.42 ± 0.15 млн лет до 60 ± 40 тыс. лет.

В юго-восточном секторе поля вулканы имеют меньшие размеры, не превышающие в поперечнике первые км. Калий–аргоновым методом получены датировки: 150 ± 50 тыс. лет (Кок-Хемский), интервал от 820 ± 100 тыс. лет до 225 ± 50 тыс. лет (Плоский) и 75 ± 40 тыс. лет (Приозёрный) (Рассказов и др., 2007; Сугоракова и др., 2003). Предполагалось также, что постройка вулкана Приозёрный венчается голоценовым шлаковым конусом (Курганьков, 2002), а по нарушенному спектру ступенчатого отжига образца (метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) оценка возраста составила 510 ± 450 тыс. лет (Рассказов и др., 2007).

Для построек Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю в измерения радионуклидов U и Th вовлечено, соответственно, семь и шесть образцов. Четыре образца постройки Шивит-Тайга (группа SH: TV–94–20, TV–94–21, TV–94–24, TV–94–26), распределяются вдоль линии с наклоном ~ 115 тыс. лет при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.34$. Оценка возраста U–Th методом группы SH согласуется с наиболее молодыми К–Аг-датировками пород постройки Шивит-Тайга 110–130 тыс. лет. Три других образца этого вулкана располагаются

ниже изохронной линии. Один из них (TV–94–25) имеет состав нуклидов U и Th, соответствующий вековому равновесию (т.е. $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ образца равно ~ 1).

Три образца, представляющие нижнюю, среднюю и верхнюю части 150-метровой лавовой толщи постройки Соруг-Чушку-Узю (группа SCH: TV–98–285, TV–98–287 и TV–98–292), в изохронных координатах располагаются вдоль линии, субпараллельной изохронной линии группы SH постройки Шивит-Тайга, обнаруживая более низкое $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$. По результатам устойчивости решения средний изохронный возраст ~ 112 тыс. лет лежит в интервале 121–102 тыс. лет, а среднее значение $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.17$ находится в интервале 1.14–1.20. Три других образца постройки не попадают на эту изохронную линию.

Поскольку постройки Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю морфологически представляли собой единый вулкан, можно предположить, что они давали синхронные лавовые извержения из общих источников, т.е. расплавы изливались на обеих постройках одновременно и с одинаковыми значениями $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th})$. На линии группы SCH находится точка образца TV–94–19 постройки Шивит-Тайга. По результатам устойчивости решения этого образца вместе с тремя образцами постройки Соруг-Чушку-Узю средний изохронный возраст 114 тыс. лет лежит в интервале 125–104 тыс. лет, а среднее значение $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.18$ находится в интервале 1.16–1.22. Подобным образом, на изохронную линию группы SH попадает фигуративная точка образца TV–98–294А постройки Соруг-Чушку-Узю без существенного изменения значения датировки. Ещё два образца, отобранные с поверхности плато Соруг-Чушку-Узю (TV–98–299 и TV–98–300), находятся между изохронными линиями обеих групп образцов (рис. 3).

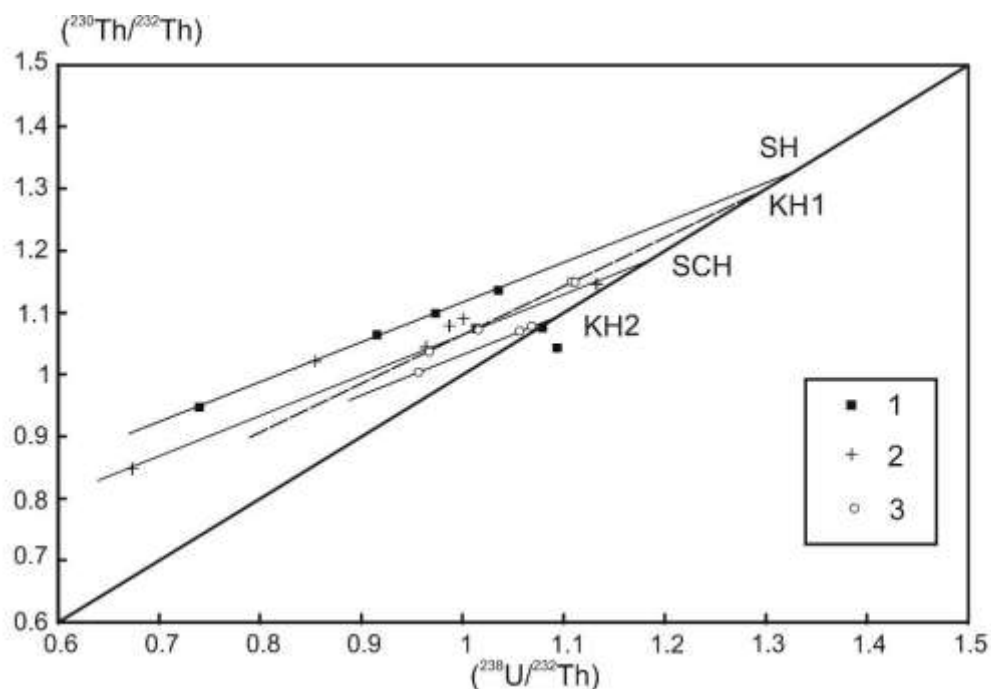


Рис. 3. Распределение точек пород вулканических построек Шивит-Тайга (1), Соруг-Чушку-Узю (2) и Кок-Хем (3) в изохронных координатах $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) - (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$. Выделены три субпараллельные изохроны, соответствующие возрасту порядка 120–112 тыс. лет: группы точек SH (Шивит-Тайга), SCH (Соруг-Чушку-Узю) и KH2 (Кок-Хем). По точкам пород Кок-Хемского вулкана обозначена также секущая штриховая изохронная линия с возрастом ~170 тыс. лет (KH1).

Fig. 3. Distribution of data points for the rocks of the Shivit-Taiga (1), Sorug-Chushku-Uzyu (2), and Kok-Khem (3) volcanic edifices in isochron coordinates $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) - (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$. Three subparallel isochrones corresponding to ages of approximately 120–112 Ka are distinguished: the SH (Shivit-Taiga), SCH (Sorug-Chushku-Uzyu), and KH2 (Kok-Khem) data points. A transverse dashed isochrone line with an age of approximately 170 Ka (KH1) is also indicated using the data points for the rocks of the Kok-Khem volcano.

Для вулкана Кок-Хемский измерялось 7 образцов. Четыре из них (группа KH1: TV-98-218, TV-98-274, TV-98-275 и TV-98-277) распределились вдоль линии с наклоном ~170 тыс. лет при $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.28$. Эта оценка возраста сопоставляется с К-Аг-датировкой 150 ± 50 тыс. лет. Еще три точки (группа KH2: TV-98-221, TV-98-273 и TV-98-276) находятся на линии с более пологим наклоном. По результатам устойчивости решения средний изохронный возраст этих точек ~120 тыс. лет лежит в интервале 129–108 тыс. лет, а среднее значение $(^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}) = 1.09$ находится в интервале 1.07–1.10. Таким образом, одно из извержений на Кок-Хемской вулканической постройке в пределах доверительного интервала датирования сопоставляется по времени с извержениями на постройках Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю (115–112 тыс. лет назад).

Для вулкана Плоский выполнены измерения пяти образцов нуклидов ^{238}U серии.

Точки четырёх из них расположены выше линии $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}) = 1$, один – ниже. Распределение точек не обнаруживает изохронных соотношений.

Для вулкана Приозёрный измерялись 4 образца. Два образца из верхней части постройки (TV-94-39, TV-94-40) отвечают вековому равновесию. Два других образца (TV-94-36, TV-94-38) имеют неравновесный состав U и Th. Эти образцы не изохронны между собой. Они отобраны из нижней части постройки и могут представлять собой поздние рвущие жилы.

Мы видим, что изученные вулканические постройки Восточно-Тувинского поля полихронны. В центральном секторе, на постройках Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю, отчётливо выражена фаза извержений около 115–112 тыс. лет назад. Извержения начались до 500 тыс. лет назад, что нашло отражение в изотопном составе U и Th части образцов, близком к циклическому равновесию.

Возможно, извержения продолжались и после 115 тыс. лет назад, о чем свидетельствует К–Аг-датировка 60 тыс. лет (Сугоракова и др., 2003). Имеющиеся данные по U–Th-изотопной систематике эту фазу извержений пока не подтверждают. В юго-восточном секторе поля, на Кок-Хемском вулкане, имели место извержения около 120 тыс. лет назад, близкие по времени (возможно, синхронные) основной фазе извержений построек Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю. На этом же вулкане определена и более ранняя фаза извержений около 170–150 тыс. лет назад. На двух других вулканах юго-восточного сектора поля (Плоском и Приозёрном) U–Th-изотопная система исследованных образцов оказалась гетерогенной и не дала изохронных соотношений точек пород.

Обсуждение

В хангайских фонотефритах вулкана Шаварын-Царам возрастом около 400 тыс. лет концентрации Th были повышенными (6–8 мкг/г) при значениях Th/U от 3.7 до 3.9. После длительного перерыва в вулканизме, около 52 тыс. лет назад, изливались щелочные лавы субширотной линии вулканов Тарятской впадины с более низкими концентрациями Th (4–6 мкг/г) и расширенным интервалом Th/U (3.3–4.1). Подобный расширенный интервал Th/U (3.5–4.3) был свойствен лавам с низкими концентрациями Th (2.0–2.3 мкг/г), излившимся 38–35 тыс. лет назад в Орхонской впадине. В самых молодых (голоценовых) лавах вулкана Хорго Тарятской впадины диапазон концентраций Th был сопоставим с диапазоном концентраций в лавах субширотной линии вулканов при узком интервале Th/U (3.4–3.7). В Саянах породы вулкана Саган, близкого по возрасту вулкану Шаварын-Царам, отличались низкими концентрациями Th (~2 мкг/г) и отношениями Th/U (2.7–2.9). На полихронных вулканах Восточно-Тувинского поля с более молодыми фазами извержений концентрации Th варьировали незначительно (от 1.7 до 3.0 мкг/г) с широким диапазоном Th/U (2.6–4.5). На вулкане Улуг-Арга это отношение было минимальным (снижалось до 2.7) и несколько возрастало в лавах долины р. Жом-Болок (до 3.1) (Рассказов и др., 2014).

Мы видим наиболее контрастные соотношения Th/U и концентраций Th в лавах, излившихся 400–350 тыс. лет назад, и сохранение существенных различий этих характеристик в процессе эволюции магматических расплавов в Саянах и Хангае.

Радионуклид ^{230}Th – производный радиоактивного распада серии ^{238}U . Повышение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) служит показателем возрастания в расплавах роли распавшегося материнского ^{238}U относительно стабильного ^{232}Th . В породах изученных вулканов Хангая и Саян выявлены существенные вариации ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). Распределение фигуративных точек пород вулканов вдоль изохронных линий требует соблюдения стабильных соотношений между радиогенными продуктами распада ^{238}U и изотопами Th при магмообразовании. Между тем, это условие соблюдается не всегда.

В фонотефритах вулкана Шаварын-Царам, извергнутых около 400 тыс. лет назад, определены высокие значения этого отношения (4.3 и 6.0). В лавах извержений 52 тыс. лет назад отношение снизилось до значений 1.06 и 1.11, в лавах извержений 38–35 тыс. лет назад – до значений 0.97 и 1.03, а около 9 тыс. лет назад – до значений 0.96 и 1.0. В отличие от концентраций тория, составлявших максимум в шаварынцарамских лавах и снижавшихся до минимальных значений в орхонгольских лавах с последующим повышением в лавах вулкана Хорго, снижение изотопных отношений тория с течением времени было однонаправленным.

В породах изученных вулканических построек Саян максимальное значение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) (~1.92) установлено в лавах вулкана Саган, близкого по возрасту вулкану Шаварын-Царам. В породах вулкана Саган можно видеть и подобное породам этого вулкана относительное снижение ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). В породах Кок-Хемского вулкана возрастом 170–150 тыс. лет определено ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = 1.28, в породах этого же вулкана и сдвоенных построек Шивит-Тайга и Соруг-Чушка-Узю возрастом 115–112 тыс. лет – интервал значений параметра начальных ториевых отношений от 1.34 до 1.10, в породах вулкана Улуг-Арга возрастом ~50 тыс. лет – 1.19 и в голоценовых лавах долины р. Жом-Болок – 1.15.

Мы приходим к заключению, что высокие значения ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) были в целом характерны для магм временного диапазона 400–350 тыс. лет назад Саян и Хангая, а в лавах более поздних извержений обеих территорий значения этого параметра последовательно снижались. В ранней генерации вулканических пород Хангая ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) было выше,

чем в близких по возрасту породах Саян, а в поздних генерациях пород территорий наблюдаются обратные соотношения (рис. 4). Исключение составил только вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, во время которого лавы Восточно-Тувинского поля дали широкий интервал ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – от 1.10 до 1.34.

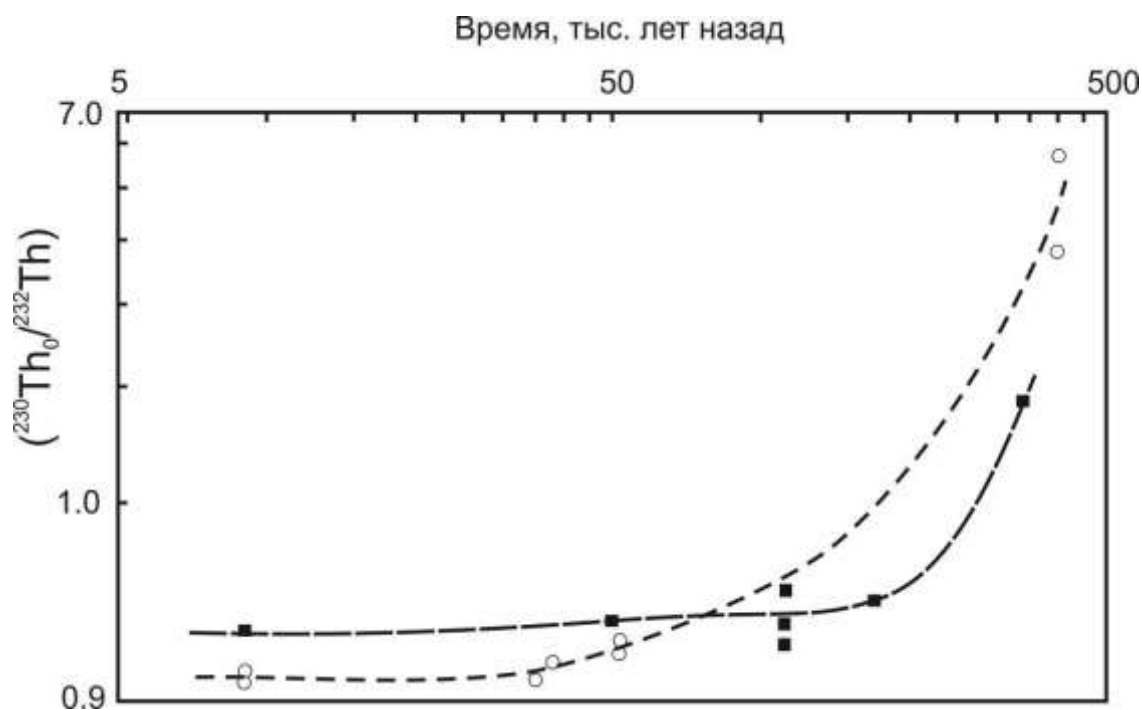


Рис. 4. Соотношения линий снижения начальных ториевых отношений в вулканических породах Саян (черные квадраты) и Хангая (белые кружки).

Fig. 4. Relationship of the lines of decrease of the initial thorium ratios in the volcanic rocks from Sayans (black squares) and Hangay (white circles).

Диаграмма ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – $10/\text{Th}$ (рис. 5) представляет собой тип диаграммы, обычно применяющийся для тестирования изотопных систем на предмет подтверждения изохронных серий точек и выявления смещения магматических выплавов из разных источников. Составы Саян и Хангая вписываются в треугольники, соединяющиеся между собой при значении $10/\text{Th}$ около 3.5. Породы Хангая относятся в целом к более обогащенным источникам, чем породы Саян. Обогащенный характер подчеркивается смещением ламп-притов Гауссберга и калиевых лав Удалианчи в

левую-нижнюю часть диаграммы. Вулканические породы позднего плейстоцена – голоцена Саян и Хангая в основаниях треугольников перекрывают интервал составов толеитовых и щелочных базальтов позднего плейстоцена – голоцена из литосферных и астеносферных источников запада США. На рис. 5 концентрации Th на датированных вулканах варьируются при ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) = const. Процессы фракционирования радиогенных изотопов Th обеспечивали в рассмотренных случаях изохронность серий точек.

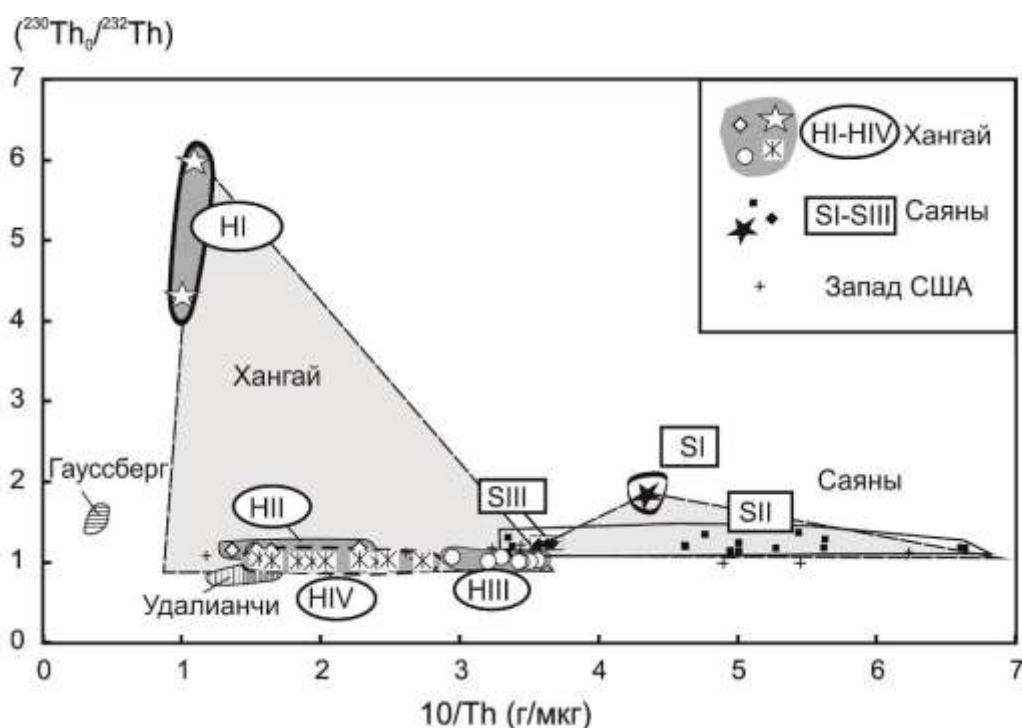


Рис. 5. Сопоставление лав Саян и Хангая с обогащенными и обедненными сериями континентальных магм. Вместе с данными по породам Саян и Хангая нанесены данные по лампроитам Гауссберга (возраст 56 тыс. лет), тефритам калиевой и переходной к калинатровой серий вулканов Лаохейшан и Хуошаошан (извержения 1720–1721 гг. на поле Удалианчи) и толеитовым и щелочным базальтам запада США (поздний плейстоцен и голоцен). Используются данные авторов и данные из работ (Asmerom, 1999; Asmerom, Edwards, 1995; Williams et al., 1992; Zou et al., 2003).

Fig. 5. Comparison of the Sayan and Hangay lavas with enriched and depleted signatures of continental magmas. Together with the data on the Sayan and Hangay rocks, the data on the Gaussberg lamproites (age 56 Ka), tephrites of the potassic and transitional to potassic-sodium series of the Laoheishan and Huoshaoshan volcanoes (eruptions of 1720–1721 in the Wudalianchi field) and tholeiitic and alkaline basalts of the western USA (Late Pleistocene and Holocene) are plotted. The authors' data and those from (Asmerom, 1999; Asmerom and Edwards, 1995; Williams et al., 1992; Zou et al., 2003) are used.

Заклучение

Для вулканических пород Саян и Хангая получены оценки возраста по неравновесной серии ^{238}U . Часть U–Th-датировок вулканических пород согласуется с K–Ar-датировками. Но имеются и расхождения в датах, требующие дополнительной аргументации возрастных интерпретаций.

В ретроспективе рассмотрена U–Th-изотопная систематика пород, кристаллизовавшихся: 1) в последние 50 тыс. лет, когда на обеих территориях имела место параллельная вулканическая деятельность, 2) в интервале 230–60 тыс. лет назад, когда вулканическая деятельность проявилась в Саянах и 3) около 400–350 тыс. лет назад, когда вулканическая деятельность на обеих территориях

была близкой по времени. В магматических расплавах временного диапазона 400–350 тыс. лет назад Саян и Хангая определены высокие значения начальных изотопных ториевых отношений (до 6.0), а в лавах более поздних извержений обеих территорий – последовательное снижение значений этого параметра. Исключение составил только вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, во время которого лавы Восточно-Тувинского поля дали широкий интервал ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$) – от 1.10 до 1.34.

Изучение U–Th-систематики вулканических пород последних 50 тыс. лет выявило разделение хангайских лав на группы с контрастными значениями ($^{230}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$). Расхождения начальных ториевых отношений групп не превышали 0.06. Для лав вулканов

Верхне-Орхонской впадины получены две субпараллельные изохроны с возрастом 38–35 тыс. лет. Исследование U–Th-изотопной системы пород более древних вулканов показало распределение фигуративных точек части образцов вдоль изохронных линий с наклонами, соответствующими K–Ar-датировкам. Вариации ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) со смещением фигуративных точек пород от изохронных линий могут свидетельствовать об изотопной гетерогенности магматических источников и/или полихронности вулканических построек.

Выявлены близкие по времени извержения порядка 120–112 тыс. лет назад на вулканических постройках Восточно-Тувинского поля: Кок-Хемской, Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узю. На Кок-Хемском вулкане определена более ранняя фаза извержений около 170–150 тыс. лет назад. Извержения на вулканах Восточно-Тувинского поля начались до 500 тыс. лет назад, что нашло отражение в изотопном составе U и Th, близком к циклическому равновесию. Возможно, извержения полихронных вулканов продолжались и после эпизода 120–112 тыс. лет назад, о чем свидетельствует K–Ar-датировка 60 тыс. лет. Имеющиеся данные по U–Th-изотопной систематике пород эту фазу извержений не подтверждают. Между точками изученных образцов пород вулканов Плоский и Приозёрный изохронные соотношения в U–Th-изотопной системе отсутствуют.

Благодарности

Работа выполняется по проекту ИЗК СО РАН FWEF-2026-0010.

Литература

Высоцкий С.В., Будницкий С.Ю., Рассказов С.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Карабцов А.А. О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах in situ: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам, Монголия // Доклады Академии наук, 2011, т. 440 (5), с. 674–677.

Гольдберг Е.Л., Грачев М.А., Эджингтон Д.Н., Новье Ж., Андре Л., Чебыкин Е.П., Шулпяков И.О. Прямая U–Th датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал // Доклады Академии наук, 2001, т. 380 (6), с. 805–808.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965, 165 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.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиализма. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979, 200 с.

Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Первов В.А. Новые данные о K–Ar возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук, 1988, т. 303 (2), с. 454–457.

Кривоносова Е.В., Ярмолюк В.В., Монгуш А.А. Геолого-геоморфологические особенности и история формирования позднекайнозойского вулканического ареала Тариатской впадины (Монголия) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии: геоэкология природной среды и общества (вып. 8). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2005, с. 92–99.

Куликов О.А., Мацера А.В. Плейстоценовые базальты Восточного Саяна // Вестник МГУ. Сер. геогр., 1987, №4, с. 70–75.

Курганьков П.П. Эволюция позднекайнозойского вулканизма Тувы. Красноярск: КНИИ-ГимС, 2002, 148 с.

Мацера А.В., Рассказов С.В. Палеогеоморфологические условия развития вулканизма в Хамсара-Бий-Хемском междуречье (Восточный Саян) // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1990, №8, 23–30.

Рассказов С.В., Масловская М.Н., Батырмурзаев А.С., Мацера А.В., Зеленков П.Я., Авдеев В.А., Омарова М.Р., Гаргацев И.О., Магомедов Ш.А. Состав, стронциевая изотопия и калий–аргоновое датирование новейших базальтов Тувы // Геология и геофизика 1989, №2, с. 77–85.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ag и K–Ag датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (6), с. 3–15.

Рассказов С. В., Логачев Н.А., Комаров Ю.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000а, 288 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В., Демонтерова Е.И.,

Смагунова М.А. Импульсная миграция четвертичного вулканизма Восточно-Тувинского поля // Доклады РАН, 2000б, т. 373 (5), с. 655–659.

Рассказов С.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. Эволюция позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007, 161 с.

Рассказов С.В., Брандт С.С., Чувашова И.С. Фракционирование изотопов аргона в объемно-вспененных позднекайнозойских низкокалийевых андезибазальтах и современных высококалийевых трахитах // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012а, с. 296–298.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и каликатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012б, 310 с.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Воднева Е.Н., Степанова О.Н. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контроль плавления мантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле, 2014, т. 8 (2), с. 91–101.

Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИ-КОПР СО РАН, 2003, 92 с.

Чебыкин Е.П., Эджингтон Д.Н., Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Куликова Н.С., Железнякова Т.О., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Левина О.В., Зиборова Г.А., Грачев М.А. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (5), с. 539–556.

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

Ярмолук В.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Прудников С.Г., Сугоракова А.М., Коваленко В.И. Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К–Аг датирования // Доклады Академии наук, 1999, т. 368 (2), с. 244–249.

Ярмолук В. В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001, №3, с. 3–32.

Ярмолук В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Лебедев В.А. Позднекайнозойский вулканизм Хангая (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии // Доклады Академии наук, 2008, т. 422 (2), с. 223–228.

Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // Earth Planet. Sci. Letters, 1999, №166, p. 163–175.

Asmerom Y., Edwards R.L. U-series isotope evidence for origin of continental basalts // Earth Planet. Sci. Letters, 1995, №134, p. 1–7.

Beattie P. Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // Nature. 1993. Vol. 363, No. 6424. P. 63–65.

Dalrymple G.B. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ analyses of historic lava flows // Earth Planet. Sci. Letters, 1969, № 6, p. 47–55.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge: University Press, 2005, 492 p.

Enkhtuvshin H. A Petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau. Master thesis. Shimane University, 1995, 119 p.

Foley S.F., Petibon C.M., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. High U/Th partitioning by clinopyroxene from alkali silicate and carbonatite metasomatism: an origin for Th/U disequilibrium in mantle melts? // Terra Nova, 2001, №13, p. 104–109.

Matsumoto A., Kobayashi T. (1995) K–Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": application to the Younger Ontake Volcano, central Japan // Chem. Geol., 1995, №125, p. 123–135.

Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidentale analysee a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These presentee a l'Universite Louis Pasteur pour obtenir le grade de docteur, Strasbourg, 1996, 172 p.

Williams R.W., Collerson K.D., Gill J.B., Deniel C. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gaussberg lamproites // Earth Planet. Sci. Letters, 1992, №111 (2–4), p. 257–268.

Zou H., Reid M.R., Liu Y., Yao Y., Xu X., Fan Q. Constraints on the origin of historic potassic basalts

from northeast China by U–Th disequilibrium data // *Chemical Geology*, 2003, №200, p. 189–201.

References

- Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1999. No. 166. P. 163–175.
- Asmerom Y., Edwards R.L. U-series isotope evidence for origin of continental basalts // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1995. No. 134. P.1–7.
- Beattie P. Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // *Nature*. 1993. Vol. 363, No. 6424. P. 63–65.
- Chebykin E.P., Edgington D.N., Goldberg E.L., Fedorin M.A., Kulikova N.S., Zheleznyakova T.O., Vorobyova S.S., Khlystov O.M., Levina O.V., Ziborova G.A., Grachev M.A. Isotopes of the radioactive decay series of uranium 238 - signals of paleoclimates of the Upper Pleistocene and geochronometers in sediments of Lake Baikal // *Geology and Geophysics*. 2004, Vol. 45, No. 5. P. 539–556.
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N. 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.
- Dalrymple G.B. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ analyses of historic lava flows // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1969. No. 6. P. 47–55.
- Devyatkin, E.V., “Geochronology of Cenozoic basalts of Mongolia and their relationship with recent structures.” *Stratigraphy. Geological Correlation*. 2004. Vol. 12, No. 2. P. 102–114.
- Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge: University Press, 2005, 492 p.
- Enkhtuvshin H. A Petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau. Master thesis. Shimane University, 1995, 119 p.
- Foley S.F., Petibon C.M., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. High U/Th partitioning by clinopyroxene from alkali silicate and carbonatite metasomatism: an origin for Th/U disequilibrium in mantle melts? // *Terra Nova*. 2001. No. 13. P. 104–109.
- Goldberg E.L., Grachev M.A., Edgington D.N., Novier J., Andre L., Chebykin E.P., Shulpyakov I.O. Direct U–Th Dating of the Last Two Interglacials in Lake Baikal Sediments // *Reports of the Academy of Sciences*, 2001, Vol. 380 (6), pp. 805–808. Grosval'd, M.G., “Development of the Sayan-Tuva Upland Relief.” Moscow: Nauka, 1965. 165 p.
- Kiselev, A.I., Medvedev, M.E., Golovko, G.A., “Volcanism of the Baikal Rift Zone and Problems of Deep Magma Formation.” Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch, 1979, 200 p.
- Kononova, V.A., Ivanenko, V.V., Karpenko, M.I., Pervov, V.A. New data on the K–Ar age of Cenozoic continental basalts of the Baikal rift system // *Reports of the Academy of Sciences*, 1988, Vol. 303, No. 2. P. 454–457.
- Krivososova E.V., Yarmolyuk V.V., Mongush A.A. Geological and geomorphological features and history of the formation of the Late Cenozoic volcanic area of the Tariat Depression (Mongolia) // *The state and development of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia: geoecology of the environment and society* (issue 8). Kyzyl: TuvI-KOPR SB RAS, 2005. P. 92–99.
- Kulikov O.A., Matsera A.V. Pleistocene basalts of the Eastern Sayan // *Bulletin of Moscow State University. Geogr. Series*. 1987. No. 4. P. 70–75.
- Kurgankov, P.P. Evolution of Late Cenozoic Volcanism in Tuva. Krasnoyarsk: KNIIGiMS, 2002, 148 p.
- Matsera A.V., Rasskazov S.V. Paleogeomorphological conditions of volcanic development in the Khamsara-Biy-Khem watershed (Eastern Sayan) // *Izvestiya VUZ. Geology and Exploration*. 1990. No. 8. P. 23–30.
- Matsumoto A., Kobayashi T. K–Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 125, P. 123–135.
- Rasskazov, S.V., Maslovskaya, M.N., Batyrmurzaev, A.S., Matsera, A.V., Zelenkov, P.Ya., Avdeev, V.A., Omarova, M.R., Gargatsev, I.O., Magomedov, Sh.A. Composition, strontium isotope composition, and potassium–argon dating of the newest basalts of Tuva // *Geology and Geophysics*. 1989. No. 2. P. 77–85.
- Rasskazov S.V., Kunk M.J., Luhr J.F., Bowring S.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Eruption episodes and compositional variations in Quaternary lavas of the Baikal rift system (Ar–Ar and K–Ar dating of volcanism in the Dzhida basin) // *Geology and Geophysics*. 1996. Vol. 37, No. 6. P. 3–15.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Komarov Yu.V. Geochronology and geodynamics of the Late Cenozoic (Southern Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000a, 288 p.
- Rasskazov S.V., Logachev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Demonterova E.I., Sma-gunova M.A. Pulse migration of Quaternary

volcanism of the East Tuva field // Doklady RAS. 2000b. Vol. 373, No. 5. P. 655–659.

Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B. Evolution of late Cenozoic magmatism at the boundary of the Tuva-Mongolian massif (Eastern Tuva). Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2007. 161 p.

Rasskazov S.V., Brandt S.S., Chuvashova I.S. Argon Isotope Fractionation in Volumetrically Foamed Late Cenozoic Low-K Basaltic Andesites and Modern High-K Trachytes // Geochronometric Isotope Systems, Methods of Their Study, Chronology of Geological Processes. Moscow: IGEM RAS, 2012a. P. 296–298.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassium and Potassium-Sodium Volcanic Series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2012b. 310 p.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Vodneva E.N., Stepanova O.N. Assessment of modern mantle activity in Central Asia in retrospect of Quaternary igneous events: control of mantle melting by accumulation and melting of glaciers // Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series, 2014, Vol. 8, No 2. P. 91–101.

Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidentale analysee a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These présentée à l'Université Louis Pasteur pour obtenir le grade de docteur, Strasbourg, 1996. 172 p.

Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. Cenozoic volcanism of Tuva. Kyzyl: TuvIKOPR SB RAS, 2003. 92 p.

Vysotsky S.V., Budnitsky S.Yu., Rasskazov S.V., Ignatyev A.V., Velivetskaya T.A., Karabtsov A.A. On the Preservation of Radiogenic Argon in Mantle Micas in Situ: Dating of Deep Inclusions from the Shavaryn-Tsaram Paleovolcano, Mongolia // Reports of the Academy of Sciences. 2011. Vol. 440, No. 5. P. 674–677.

Williams R.W., Collerson K.D., Gill J.B., Deniel C. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gaussberg lamproites // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. Vol. 111, No. 2–4. P. 257–268.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.A., Arakelyants M.M., Lebedev V.A., Prudnikov S.G., Sugorakova A.M., Kovalenko V.I. Recent volcanism of Eastern Tuva: chronology of volcanic events based on K–Ar dating // Reports of the Academy of Sciences, 1999, Vol. 368 (2), pp. 244–249.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., Bragin V.Yu., Litasov Yu. D., Prudnikov S. T., Arakelyants M. M., Lebedev V.A., Ivanov V.G., Kozlovsky A.M. East Tuva area of recent volcanism in Central Asia: stages, products and nature of volcanic activity // Volcanology and Seismology. 2001. No. 3. P. 3–32.

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A. Late Cenozoic volcanism of Hangay (Central Mongolia) and problems of recent mountain building in Central Asia // Doklady of RAS. 2008. Vol. 422, No 2. P. 223–228.

Zou H., Reid M.R., Liu Y., Yao Y., Xu X., Fan Q. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data // Chemical Geology. 2003. Vol. 200. P. 189–201.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий специалист,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: cheb@lin.irk.ru

Chebykin Eugenyi Pavlovich,

Candidate of Chemistry,
664003 Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Leading specialist,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: cheb@lin.irk.ru

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilevich,

Doctor of Geology and Mineralogy, Professor,
664033, Irkutsk, Lermontov, 128,
Institute of Earth's crust of SB RAS,
Head of the Laboratory for isotopic and geochronological studies,
664025, Irkutsk, Lenina st., 3,
Irkutsk State University, Geological Faculty,
Head of the Dynamic Geology Chair,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
доцент,
тел.: +79149052401,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna,

Candidate of Geology and Mineralogy,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Senior Researcher,
664025, Irkutsk, Lenina st., 3,
Irkutsk State University, Geological Faculty,
assistant professor,

tel.: +79149052401,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Парфенов Даниил Игоревич,

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший лаборант,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
студент 3-го курса.

Parfenov Daniil Igorevich,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Lab Assistant,
664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Geological Faculty,
student of the 3-d course.

Среднеэоценовый-раннемиоценовый вулканизм на Ткаправаямской площади в Кинкильском вулканическом поясе Северо-Западной Камчатки: Геохимические характеристики источников вулканических пород

Н.Ф. Крикун¹, С.В. Рассказов^{2,3}, Т.А. Ясныгина²

¹Камчатгеология, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

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

³Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. По результатам К–Аг датирования на Ткаправаямской площади Кинкильского вулканического пояса северо-запада п-ова Камчатка определен возраст пород в интервале 50–20 млн лет с подразделением на интервалы 50–31 и 26–20 млн лет. Обнаружены также более молодые породы возрастного интервала 12.8–6.7 млн лет. Среди вулканических пород преобладают андезиты и андезибазальты при подчиненной роли андезибазальтов, дацитов и риолитов. В породах позднеолигоценового-раннемиоценового возрастного интервала выявлена антидромная последовательность вулканических извержений от дацитов и андезитов до андезибазальтов. Подобная антидромная последовательность была обозначена прежде в нижней (шаманской) среднеэоценовой части разреза Кинкильского вулканического комплекса. Весь спектр пород характеризуется надсубдукционными геохимическими характеристиками – низким содержанием TiO_2 , Nb–Ta обеднением, смещением составов от направления океанических базальтов в область источников континентальной окраины на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb. Два возрастных интервала пород в Кинкильском вулканическом поясе могут обозначать его полную надсубдукционную активность либо основную активность в среднем эоцене – раннем олигоцене с локализацией анидромной последовательности в позднем олигоцене – раннем миоцене.

Ключевые слова: Камчатка, андезибазальт, андезит, риолит, надсубдукционный источник, эоцен, олигоцен, миоцен, К–Аг датирование, микроэлементы

Middle Eocene-Early Miocene Volcanism in the Tkapravayam Area of the Kinkil Volcanic Belt, Northwestern Kamchatka: Suprasubduction Geochemical Signatures of Volcanic Rock Sources

N.F. Krikun¹, S.V. Rasskazov^{2,3}, T.A. Yasnygina²

¹Kamchatgeologiya, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

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

³Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Статья получена: 07.07.2026; исправлена: 15.07.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Крикун Н.Ф., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Среднеэоценовый-раннемиоценовый вулканизм на Ткаправаямской площади в Кинкильском вулканическом поясе Северо-Западной Камчатки: Геохимические характеристики источников вулканических пород // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 137–154. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.137. EDN: BSHJEU

Article received: 07.07.2026; corrected: 15.07.2026; accepted: 17.07.2026.

FOR CITATION: Krikun N.F., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Middle Eocene-Early Miocene volcanism in the Tkapravayam area of the Kinkil volcanic belt, Northwestern Kamchatka: Suprasubduction geochemical signatures of volcanic rock sources // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 137–154. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.137. EDN: BSHJEU

Abstract. From K–Ar dating at the Tkapravayam area of the Kinkil Volcanic Belt in Northwestern Kamchatka, the age has been determined to be between 50 and 20 Ma, subdivided into intervals of 50–31 and 26–20 Ma. Younger rocks ranging in age from 12.8 to 6.7 Ma have also been detected. The rocks are dominated by andesites and basaltic andesites, with subordinate basaltic andesites, dacites, and rhyolites. An antidromic sequence of volcanic eruptions, ranging from dacites and andesites to basaltic andesites, has been identified in rocks of the late Oligocene to early Miocene age range. A similar antidromic sequence was previously defined in the lower (Shaman) Middle Eocene part of the Kinkil volcanic complex. The entire rock spectrum is characterized by suprasubduction geochemical signatures – low TiO_2 content, Nb–Ta depletion, and a shift of rock compositions from the oceanic basalt direction toward the continental margin source area in the Th/Yb – Ta/Yb diagram. Two age intervals of the Kinkil Volcanic Belt may indicate its whole suprasubduction activity or its main activity in the Middle Eocene – Early Oligocene with localization of the antidromic sequence in the Late Oligocene – Early Miocene.

Keywords: Kamchatka, basaltic andesite, andesite, rhyolite, suprasubduction source, Eocene, Oligocene, Miocene, K–Ar ages, trace elements

Введение

На Государственной геологической карте м-ба 1–200 000 листов Р-57-XXXXVI, Р-58-XXXI (Ткаправаямская площадь) вулканические породы территории относились к двум свитам олигоцена: ливланской (Pg_{3lv}) – оливиновые базальты, туфы и нижележащей кинкильской (Pg_{3kn}) – базальты, андезиты, дациты, туфы. Отмечались также более молодые породы в составе эрмановской свиты плиоцена (N_{2er}) (Погожев, Голяков, 1966). Позже, по палеонтологическим находкам и радиоизотопным датировкам был принят средне-верхнеэоценовый возраст кинкильской свиты Кинкильского вулканического пояса северо-запада Камчатки (Гладенков и др., 2005; Шанцер, 2007; Соловьев, 2011; Федоров и др., 2019а,б). В геохимическом отношении вулканические породы Кинкильского пояса существенно различались не только с более молодыми надсубдукционными вулканическими породами континентальной окраины Восточной Камчатки, но и с вулканическими породами средней части Западной Камчатки (Федоров и др., 2011). Пространственно-временное распространение вулканических пород и условия генерации магм

этой территории исследовались вдоль берега Охотского моря, а во внутренней части п-ова не были охарактеризованы.

В 2012–2016 гг. на Ткаправаямской площади (рис. 1) проводилась геологическая съемка ГДП-200 геологической партией АО «Камчатгеология». В ходе работ вулканические породы на большей части территории были отнесены к Кинкильской свите (вулканическому комплексу, ВК). К–Аг датирование пород показало диапазон возрастов Кинкильского вулканического пояса во внутренней части п-ова, выходящий за рамки олигоцена, принятого в легенде Государственной геологической карты (Погожев, Голяков, 1966), и среднего-верхнего эоцена, принятого в работах (Гладенков и др., 2005; Шанцер, 2007; Соловьев, 2011; Федоров и др., 2019а,б).

Цель настоящей статьи – обосновать возраст вулканических пород, распространенных в Кинкильском вулканическом поясе на Ткаправаямской площади, по результатам К–Аг датирования 2016 г., и подчеркнуть значение микроэлементных характеристик источников вулканизма территории, полученных при геохимических исследованиях датированных образцов.

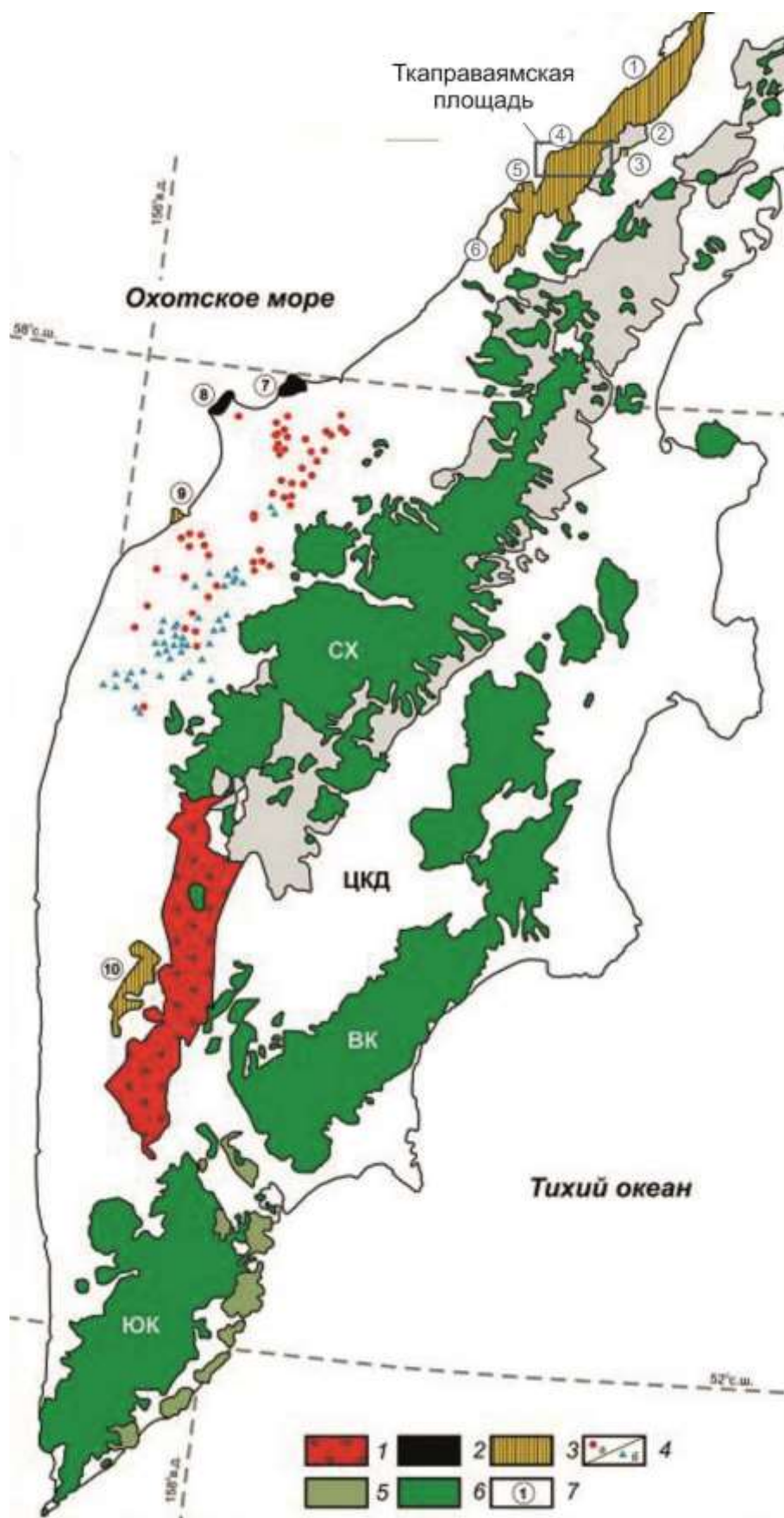


Рис. 1. Пространственное положение Ткаправаямской площади на схеме кайнозойских магматических комплексов п-ова Камчатка (Федоров и др., 2019а,б): 1 — гранитно-метаморфические

комплексы Центральной Камчатки; 2–6 — магматические комплексы континентальной окраины Камчатки: 2 — палеоценовые, 3 — среднеэоценовые, 4 — среднеэоценовые-раннеолигоценовые (а) и позднепалеогеновые-раннемиоценовые (б) (магматические тела вне масштаба), 5 — миоценовые, 6 — плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 7 — районы исследования раннекайнозойских комплексов. 1 — бухта Подкагерная, 2 — истоки р. Шаманка, 3 — Шаманкинский интрузив, 4 — мыс Ребро, 5 — мыс Тэви, 6 — устье р. Анадырка – Кинкильский мыс, 7 — мыс Омгон, 8 — Утхолокский п-ов, 9 — мыс Хайрюзова, 10 — гора Черная. Авторами этой схематической карты на севере Западной Камчатки показана зона вулканизма среднего эоцена Кинкильского ВК, тогда как, по результатам выполненного здесь К–Аг датирования вулканических пород Ткаправаямской площади получены возрастные интервалы 50–31 млн лет (эоцен – ранний олигоцен) и 26–20 млн лет (конец олигоцена – начало миоцена), сопоставимые с возрастными интервалами вулканических пород, датированных южнее 58° с.ш.

Fig. 1. Spatial position of the Tkapravayamskaya area on the sketch map of Cenozoic igneous complexes of the Kamchatka Peninsula (Fedorov et al., 2019a,б): 1 – granite metamorphic complexes of Central Kamchatka; 2–6 – magmatic complexes of the Kamchatka continental margin: 2 – Paleocene, 3 – Middle Eocene, 4 – Middle Eocene-Early Oligocene (a) and Late Paleogene-Early Miocene (igneous bodies out of scale), 5 – Miocene, 6 – Pliocene-Quaternary volcanic belts of South Kamchatka (ЮК), of Eastern Kamchatka (ВК) and Sredinnyi Range of Kamchatka (СХ); 7 – studied areas: 1 – Podkagernaya Bay, 2 – upper reaches of the Shamanka River, 3 – Shamanka intrusion, 4 – Cape Rebro, 5 – Cape Tevi, 6 – the mouth of the Anadyrka. The authors of this sketch map showed the zone of middle Eocene volcanism of the Kinkil volcanic complex (VC) in the north of Western Kamchatka, while, according to the results of K–Ar dating of volcanic rocks of the Tkapravayam area, presented in this paper, age intervals of 50–31 Ma (Eocene – Early Oligocene) and 26–20 Ma (Late Oligocene – Early Miocene) were obtained, comparable with the age intervals of volcanic rocks dated south of 58° N.

Результаты работ, выполненных до и после картирования Ткаправаямской площади

Кинкильский ВК, протягивающийся вдоль западного побережья Камчатки от устья реки Палана на юго-западе до Рекинникской губы на северо-востоке, представленный в стратиграфическом отношении кинкильской свитой, сложен базальтами, андезитами, андезитами, дацитами и риолитами и связанными с ними пирокластическими отложениями общей мощностью около 1.5 км. В составе кинкильской свиты (вулканического комплекса) различались две подсвиты: нижняя – шаманкинская и верхняя – божедомовская. В нижней подсвите была установлена антидромная последовательность от риолитов до базальтов (Гладенков и др., 2005; Шанцер, 2007).

Кинкильская свита с размывом и угловым несогласием перекрывает выходы терригенных пород верхнего мела, палеоцена и нижнего эоцена. Породы свиты содержат окаменелую древесину и листовую флору плохой сохранности. Шаманский гранодиоритовый

массив, внедрявшийся одновременно с извержениями риолитов кинкильской свиты, прорывает терригенную лесновскую серию верхнего мела – среднего эоцена. В конгломератах, содержащих гальку и валуны гранодиоритов и связанных с ними пород, определены флористические остатки среднего эоцена (Шанцер и др., 1985). Для пород кислого состава получен U/Pb возраст цирконов: для гранодиоритов Шаманского массива – 45.3 ± 1.0 млн лет, для туфов основания кинкильской свиты – возраст 45.5 ± 2.9 млн лет (Шапиро и др., 2001; Соловьев и др., 2002). На восточном побережье залива Шелехова Охотского моря, вблизи устья р. Анадырка (точка 6 на рис. 1), стратиграфически ниже пород Кинкильского ВК находятся игнимбриты верхней части анадырской свиты, охарактеризованных К–Аг датировкой 53 ± 1.4 млн лет. К–Аг датировки пород, которые относились к породам этого комплекса, составили интервал 46–37 млн лет (Багдасарьян и др., 1991) (эти данные требуют внесения поправки, поскольку К–Аг датировки ереванской лаборатории систематически

удревнялись, относительно К–Аг и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок других лабораторий). Дополнительное К–Аг датирование показало возрастной интервал 51–37 млн лет (Федоров и др., 2011). По имеющимся К–Аг датировкам возраст кинкильской свиты оценивался не только средним, но и верхним эоценом. Килинский ВК включался в состав эоцен-олигоценного Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса континентальной окраины.

В более поздних работах (Федоров и др., 2019а,б), в соответствии с результатами палеонтологического и радиоизотопного датирования, кинкильская свита относилась к среднему-верхнему эоцену и различалась с породами вулканического пояса Западной Камчатки, протягивающимся в средней части п-ова, южнее 58° с.ш. Породы возрастного интервала 46–31 млн лет (конец среднего эоцена – нижний олигоцен) характеризовали развитие в этой части Западной Камчатки внутриплитного К–На щелочно-базальтового магматизма с геохимическими характеристиками, сходными с E-MORB, а породы возрастного интервала 35–17 млн лет (поздний эоцен – ранний миоцен) – развитие ультракалиевого щелочно-базальтового магматизма (Волынец и др., 1985, 1987; Амирханов и др., 1987; Перепелов, 2014).

Методика аналитических исследований

При К–Аг датировании вулканических и субвулканических пород Ткаправаямской площади измерения радиогенного аргона выполнялись в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201, модифицированном для

одновременного измерения масс ^{40}Ar и ^{36}Ar . Концентрация калия определялась как среднее по трем навескам методом пламенной фотометрии. Для расчета возраста использовались константы: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ ат. \% K}$. Методика датирования приведена в работе (Расказов и др., 2000).

Содержания петрогенных оксидов измерялись классическим химическим методом (Сизых, 1985), а содержания микроэлементов – методом ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500ce. Химическая пробоподготовка проводилась кислотным разложением под воздействием микроволнового излучения по методике (Ясныгина и др., 2003). Вода и кислоты дважды очищались с помощью систем очистки Savillex DST-1000. Для калибровки результатов измерений использовались многоэлементные стандартные растворы. В качестве внутренних стандартов вводился In и Bi. Для контроля точности анализа использовались международные сертифицированные стандартные образцы BHVO-2, AGV-2, JA-2, DNC-1a.

Результаты

К–Аг датировки

Породы Кинкильского вулканического пояса на Ткаправаямской площади охарактеризованы группами К–Аг датировок в интервалах 50–31 млн лет (эоцен – ранний олигоцен) и 26–20 млн лет (конец олигоцена – начало миоцена). Точки отбора образцов для датирования и геохимических исследований показаны на рис. 2.

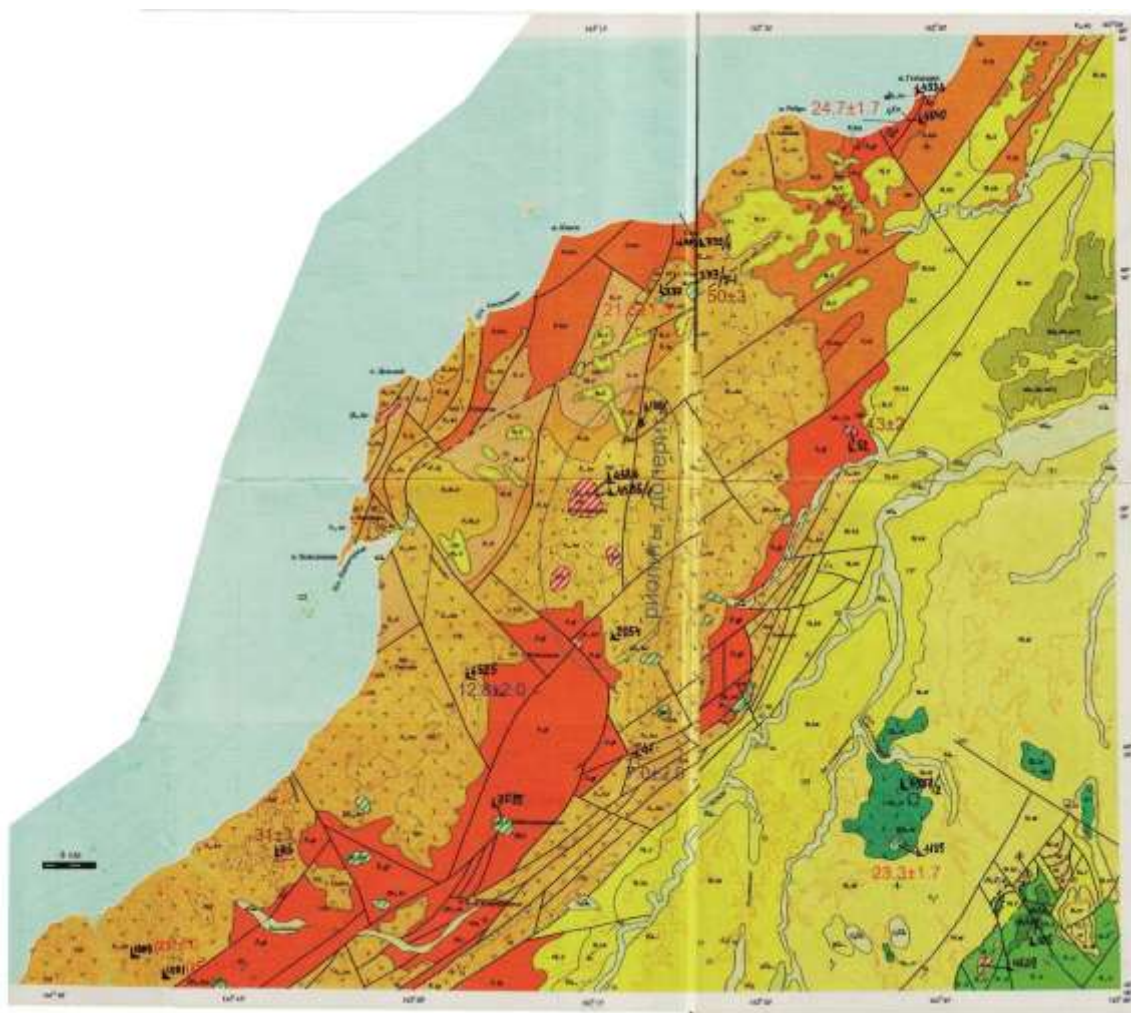


Рис. 2. Схема привязки датированных вулканических и субвулканических пород к предварительному макету геологической карты Ткаправаямской площади, составленному Н.Ф. Крикуном в масштабе 1 : 200 000 в 2015 г. К–Аг датировки вулканических и субвулканических пород (млн лет) показаны по группам, выделенным разным цветом. Группа риолитов и долерита с относительно древними датировками выделена овалом в центральной части площади. В Западно-Камчатской зоне находятся породы Ичинско-Пусторецкой подзоны: Q_{E-1sr} – срединный комплекс базальтовый; βQ_{E-1sr} – субвулканические образования. Экструзии базальтов; N_{1er} – эрмановская свита. Песчаники, аргиллиты, бурые угли, лигниты, туфы андезитов и базальтов, конгломераты; N_{1et} – этолонская свита. Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, прослои (0.1–0.2 м) бурых углей и лигнитов; N_{1kk} – какерская свита. Алевроитовые туффы, песчаники с плавающей галькой и валунами эффузивных пород и габброидов; N_{1il} – ильинская свита. Конгломераты, песчаники, алевроитовые туффы. В составе Кинкильско-Подкагерненской подзоны выделяется кинкильский комплекс андезит-базальтовый: $P_{2-3} kn$ (с учетом новых К–Аг датировок – $P_{2-3}-N_1 kn$) – покровные образования. Базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, агглютинаты, туффы, слои и линзы каменных и бурых углей, углистых алевроитовых туффов, редкие карбонатные и известково-песчаные конкреции, окаменевшая древесина; субвулканические образования: $\beta P_{2-3} kn$ – штоки базальтов, $aP_{2-3} kn$ – штоки андезитов, $\zeta P_{2-3} kn$ – штоки дацитов. Более древние породы мезозоя и раннего кайнозоя представлены образованиями Приохотской зоны (Омгонская и Ирунейская подзоны)

Fig. 2. Scheme of location of dated volcanic and subvolcanic rocks in the preliminary layout of the geological map in the Tkapravayam area, compiled by N.F. Krikun at a scale of 1:200,000 in 2015. K–Ar dates of volcanic and subvolcanic rocks (Ma) are shown in groups highlighted in different colors. A group of rhyolites and dolerite with relatively old dates is highlighted by an oval in the central part of the area. The West Kamchatka zone contains rocks of the Ichinsko-Pustoretskaya subzone: Q_{E-1sr} – Sredinnyi basaltic complex; βQ_{E-1sr} – subvolcanic formations. Basalt extrusions; N_{1er} – Ermanovka suite. Sandstones, mudstones, brown coals, lignites, andesite and basalt tuffs, conglomerates; N_{1et} –

Etolonsky suite. Sandstones, conglomerates, siltstones, mudstones, interlayers (0.1–0.2 m) of brown coals and lignites; N_{1kk} – Kakersky suite. Siltstones, sandstones with floating pebbles and boulders of effusive rocks and gabbroids; N_{1il} – Ilyinka suite. Conglomerates, sandstones, siltstones. The Kinkil-Pidkagernensky subzone includes the Kinkil andesite-basalt complex; $P_{2-3} kn$ (taking into account the new K–Ar ages – $P_{2-3}-N_1 kn$) – cover formations. Basalts, basaltic andesites, andesites, dacites, their tuffs, agglutinates, tuffites, layers and lenses of hard and brown coals, carbonaceous silt tuffites, rare carbonate and calcareous-sandy concretions, petrified wood; subvolcanic formations: $\beta P_{2-3} kn$ – basalt stocks, $\alpha P_{2-3} kn$ – andesite stocks, $\zeta P_{2-3} kn$ – dacite stocks. Older rocks of the Mesozoic and Early Cenozoic are represented by formations of the Priokhotskaya zone (Omgonsky and Iruneisky subzones)

Эоцен-олигоценевая группа представлена тремя образцами: Mg-андезитом (обр. 333/7-1), андезитом (обр. 52) и андезибазальтом (обр. 1139). Первый показал датировку 50 млн лет, второй – 43 млн лет, третий – 31.5 млн лет. В олигоцен-раннемиоценовую группу входят 6 датированных образцов. Интервалом 26–25 млн лет датированы андезит и Mg-андезит (обр. 1001, 4540), интервалом 23–21 млн лет – Mg-андезит и андезибазальт (обр. 1009, 1139, 337), датировкой около 20 млн лет – андезибазальт с пониженным содержанием SiO_2 и повышенным содержанием MgO (обр. 2035).

К Кинкильскому ВК отнесены породы, для которых получены более древние датировки. Датировки в интервале от 95 до 207 млн лет показали риолиты, опробованные в центральной части площади работ (обр. 2054, 4586 и 4586/1), датировку 121 млн лет – долерит субвулканической фации (обр. 135/1). Либо риолиты и долерит принадлежат фундаменту комплекса, либо датировки были завышены вследствие вторичных изменений или присутствия в вулканическом стекле захваченного ^{40}Ar .

Среди пород Кинкильского вулканического пояса были встречены также породы, для которых получены сравнительно молодые датировки. Карбонатизированный

андезибазальт (обр. 41) показал датировку 7 ± 2 млн лет (для подтверждения результата измерения радиогенного аргона выполнены дважды). Эта порода содержит 4.4 мас.% CO_2 при концентрации $CaO = 5.62$ мас.%. Для базальта (обр. 6525) получена датировка 12.8 ± 2.0 млн лет, для андезита (обр. 335/1) – датировка 6.7 ± 1.0 млн лет. Мог проявиться эффект омоложения, отражающий наложенные процессы, которые сопровождалась потерями ^{40}Ar . Вполне вероятно, что вулканические породы, датированные в интервале 12.8–6.7 млн лет действительно имеют средне-позднемиоценовый геологический возраст и относятся к вулканическому поясу Срединного хребта Камчатки, отклоняющемуся на его северном окончании к западу. С учетом этих датировок, молодой вулканизм охватывает весь Камчатский перешеек (см. рис. 1).

Для меловых пород – габбро Атвенаямского комплекса (обр. 105) и сиенитов Ирунейского комплекса (обр. 4569) – получены завышенные датировки 209 и 350 млн лет.

Измерения радиогенного аргона в базальте Срединенского комплекса (обр. 6558/2) показали его крайне низкую концентрацию, свидетельствующую о молодом (позднеплейстоценовом или голоценовом) возрасте.

Т а б л и ц а 1

Результаты К–Аг датирования вулканических и субвулканических пород Ткаправаямской площади

Table 1

K–Ar Results of Dating of Volcanic and Subvolcanic Rocks of the Tkpravayamskaya Area

N п/п	Образец	Порода	K, мас. %	Возд. Ar, %	$^{40}Ar_p \times 10^{-5}$, нмм ³ /г	Возраст, млн лет
КИНКИЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС						
1	333/7-1	Mg-андезит	0.66	89.5	132	50 ± 3
	52	Андезит	1.20	83.4	205	43 ± 2
	26	Андезибазальт	1.32	91.4	163	31 ± 3
	1001/1	Mg-андезит	1.49	93.5	150	25.6 ± 3.0
5	4540	Андезит	1.18	93.0	114	24.7 ± 1.7

6	1139	Андезибазальт	0.87	96.4	80.3	23.3±1.7
3	1009	Mg-андезибазальт	1.34	80.2	120	23.0±1.3
4	337	Андезибазальт	0.85	92.8	71.1	21.5±1.3
5	2035	Mg-андезибазальт (диорит-порфирит)	0.45	90.9	35.5	20.3±2.0
ОМОЛОЖЕНИЕ ИЛИ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС СРЕДИННОГО ХРЕБТА?						
6	6525	Базальт	0.76	85.0	38	12.8±2.0
7	41	Mg-андезибазальт. карбонатизированный	1.00	83.7	27*	7.0±2.0
8	335/1		1.32	93.5	34.6	6.7±1.0
УДРЕВНЕНИЕ?						
9	2054	Риолит	1.53	75.3	1310	207±5
10	4586	Риолит	1.98	70.2	1140	143±6
11	4586/1	Риолит	1.99	73.0	753	95±4
12	135/1	Mg-андезит	1.20	77.0	583	121±5
ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС СРЕДИННОГО ХРЕБТА						
13	6558/2	Базальт		100	НПО	Четвертич- ный
УДРЕВНЕНИЕ ДАТИРОВОК МЕЛОВЫХ ПОРОД?						
14	105	Габбро	2.02	80.3	1740	209±7
15	4569	Сиенит	1320	69.3	1320	350±10

Примечание: НПО – ниже предела обнаружения.

Петрогенные оксиды и микроэлементы вулканических и субвулканических пород

Результаты К–Аг датирования используются для иллюстрации временной смены состава вулканических пород Ткаправаямской площади.

На классификационной диаграмме щелочи – кремнезем и диаграмме MgO – SiO₂ (рис. 3, 4, табл. 2) датированные породы группы среднего эоцена – раннего олигоцена

Кинкильского вулканического пояса представлены неупорядоченным во времени спектром дацитов, андезитов и андезибазальтов. Породы конца олигоцена – начала миоцена обнаруживают последовательную временную смену состава от дацитов и андезитов (возраст 26–25 млн лет) через андезиты и андезибазальты (возраст 23–21 млн лет) к андезибазальтам с пониженным содержанием SiO₂ (возраст около 20 млн лет).

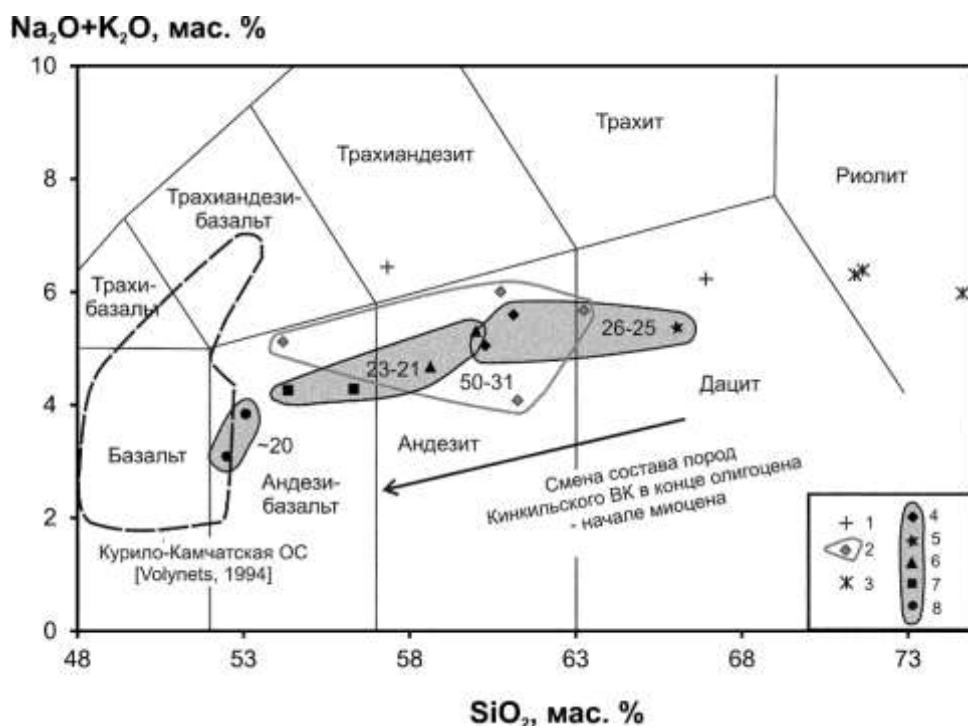


Рис. 3. Временная смена состава вулканических и субвулканических пород Ткаправаямской площади на классификационной диаграмме щелочи – кремнезем. Породы: 1 – меловые Атвенайва-ямского и Ирунейского ВК; 2–8 – Кинкильского вулканического пояса: 2 – эоцен-олигоценные; 3 – неясного возраста (возможно, первой половины позднего олигоцена); 4–8 – конца олигоцена – начала миоцена с последовательной временной сменой состава от группы дацитов (4) и андезитов (5) через группу андезитов (6) и андезибазальтов (7) к группе андезибазальтов (8). Цифрами показаны интервалы К–Аг датировок в млн лет табл. 1. Фигуративное поле базальтов Курило-Камчатской островодужной системы (ОС) показано штриховой линией по данным из работы (Volynets, 1994). Для определения положения породы в систематике щелочи–кремнезем результаты силикатного анализа пересчитаны на 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 3. Temporal change in the composition of volcanic and subvolcanic rocks in the Tkpravayam area on the alkali–silica classification diagram. Rocks: 1 – Cretaceous Atvenayvayam and Irunei VC; 2–8 – Kinkil Volcanic Belt: 2 – Eocene-Oligocene; 3 – of uncertain age (possibly the first half of the Late Oligocene); 4–8 – late Oligocene – early Miocene with a sequential temporal change in composition from a group of dacites (4) and andesites (5) through a group of andesites (6) and basaltic andesites (7) to a group of basaltic andesites (8). K–Ar age intervals in Ma are shown from Table 1. The basalt field of the Kuril-Kamchatka island-arc system (IAS) is shown by a dashed line after (Volynets, 1994). To determine the position of a rock in the TAS systematics, the major oxides were recalculated to 100% without losses on ignition.

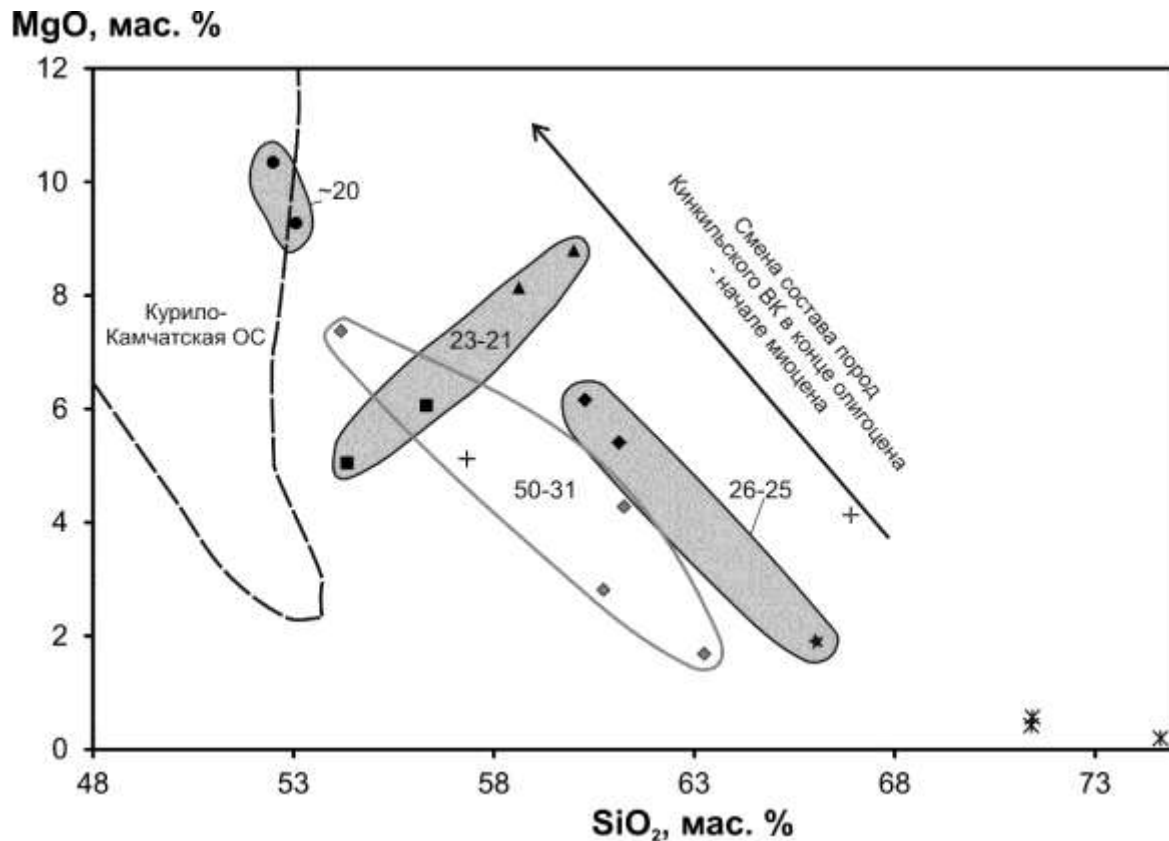


Рис. 4. Временная смена состава вулканических и субвулканических пород Ткаправаямской площади на диаграмме MgO – SiO₂. Усл. обозн. см. рис. 3. Фигуративное поле базальтов Курило-Камчатской ОС показано штриховой линией по данным из работы (Volynets, 1994). Результаты силикатного анализа пересчитаны на 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

Fig. 4. Temporal changes in the composition of volcanic and subvolcanic rocks from the Tkpravayam area on the MgO versus SiO₂ diagram. Symbols are as in Fig. 3. The basalt field of the Kuril-Kamchatka Island System is shown by a dashed line based after (Volynets, 1994). The results of silicate analysis have been recalculated to 100% without losses on ignition.

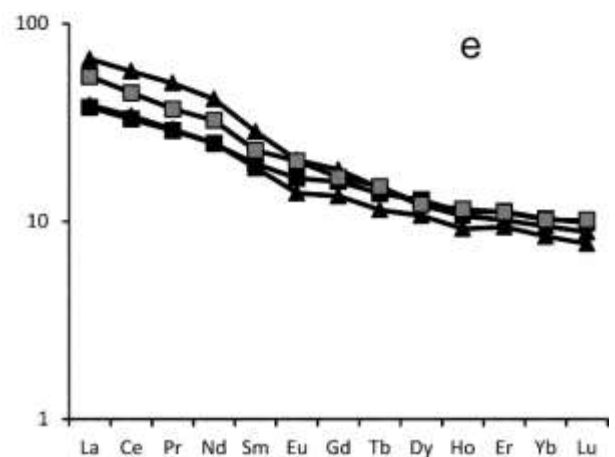
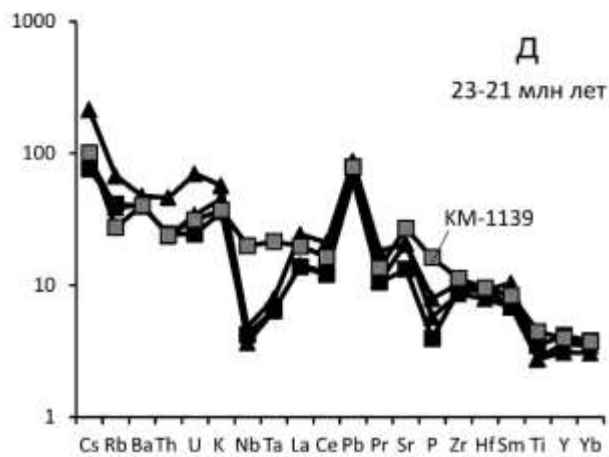
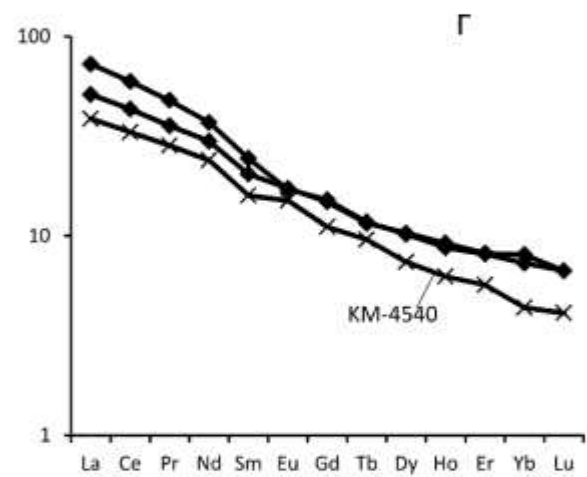
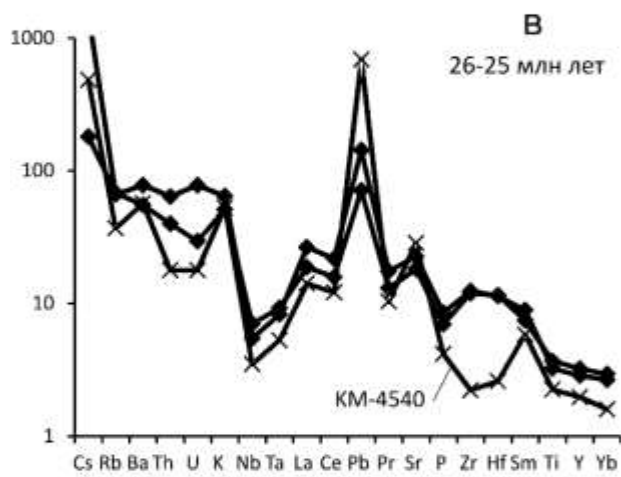
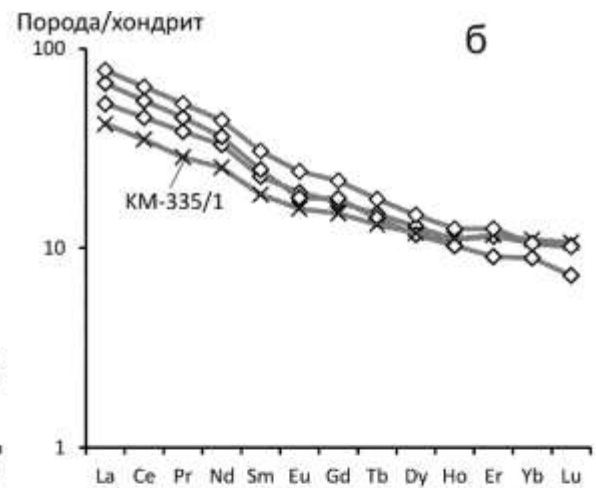
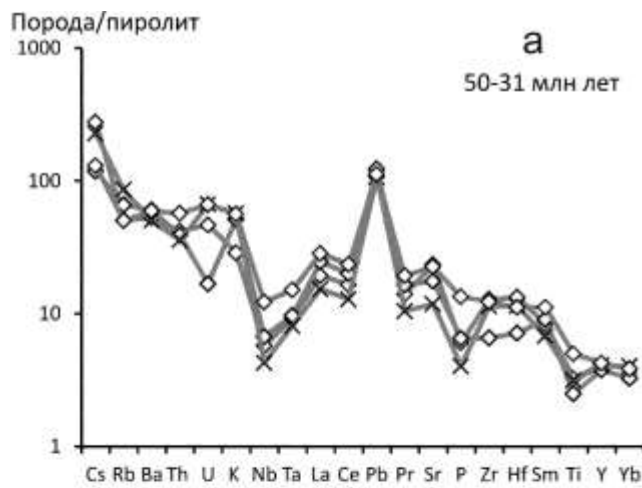
Выделенные разновозрастные группы пород отличаются спектрами несовместимых элементов, нормированными к составу пиролита, и редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к составу хондрита (рис. 5). В спектрах отчетливо выражены минимумы Nb и Ta, свидетельствующие о надсубдукционном происхождении вулканических пород. Об этом же свидетельствует смещение всех фигуративных точек пород выше мантийного направления на диаграмме $\text{Th/Yb} - \text{Ta/Yb}$ (рис. 6). Повышение значений Th/Yb при слабо изменяющихся либо постоянных значениях Ta/Yb также интерпретируется как тренд обогащения в субдукционной зоне (Pearce, 1983). Такая зависимость прослеживается в породах возрастом 26–25 и ~20 млн лет.

Образец 1139, отобранный из останца пород Кинкильского комплекса в поле развития четвертичных пород Срединненского комплекса, отличается от типичных кинкильских пород повышенным содержанием TiO_2 и нивелированием Nb–Ta аномалии (рис. 5 д), что свидетельствует о переходном характере источника от надсубдукционного к внутриплитному.

Точки надсубдукционных пород территории распределяются вдоль комплементарного тренда островной дуги (высокие отношения $\text{K}/(\text{Ta} \cdot 1000)$ и La/Ta) и слэба (низкое отношение $\text{K}/(\text{Ta} \cdot 1000)$ и La/Ta) на диаграмме $\text{K}/(\text{Ta} \cdot 1000) - \text{La/Ta}$ (рис. 7). Смещение точек

риолитов с уменьшением La/Ta относительно надсубдукционных составов может отражать плавление источника, комплементарного по отношению к постколлизийному источнику. Таким образом, коллизийные процессы могут отражаться на исследуемой территории только в составе риолитов. Особый состав источников риолитов делает их исключительными в изученной последовательности пород, т.е. они могут не вписываться во временной ряд дацитов-андезибазальтов.

Разделяя породы Кинкильского вулканического пояса на возрастные интервалы 50–31 и 26–20 млн лет, можно видеть, что островная дуга первого временного интервала, протягивалась от района работ, по крайней мере, до района устья р. Анадырка, а вулканизм второго интервала проявился локально. Локализация сопровождалась переходом к меняющимся во времени магматическим источникам. На примере позднекайнозойской эволюции островной дуги Северо-Восточного Хонсю было показано стабильное поступление расплавов из источников одного типа во фронтальной зоне дуги и меняющиеся соотношения компонентов в тыловой зоне задугового растяжения (Рассказов и др., 2012). Выявленная временная смена состава вулканических пород Кинкильского вулканического пояса может отражать подобную обстановку, установившуюся во временном интервале 26–20 млн лет назад.



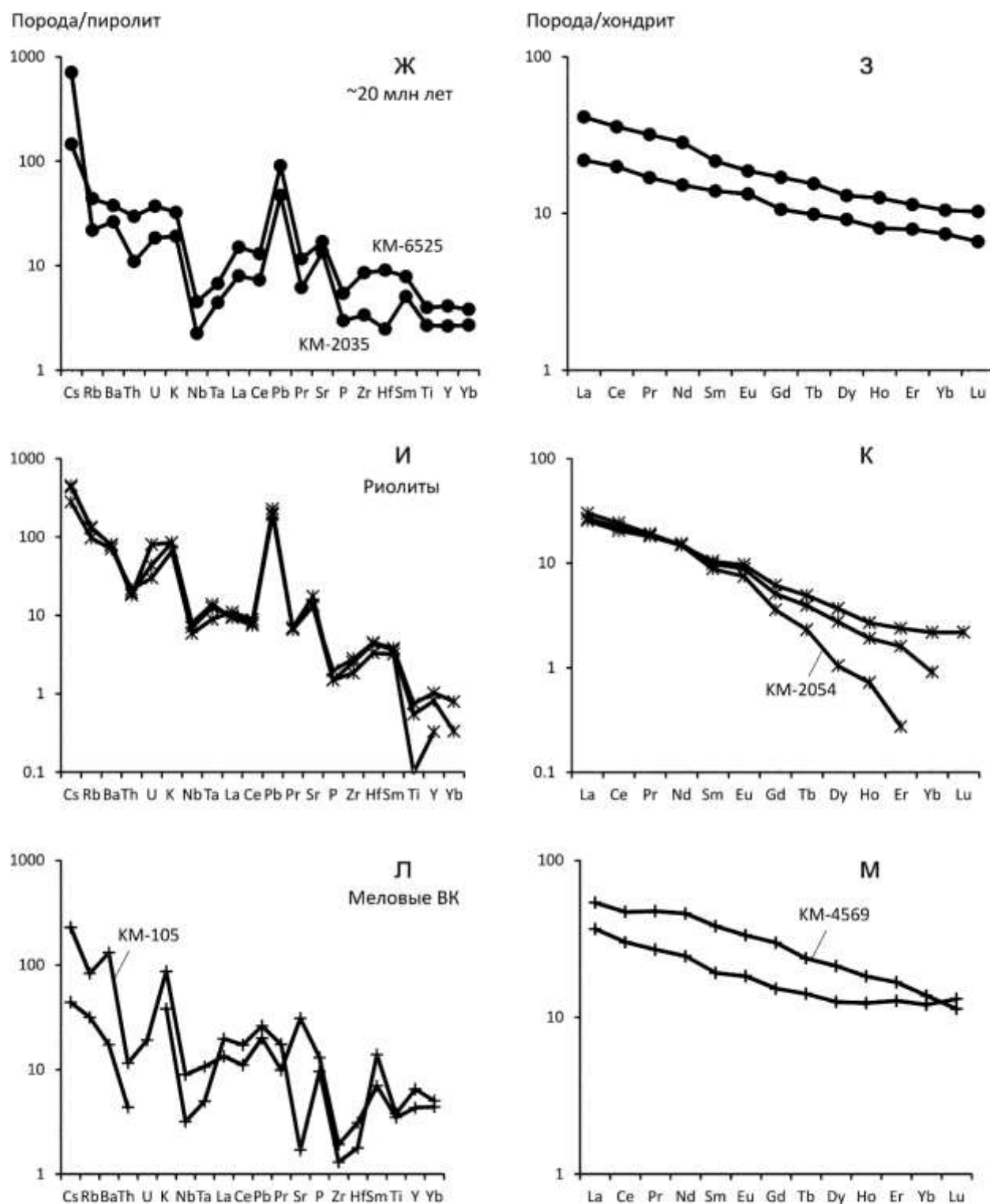


Рис. 5. Спектры несовместимых элементов вулканических пород Ткаправаямской площади, нормированные к составу пиrolита (а,в,д,ж,и,л), и спектры редкоземельных элементов, нормированные к составу хондрита (б,г,е,з,к,м). Усл. обозн. см. рис. 3. Для нормирования использованы данные из работы (Sun, McDonough, 1989)

Fig. 5. Trace element patterns of volcanic rocks of the Tkapravayam area, normalized to the pyrolite (а,в,д,ж,и,л), and rare earth element patterns, normalized to the chondrite (б,г,е,з,к,м). Symbols are as in Fig. 3. For normalization, the pyrolite and chondrite compositions were used from (Sun, McDonough, 1989)

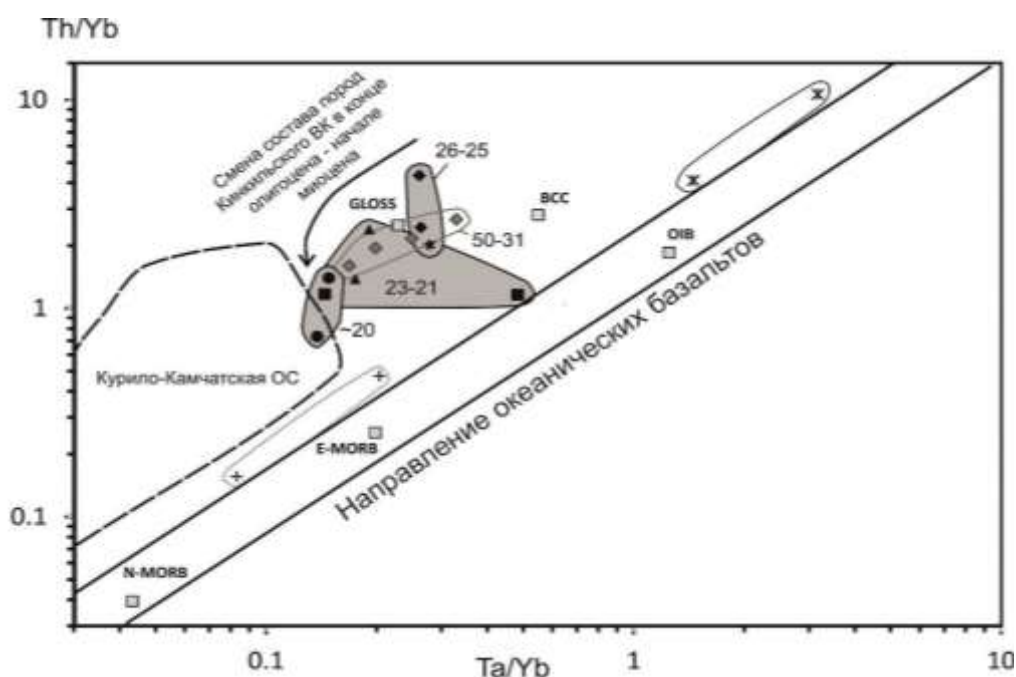


Рис. 6. Временная смена состава вулканических и субвулканических пород Ткаправаямской площади на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb. Усл. обозн. см. рис. 3. Фигуративное поле базальтов Курило-Камчатской ОС показано штриховой линией по данным из работы (Volynets, 1994). Для выделения направления океанических базальтов использованы составы N-MORB, E-MORB и OIB из работы (Sun, McDonough, 1989). Дополнительно показаны: BCC – Bulk Continental Crust (валовый состав коры) (Rudnick, Fontain, 1995); GLOSS – Global Subducting Sediments (глобальные субдуцируемые осадки) (Plank, Langmuir 1998)

Fig. 6. Temporary change in the composition of volcanic and subvolcanic rocks from the Tkapravayam area on the Th/Yb versus Ta/Yb diagram. Symbols are as in Fig. 3. The data field of basalts from the Kuril-Kamchatka Island System is shown by a dashed line after (Volynets, 1994). To identify the direction of oceanic basalts, the compositions of N-MORB, E-MORB, and OIB from (Sun and McDonough, 1989) were used. Additionally shown: BCC – Bulk Continental Crust (Rudnick, Fountain, 1995); GLOSS – Global Subducting Sediments (Plank, Langmuir 1998)

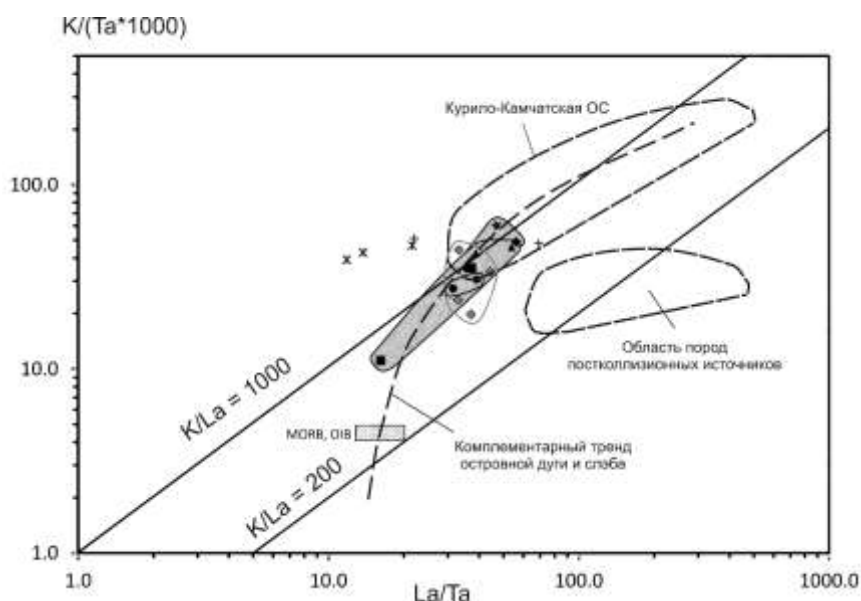


Рис. 7. Временная смена состава вулканических и субвулканических пород Ткаправаямской площади на диаграмме K/(Ta*1000) – La/Ta. Усл. обозн. см. рис. 3. Фигуративное поле базальтов Курило-Камчатской островодужной системы показано штриховой линией по данным из работ

(Volynets, 1994; Рассказов и др., 2012). Комплементарный тренд островной дуги и слэба, а также область пород постколлизийных магматических источников показаны по работе (Рассказов и др., 2012)

Fig. 7. Temporal change in the composition of volcanic and subvolcanic rocks from the Tkapravayam area on the K/(Ta*1000) versus La/Ta diagram. Symbols are as in Fig. 3. The field of basalt of the Kuril-Kamchatka island-arc system is shown by a dashed line after (Volynets, 1994; Rasskazov et al., 2012). The complementary trend of the island arc and slab, as well as the area of rocks from post-collisional magmatic sources, are shown after (Rasskazov et al., 2012)

Обсуждение

Сопоставления датировок вулканических пород

Интервал датировок эоцена – раннего олигоцена 50–31 млн лет перекрывает интервал опубликованных K–Ar датировок Кинкильского ВК района устья р. Анадырка 46–37 млн лет (Багдасарьян и др., 1991). Более молодые породы комплекса с интервалом датировок 26–20 млн лет Ткаправаямской площади представляют собой отдельную генерацию вулканических извержений конца олигоцена – начала миоцена, не проявленную в районе устья р. Анадырка.

С учетом обозначенной антидромной смены состава вулканических пород возрастной последовательности 26–20 млн лет назад Ткаправаямской площади можно предположить, что эта последовательность начиналась риолитовыми расплавами, извергавшимися непосредственно перед извержениями расплавов дацитов и андезитов (т.е. в интервале 26–31 млн лет назад). Имеется также вероятность того, что риолиты Ткаправаямской площади могут быть возрастными аналогами гранодиоритов Шаманского массива и риолитовых туфов основания кинкильской свиты (возраст около 45 млн лет) (Шапиро и др., 2001; Соловьев и др., 2002). В этом случае риолиты Ткаправаямской площади не связаны с антидромной группой пород дацит–андезибаазальт.

Ключевое значение в эволюции Кинкильского вулканического пояса имеет не только антидромная последовательность от риолитов до базальтов нижней (шаманкинской, среднеэоценовой) части разреза кинкильской свиты (Гладенков и др., 2005; Шанцер, 2007), но и подобной последовательности в ее верхней (ткаправаямской) части на рубеже олигоцена и миоцена. Антидромные

последовательности обозначили начало и завершение активности Кинкильского вулканического пояса.

Источники вулканических интервалов 50–31 и 26–20 млн лет назад на Ткаправаямской площади в свете гипотетических построений тектонического развития Западной Камчатки

Для территории южнее площади работ предполагается раннеэоценовая (53–46 млн лет назад) тектоническая аккреция Ачайваям-Валагинской дуги к континентальной окраине Азии (Константиновская, 1999). Согласно этой гипотезе, дуга была активной в позднем маастрихте – раннем палеоцене (до 60 млн лет назад). Субдукция шла с северо-запада на юго-восток. Вследствие коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с континентальным блоком (Срединным метаморфическим массивом) произошла структурная перестройка, повлекшая за собой изменение направления субдукции на противоположное, имевшее место в интервале среднего эоцена – среднего миоцена (Константиновская, 2003). Океаническая литосфера, поглощенная в зоне субдукции, могла генерироваться при спрединге в Командорской котловине (Шапиро, Соловьев, 2011).

На Ткаправаямской площади получен интервал K–Ar датировок среднего эоцена – раннего миоцена Кинкильского вулканического пояса, соответствующий по времени гипотетической противоположной субдукции Ачайваям-Валагинской дуги. По соотношению K–Ta–La признаки коллизийных процессов в источниках вулканических пород отсутствуют и проявляется только над-субдукционный компонент континентальной окраины.

Заключение

По результатам К–Аг датирования на Ткаправаямской площади северо-запада п-ова Камчатка возраст Кинкильского вулканического пояса определяется в интервале 50–20 млн лет с подразделением на интервалы 50–31 и 26–20 млн лет. В составе этого пояса преобладают андезиты и андезибазальты при подчиненной роли дацитов, андезибазальтов и риолитов. В породах возрастного интервала 26–20 млн лет проявлена антидромная последовательность вулканических извержений от дацитов и андезитов до андезибазальтов. Подобная антидромная последовательность была выявлена прежде в нижней (шаманской) среднеэоценовой части разреза Кинкильского ВК.

Весь спектр пород характеризуется надсубдукционной геохимической спецификой (низким содержанием TiO_2 , Nb–Ta обеднением, положением фигуративных точек вулканический пород на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb выше направления океанических базальтов). Два возрастных интервала Кинкильского вулканического пояса (50–31 и 26–20 млн лет) могут обозначать всю его активность. Имеется вероятность того, что надсубдукционный Кинкильский магматический пояс был активен в основном 50–31 млн лет назад, а во временном интервале 26–20 млн лет назад вулканизм был локальным.

Породы меловых вулканических комплексов (Ирунейского и Атвенайваямского) изменены, поэтому полученные датировки этих пород искажены. На Ткаправаямской площади датированы также вулканические породы возрастного интервала 12.8–6.7 млн лет, которые могут относиться к вулканическому поясу Срединного хребта Камчатки, отклоняющемуся на его северном окончании к западу. В геохимическом отношении меловые и позднемиоценовые породы в общем сопоставимы со среднеэоценовыми–раннемиоценовыми породами Кинкильского вулканического пояса.

Благодарности

Полевые материалы для статьи были получены Н.Ф. Крикун при геологической съемке на северо-западе Камчатки в 2012–2016 гг. – в качестве начальника полевой партии.

Измерения радиогенного аргона-40 выполнялись в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН С.С. Брандтом, концентрации калия для К–Аг датирования (фотометрия пламени) и петрогенные оксиды (классический химический анализ) определялись Г.В. Бондаревой. Микроэлементный состав пород определялся методом ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7500ce в центре коллективного пользования «Ультрамикрoанализ» Лимнологического института СО РАН (масс-спектрометрист А.П. Чебыкин). Пробы для ИСП-МС анализа подготовлены в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН М.Е. Марковой.

Текст с использованием результатов аналитических исследований был представлен в отчет по геологической съемке Ткаправаямской площади в 2017 г. и преобразован в рукопись статьи в память о геологе Камчатки Н.Ф. Крикун в связи с 50-летием окончания ею геологического факультета Иркутского государственного университета.

Литература

- Амирханов Х.И., Батырмурзаев А.Г., Антипин В.С., Перепелов А.Б. Калий-аргоновый возраст щелочных базальтоидов Западной Камчатки // Доклады АН СССР. 1986. Т. 287, № 2. С. 494–496.
- Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1991. Т. 2, № 3. С. 87–91.
- Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б., Антипин В.С. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки – проявления пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 41–50.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. Первые данные по геологии и минералогии позднекайнозойских калиевых базальтоидов Западной Камчатки // Доклады АН СССР. 1985. Т. 284, № 1. С. 205–208.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.Э., Шанцер А.Е. Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики. Эоцен–олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов / М.: ГЕОС, 2005. 480 с.
- Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной

окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.

Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.

Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. 2014. 361 с.

Погожев А.Г., Голяков В.И. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Листы Р-57-XXXVI, Р-58-XXXI. Редактор Титов В.А. Объяснительная записка. М.: Недра. 1966. 75 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

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

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45–59.

Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.

Федоров П.И., Коваленко Д.В., Перепелов А.Б., Дриль С.И. Состав источников кинкильского комплекса Западной Камчатки по изотопно-геохимическим данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 1. Вып. 41. С. 54–72. doi: 10.31431/1816-5524-2019-1-41-54-72.

Федоров П.И., Перепелов А.Б., Коваленко Д.В., Дриль С.И., Лобанов К.В. Источники эоценового магматизма Западной Камчатки (по геохимическим и изотопным Sr–Nd–Pb-характеристикам базитов) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 487, № 3. С. 293–298.

Шанцер А.Е. Подходы к стратиграфии вулканогенных толщ палеогена северо-западной Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 83–94.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Щербинина Е.А. и др. Новые данные о времени коллизии островной дуги с континентом на Камчатке // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 841–851.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Т. 4. Аналитические исследования (ред. Буренков Э.К., Кременецкий А.А.). М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.

Pearce J. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.) // Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich, Cheshire: Shiva Publ., 1983. P. 230–250.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. Vol. 145. P. 325–394.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Review of Geophysics. 1995. Vol. 33. P. 267–309. doi: 10.1029/95RG01302

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. No 42. 1989. P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Intern. Geol. Rev. 1994. Vol. 36. P. 373–405.

References

Amirhanov Kh.I., Batyrmurzaev A.G., Antipin V.S., Perepelov A.B. Potassium-argon age of alkaline basaltoids of Western Kamchatka // Doklady Akademii Nauk USSR. 1986. Vol. 287, No. 2. P. 494–496.

Bagdasaryan G.P., Gladenkov Yu.B., Shantser A.E. Isotope dating of the Paleogene and Neogene volcanogenic sequences of Kamchatka // Stratigraphy. Geol. Correlation. 1994. Vol. 2, № 3. P. 87–91.

Gladenkov Yu.B., Sinelnikova V.N., Chelebaeva A.E., Shantser A.E. Biosphere–ecosystem–biota in the Earth's past. Cenozoic ecosystems of the North

Pacific. Eocene–Oligocene of Western Kamchatka and adjacent areas / Moscow: GEOS, 2005. 480 p.

Fedorov P.I., Kovalenko D.V., Ageeva O.A. Western Kamchatka–Koryak continental-margin volcanogenic belt: Age, composition, and sources // *Geochemistry Int.* 2011. Vol. 49. No. 8. P. 768–792. doi: 10.1134/S0016702911060036.

Fedorov P.I., Kovalenko D.V., Perepelov A.B., Dril S.I. Composition of sources in the Kinkil Complex of Western Kamchatka based on the isotopic-geochemical data // *Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center»*. Earth Sciences. 2019. V. 41, No. 1. P. 54–72. doi: 10.31431/1816-5524-2019-1-41-54-72.

Fedorov P.I., Perepelov A.B., Kovalenko D.V., Dril S.I., Lobanov K.V. Sources of Eocene magmatism in Western Kamchatka by the geochemical and Sr–Nd–Pb isotope characteristics of basites // *Doklady Earth Sciences*. 2019. Vol. 487, No. 1. P. 835–840. doi: 10.1134/S1028334X19070225

Konstantinovskaya E.A. Geodynamics of island arc–continent collision on the western margin of the Pacific Ocean // *Geotectonics*. 1999. No. 5. P. 15–34.

Konstantinovskaya E.A. Tectonics of the eastern margins of Asia: structural development and geodynamic modeling. Moscow: Nauchny Mir, 2003. 224 p.

Pearce J. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.) // *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Cheshire: Shiva Publ., 1983. P. 230–250.

Perepelov A.B. Cenozoic magmatism of Kamchatka at the stages of changing geodynamic settings. Thesis submitted for the degree of Dr. of Geology at the A.P. Vinogradov Ins. of Geochemistry Siberian Branch of RAS. 2014. 361 p.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology*. 1998. Vol. 145. P. 325–394.

Pogozhev A.G. Golyakov V.I. (Editor Titov V.A.) Geological map of scale 1:200 000. Koryak Series. Sheets P-57-XXXVI, P-58-XXXI. Explanatory note. Moscow: Nedra. 1966. 75 p.

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Geochronology and geodynamics of the late Cenozoic (Southern Siberia - South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000. 288 p.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassium and potassium volcanic series in Cenozoic Asia.

Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO". 2012. 351 p.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Review of Geophysics*. 1995. Vol. 33. P. 267–309. doi: 10.1029/95RG01302

Shantzer A.E. Approaches to stratigraphy of the Paleogene volcanogenic sequences in northwestern Kamchatka // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2007. Vol. 15. No. 5. P. 525–535. doi: 10.1134/S086959380705005X

Shantzer A.E., Shapiro M.N., Koloskov A.V., Chelebaeva A.I., Sinelnikova V.N. Evolution of the Lesnovsky Uplift structure and adjacent territories in the Cenozoic (Northern Kamchatka) // *Pacific Geology*. 1985. No. 4. P. 66–74.

Shapiro M.N., Soloviev A.V., Shcherbinina E.A., et al. New data on the timing of island arc collision with the continent in Kamchatka // *Geology and Geophysics*. 2001. T. 42. No. 5. P. 841–851. Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I. Lesnovsky tectonic nappe, Northern Kamchatka // *Geotectonics*. No. 6. 2002. P. 45–59.

Sizykh Yu.I. Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples. Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, 1985. 50 p.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* No 42. 1989. P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 373–405.

Volynets O.N., Anoshin G.N., Puzankov Yu.M., Perepelov A.B., Antipin V.S. Potassium basaltoids of Western Kamchatka – manifestations of rocks of the lamproite series in an island-arc system // *Geology and Geophysics*. 1987. No. 11, pp. 41–50.

Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N., Puzankov Yu.M. First data on the geology and mineralogy of late Cenozoic potassium basaltoids of Western Kamchatka // *Doklady Akademii Nauk USSR*. 1985. Vol. 284, No. 1. P. 205–208.

Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Markova M.E., Ivanov A.V., Demanterova E.I. Determination of microelements by ICP-MS using microwave acid digestion in volcanic rocks of basic and intermediate composition // *Applied Geochemistry*. Vol. 4. Analytical studies (ed. Burenkov E.K., Kremenetsky A.A.). Moscow: IMGRE, 2003. P. 48–56.

Крикун Наталья Федоровна,
Камчатгеология, Петропавловск-Камчатский,
начальник геологической партии,
Krikun Nataliya Fedorovna,
Kamchatgeologiya, Petropavlovsk-Kamchatsky,
head of the geological party.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профес-
сор,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохроно-
логии,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, гео-
логический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru
Rasskazov Sergei Vasilevich,
doctor of geological and mineralogical sciences,
professor,

664025, 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 the Laboratory for Isotopic and Geochrono-
logical Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru

Ясныгина Татьяна Александровна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
email: ty@crust.irk.ru
Yasnygina Tatyana Alexandrovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
email: ty@crust.irk.ru

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.582(235.223)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.155>

EDN: BXJNQW

Погодные условия и другие особенности формирования мерзотно-наледных образований в 2026 году в районе г. Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Анализ погодных условий высокогорного района Мунку-Сардык по метеорологическим данным метеостанции Монды с целью выявления их влияние на современную динамику поведения мерзлотных и наледных образований за зимний и весенний период 2026 года в рамках неотъемлемой части ежегодных полевых геолого-географических режимных исследований. На основе сравнительного анализа с полевыми наблюдениями и похожими данными за другие годы раскрываются причины поведения вышеуказанных образований, в большей степени обусловленные погодной цикличностью и изменениями погодных условий.

Ключевые слова: погода, анализ метеорологических данных, минимальные ночные температуры, максимальные дневные температуры, атмосферные осадки, режимные наблюдения за высокогорными наледями, мерзотно-каменный горный поток, хребет Мунку-Сардык

Weather Conditions and other Features of the Formation of Permafrost-Ice Formations in 2026 in the Area of the City of Munku-Sardyk

S.N. Kovalenko

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. Analysis of weather conditions in the high-altitude region of Munku-Sardyk based on meteorological data from the Mondy meteorological station in order to identify their impact on the current dynamics of the behavior of permafrost and aufeis formations for the winter and spring period of 2026 as part of the annual field geological and geographical regime studies. On the basis of a comparative analysis with field observations and similar data for other years, the reasons for the behavior of the above formations are revealed, largely due to weather cyclicity and changes in weather conditions.

Статья получена: 12.05.2026; исправлена: 26.05.2026; принята: 19.06.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Коваленко С.Н. Погодные условия и другие особенности формирования мерзотно-наледных образований в 2026 году в районе г. Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 155–188. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.155. EDN: BXJNQW

Received: 12.05.2026; corrected: 26.05.2026; Received: 19.06.2026.

FOR CITATION: Kovalenko S.N. Weather conditions and other features of the formation of permafrost-ice formations in 2026 in the area of the city of Munku-Sardyk // Geology and environment. 2026. T. 6, No. 2. P. 155–188. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.155. EDN: BXJNQW

Keywords: *weather, analysis of meteorological data, minimum night temperatures, maximum day-time temperatures, precipitation, regime observations of high-mountain aufeis, permafrost-stone mountain flow, Munku-Sardyk ridge*

Введение

Весной 2026 г., в связи с несчастными случаями, из-за невозможности получить вовремя пропуска и закрытием района для посещения туристов, не удалось провести полномасштабные традиционные наблюдения за режимом мерзлотно-наледных морфоструктур района исследования, поэтому их описание в этой статье дается по фотографиям любезно предоставленным А.Д. Китовым (снимки имеющие номера с буквой К), сделанными им во время маршрутов по снятию показаний с термохронов (Китов, 2026). Фотографии дополнительно обработаны автором статьи в графической компьютерной программе свободного пользования Raw-Therapee.

Из сравнения графиков погоды за период 2005–2026 гг. выясняется, что хорошее совпадение данных имеется только с 2016 годом, когда графики минимально-максимальных кривых этих лет на весеннем этапе почти совпадают. Это совпадение дает надежду на выявление в последующем при детальном анализе данных за все годы наблюдений с 2002 г. какой-либо погодной цикличности за этот период, а за реперы отсчета можно будет взять 2016 и 2026 гг.

Погода

2016 год

Зима 2016 г. была относительно теплой и мягкой, без отсутствия резких

температурных перепадов, а начало лета, в отличие от 2026 г., было сухое и более жаркое (рис. 1).

Минимальная температура на портулановской поляне (1800 м) за зиму 2015–16 гг. по данным биметаллического термометра составила около -30°C , максимальная с августа 2015 года — $+22^{\circ}\text{C}$. Данные этого термометра за аналогичный период 2025–2026 год были А. Китовым наблюдаемы, но не задокументированы (не сфотографированы). В его статье имеется только краткое указание, что *«Нынешняя зима, видимо, была холодной с минимальной температурой на лагере Портулан ниже предела, стрелка зашкалила (туристы говорили, что было 50 градусов мороза).»* (Китов, 2026, с. 191).

«Минимальная температура на термометре Перетолчина за зиму 2015–2016 гг. была $-31,7^{\circ}\text{C}$, срочная в момент снятия показаний — в 14⁴⁵ — $-5,6^{\circ}\text{C}$.

Снега в 2016 году не много и в нем очень легко при подъеме к Мунку-Сардык делаются ступеньки. Правда, спускаться по нему надо только с ледорубом, т. к. лыжной палкой очень трудно тормозить.» (Мунку-Сардык, 2026).

2026 год

Зима в этом году закончилась в районе 20–25 марта, когда максимальные дневные температуры достигли положительных значений, а минимальные ночные стали выше -10°C (см. рис. 1).

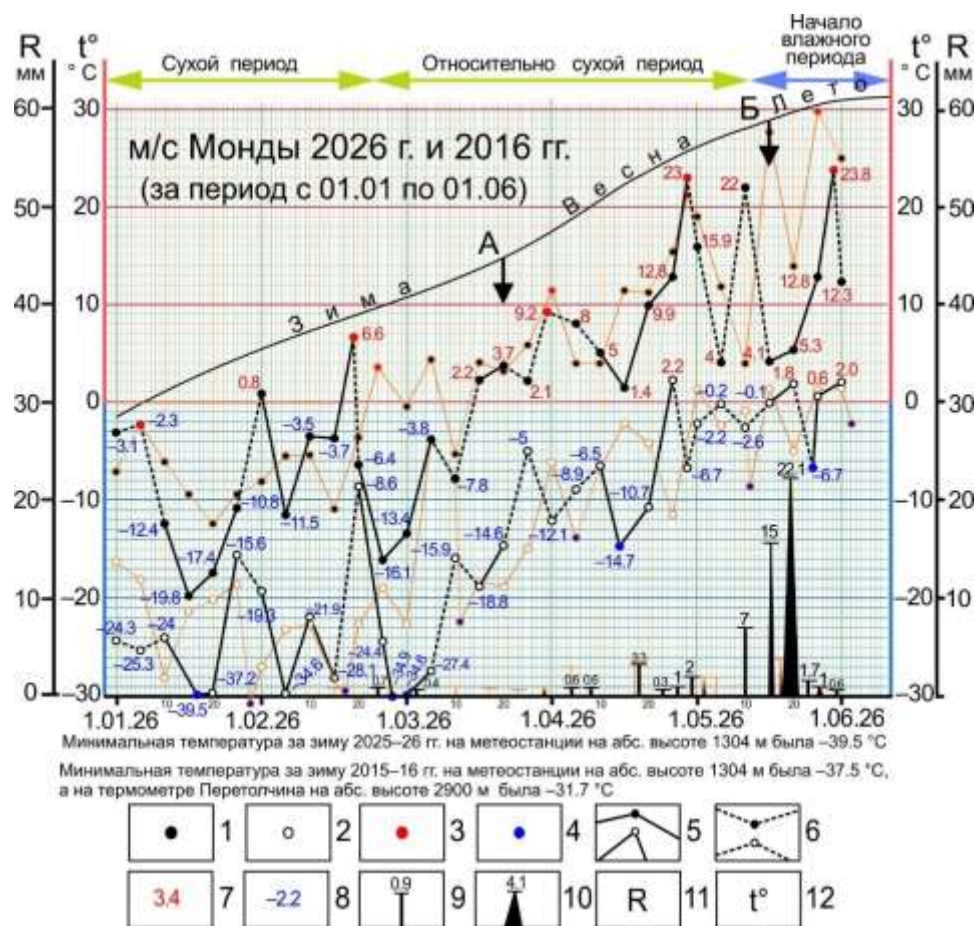


Рис. 1. Диаграмма погодных данных зимне-весеннего периода 2026 и 2016 годов метеостанции Монды (Республика Бурятия) ([Архив погоды в Мондах, 2026](#))

1 – точки дневных максимальных значений температуры, замеренные на метеостанции в 20⁰⁰; 2 – точки ночных минимальных значений температуры, замеренные на метеостанции в 8⁰⁰; 3 – точки максимальных дневных температур за месяц; 4 – точки минимальных ночных температур за месяц; 5–6 – тип согласованности градиента температур: 5 – согласный, 6 – несогласный; 7 – положительные значения максимальных и минимальных температур; 8 – отрицательные значения максимальных и минимальных температур; 9 – количество осадков в мм кратковременных дождей; 10 – суммарное количество осадков в течении ближайших 2–3 дней; 11 – шкала осадков в мм; 12 – температурная шкала в °С. Для сравнения оранжевым цветом показаны графики 2016 г.

Fig. 1. Weather data diagram of the beginning of 2026 for the Mondy weather station (Republic of Buryatia) ([Weather archive in Mondy, 2026](#))

1 – points of daily maximum temperature values measured at the weather station in 20⁰⁰; 2 – points of night minimum temperature values measured at the weather station at 8⁰⁰; 3 – points of maximum daytime temperatures for the month; 4 – points of minimum night temperatures for the month; 5–6 – temperature gradient consistency type: 5 – consonant, 6 – dissonant; 7 – positive values of maximum and minimum temperatures; 8 – negative values of maximum and minimum temperatures; 9 – amount of precipitation in mm of short-term rains; 10 – total precipitation over the next 2–3 days; 11 – precipitation scale in mm; 12 – temperature scale in °C.

Переходный период от зимы к весне (февраль – март) и весенний были относительно сухими, но выпавшие осадки 4–8 апреля зафиксированные на м/с (1.2 мм), видимо все же привели в горах к возникновению довольно приличного снежного покрова

метелевого типа, укрывшего наконец в этом году горы. В значительной степени он к концу апреля подтаял и на популярных туристических маршрутах лежит пятнами (рис. 2 и см. рис. 14, а), в горах его больше (рис. 3 и см. рис. 11), а ниже 1800–1700 м — нет

вообще (см. **рис. 21**). Это в основном свежий рыхлый снег характерный для весны.

Последовавшие затем довольно холодные ночи и прохладные дни (2.1–9.2 °С) не привели к его метаморфизму. Он лишь немного слежался и уменьшившись в объеме создал впечатление зимнего надежного фирна. Эта

обманчивая устойчивость и погубила, наверное, опытных альпинистов, привыкших в горах Восточной Сибири к твердому фирновому (метаморфизованному и раскристаллизованному) снегу, характерному для летних снежников.



Рис. 2. Снег, выпавший в начале апреля, и значительно уже подтаявший, 28.04.2026, фото K0830

Fig. 2. Snow that fell in early April, and has already melted significantly, 28.04.2026, photo K0830



Рис. 3. Раннеапрельский снег в горах. На ближнем плане наледь Бол. Белоиркутская, на дальнем — заснеженный главный хребет горного массива Мунку-Сардык с остроконечным пиком Конституции, под которым погибли под лавиной в этом году альпинисты, 28.04.2026, фото K0851

Fig. 3. Early April snow in the mountains. In the near ground is the ice of Bol. Beloirkutnaya, in the far – the snow-covered main ridge of the Munku-Sardyk mountain range with the pointed peak of the Constitution, under which climbers died under an avalanche this year, 28.04.2026, photo K0851



a)



б)



в)



г)

Рис. 4. Снежная обстановка после ночного снегопада 29.04.2026. Приустьевая (а), центральная часть (б) Мугувекского каньона, в районе лагеря Дом-2 (в) и в районе Бол. Мугувекской наледи (г), 29–30.04.2026, фото K0875, K0880, K0931 и K0954-55. См. также (Kitov, 2026, рис. 14)

Fig. 4. Snow conditions after night snowfall 29.04.2026. Estuary (a), central part (b) of the Mugówek Canyon, in the area of the Dom-2 (v) camp and in the area of Bol. Mugówek aufeis (g), 29–30.04.2026, photos K0875, K0880, K0931 and K0954-55. See also (Kitov, 2026, fig. 14)

Поворот погоды в сторону потепления (курс на весну) произошел 1 марта, после максимально минимальных температур февраля и марта достигших -34.9 и -34.6 °C соответственно, когда усредненные (медианные) кривые обоих графиков минимально-

максимальных температур с зимнего горизонтального положения стали резко подниматься вверх (см. рис. 1) с небольшим выполаживанием, из-за легкого похолодания, с 1 по 15 апреля. С 15 по 28.04 наблюдалось резкое потепление с достижением

максимальных дневных температур 23.8 °C (28.04) и выпадением осадков по метеостанции в размере 6.6 мм — период лавинной опасности, когда при ночном падении температуры происходит кристаллизация снега с образованием ледяных кристаллов, особенно на начальном этапе, в который и угодили бедные альпинисты: 30-го в обвал, а 24-го в лавину. Снега для обеих этих катастроф в этом году было предостаточно. За период с 20.02 по 30.04 за 21 снежно-дождливый день на м/с Монды выпало 8.9 мм осадков, с максимальным количеством 3.3 за 12 часов 18-го апреля, и максимальная высота снежного покрова за этот период на метеостанции достигла более 4 см (18.04). Кроме того, необходимо учитывать, что погода до абсолютных высот 1500–2100 м, т. е. до границы распространения леса, а также в интервалах 2100–2500 м и выше 2500 м — это далеко не одно и то же. Известно, что при хорошей погоде внизу, как это было в этом году, когда на стрелке на высоте 1800 м была прекрасная солнечная погода, а в районе г. Мунку-Сардык гибли и замерзали опытные альпинисты. Дополнительно выпавший свежий рыхлый мягкий весенний снег 29 апреля сделал туристические найденные годами тропы труднопроходимыми. Но это за наш более чем двадцатилетний период наблюдений (с 2002 по 2026 гг.) происходило многократно и решение МЧС о закрытии района для туристов именно в этом году, якобы из-за погибших альпинистов было совершенно не оправдано. Сравнительный анализ погоды проведенный в этой статье и ряде статей за предыдущие годы это хорошо доказывает. Просто надо лучше учить альпинистов определять снежно-лавиновую обстановку и почаще пользоваться «правилом правой руки» и больше копать (Веденин, 2026).

Кроме того, резкое потепление перед третьей декадой апреля привело к усилению ветра, дополнительному метелевому переносу снега, а последовавшее похолодание — к резкому метаморфизму снега и возникновению, в следствие этого, лавинно-обвальной опасности.

Традиционной весенней конвергенции, выявленной в другие годы, в этом году не отмечалось. Обе кривые температур перед наступлением весеннего периода в большинстве случаев несогласно резко повышали свои значения в положительную сторону до 1-го апреля. Критически теплых дней не было, а это значит, что весеннего мартовско-апрельского «первого весеннего стаивания»

высокогорных речных и склоновых наледей в этом году тоже не было, и они в начале нашего их режимного обследования находились в максимально зимнем состоянии. Это их отличает от предыдущих двух лет, когда перед началом режимных исследований по документации и определению мощностей наледей приходилось определять и учитывать величину этого первого стаивания, доходившей местами на склонах южной экспозиции до 0.5–1.0 метра от их первоначального (зимнего) состояния (Весенняя экспедиция..., 2025; Коваленко, 2024).

Хорошее представление о погоде во время научной работы и туристских путешествий в районе вершины дает нам ее описание вековой давности Е. Де-Геннинга-Михелеса: «4-го июля (ред. по старому стилю) мне впервые удалось после шестичасового подъема взобраться на высшую северо-западную вершину Мунку-Сардыка: гребень, соединяющий ее с западной вершиной, весьма узок, доходя до 1 фута ширины и оказался притом покрытым льдом и рыхлым снегом; поэтому, в виду чрезвычайно крутых склонов в обе стороны, падение с которых грозило гибелью, пришлось с большею осторожностью пробираться по нему. Вершина представляет из себя площадку шагов 6 в поперечнике, загроможденную огромными обломками гранита параллелепипедальной часто формы. Отсюда открылся величественный вид во все стороны; с юга синела и переливалась в лучах солнца зеркальная поверхность Косогола с темным треугольником острова Дала-Куй по середине, окаймленная венцом гор, зеленых и мягких с востока и резких, обнаженных пиков дикой горной цепи Баин-Ула с запада; с востока открылась соседняя котловина Мунку-Сардыка, ограниченная странными полосатыми горами, за которыми незначительные очертания Саянов казались темно-зеленой полосой леса, исчезающего в несколько туманной дали; к северу разстилалась бесконечная горная страна с блестящим пятном оз. Ильчир и серебряной струйкой Иркут; с запада угрюмо чернел соседний, морщинистый гольц с двумя ледниками, отделенный от главного гольца глубокими котловинами; к более северной из них спускался из под наших ног обширный ледник, у подножья коего в замкнутом цирке виднелось небольшое оз. Эхой, покрытое льдом, с синими оттаявшими краями.

Принявшись за крокировку, я положил возле себя на обломок гранита буссоль и горный компас; услышав со стороны

инструментов через некоторое время какое-то шипение, я взглянул в этом направлении и удивился, заметив значительное колебание стрелок, несмотря на устойчивое положение их основания; не придав этому в пылу работы серьезного значения, я продолжал работу; снова раздалось резкое шипение и щелканье, а вслед за ними голос С.П. Перетолчина „Бежим, убьет электричество!“ Бросив планшет под нависший камень, я побежал за моим спутником вниз по гребню, по которому час тому назад пробирался ползком; совершенно черное небо висело буквально над нами; местами сверкали молнии и раздавался отдаленный рокот грома; сбегав на соседнюю вершину, мы еле успели укрыться в расселине скалы за ветром, как блеснула ослепительно молния и раздался оглушительный треск грома; земля, казалось, содрогнулась до основания; на лбу я почувствовал жгучий зуд; длинные волосы моего товарища стали дыбом (при поспешном бегстве он не успел захватить фуражки); молния ударила, очевидно, в непосредственной близости в ледник; вслед за тем в котловину с юга вторглась ужасная буря с крупным градом; в одну минуту окутала нас белая пелена, взвиваемая вихрем, среди которой сверкали непрерывно молнии; гром следовал за громом, раскатываясь могучим эхом по котловинам; больно секли по всему телу крупные градины, холод пронизывал насквозь; жутко становилось на душе... Минут через 30 молнии стали сверкать реже, град стал меньше; мы решили поэтому вернуться на главную вершину, захватить инструменты и спускаться, опасаясь не без основания, что обледенелый гребень буря сделает непроходимым; однако сильное напряжение электричества на вершине, поднявшее мне шляпу на голове, заставило нас вернуться поспешно обратно; утихавшая было, гроза разразилась с новой силой, но град сменился снегом, и не скоро удалось нам овладеть нашими приборами, покрытыми толстым слоем града и снега; пригибаясь к земле с неприятным чувством нагружали мы на себя инструменты, издававшие все еще сухой треск; сопровождаемые зловещим шипением электричества, стекавшего у меня за спиной по треноге, пустились мы в обратный путь; густой снег сменился на предгорьях проливным дождем. Мы вернулись к биваку поздно вечером, промокнув до нитки.

Не весело тянулись дни за днями; упорное ненастье заставляло опасаться за успех

работы; подчас, начав подъем на гонец при хорошей погоде, я на верху заставлял ненастье и после 2–3 часов напрасного ожидания спускался весь окоченелый вниз, не проводя ни одной линии на планшете; к тому же присоединились холод, сырость, комариная сила, постоянный недожд; все это слагалось в весьма неприглядную жизненную обстановку.

Лишь 7-го июля кончил я работу на главной вершине и снял продольную и поперечную профили ледника; попытка пробраться на обледенелую седловину между северным и южным ледниками не имела успеха; уклон в 40° не позволяет взобраться по льду снизу; с вершины же спуститься нельзя, благодаря чрезвычайно рыхлому снегу, не дающему никакой опоры ног.» (Де-Геннинг-Михелис, 1898, с. 157–160).

В качестве еще одного примера погоды в горах можно привести описание маршрута при снятии показаний с термохрона на г. Мунку-Сардык (3491 м) А. Китовым и Е. Ивановым в конце апреля 2021 года, в котором «...метель разгулялась не на шутку <...> ничего не видно куда идти. На вершине приходилось передвигаться ползком, чтоб не сдуло. Перешли на восточную предвершину проверить термохрон. Но её так замело, что торчал только кончик скалы не более 1 м. На перевале между вершинами образовался опасный козырёк в северную сторону, на всякий случай приходилось идти ближе к южному леднику. Порывом ветра А. Китова сбilo с ног, и он покатился по фирну вниз по леднику, но зарубился, и выполз обратно. Второй раз у него порывом того же сильного ветра сорвало капюшон от куртки и чуть не унесло шапку, но он удачно приколол её ледорубом <...> То, что опасно было ходить подтвердило событие на пер. ИГКТ – погибло под лавиной три красноярских туриста из пяти. В этот же день случилось сильное землетрясение около оз. Хубсугул. Хотя мы были примерно в 20 км от эпицентра за хребтом, ощутилось не сильно» (Китов и др., 2022, с. 184).

Лето в 2026 году началось с 15 мая с достижением ночных минимальных температур положительных значений, а максимальных дневных — уровня более 10 °С (см. рис. 1). Хотя уже в конце апреля и несколько раз в течение первой половины мая наблюдались полетному высокие 9.2° (30.03), 12.8° (25.04), 23.8° (29.04), 15.9 (15.05), 22° (10.05) температуры с резкими перепадами до 1.4, 4.0 и 1.8

°С. В этот же период начала лета отмечается резкое увеличение атмосферных осадков, которых выпало 47 мм с пиком 22.1 мм с 18 по 21 мая.

Наледи 2016 г. в сравнении с 2026 г.

Боковые присклоновые наледи в 2016 году также как и в нынешнем 2026 году были

короткими и мощными, и также в период наблюдений прикрыты небольшим слоем снега высотой 5–10 см: на Лесной наледи лед в 2016 г. затопил все метки, а в 2026 г. ее состояние показано на рис. 5 и 6, где она не столь мощная в начале, но видимо далеко растекалась узким одиночным потоком в конце.



Рис. 5. Наледь Лесная, 27.04.2026, фото K0785

Fig. 5. Naled' Lesnaya, 27.04.2026, photo K0785



Рис. 6. Обрыв наледной террасы наледи Лесной, речная наледь Белоиркутская покрытая снегом, насыщенным талой водой, и живая Белоиркутская осыпь с наледью Красивой на дальнем плане, 27.04.2026, фото K0786

Fig. 6. The cliff of the ice terrace of the Lesnaya aufeis, the Beloirkutnaya river ice covered with snow saturated with meltwater, and the living Beloirkutnaya scree with the Krasivaya aufeis in the background, 27.04.2026, photo K0786

В ущелье Кривое Колено — наледь 2016 года достигала уровня 2014 г., а Ближняя и Архаров представляли из себя очень крутые и высокие короткие бугры. Видимо были суровые морозы, как и в текущем 2026 году, когда наледь в вышеназванном ущелье

затопила на неизвестную величину все метки 2014 и 2016 гг.

На речных наледях в 2016, как и в 2026 г. наблюдались большие хорошо выраженные ледяные бугры пучения (рис. 7).



Рис. 7. Ледяной бугор пучения перед ущельем Средним на речной наледи Бел. Иркут, 02.05.2016, фото 2323

Fig. 7. The aufeis hillock of heaving in front of the Sredny gorge on the river aufeis Bel. Irkut, 02.05.2016, photo 2323

Подобный бугор на этом же месте был сформирован и в 2026 году (рис. 8), а в прошлом году в теплый период «второго весеннего таяния» он от давления нагреваемого

солнцем весеннего окружающего льда речной наледи даже эволюционировал дальше, стал расти вверх и обрушился (Весенняя экспедиция..., 2025, рис. 14).



Рис. 8. Ледяной бугор пучения наледи Белоиркутской при входе реки в ущелье Среднее, 28.04.2026, фото K0844

Fig. 8. Aufeis hillock of the Beloirkutnaya aufeis heaving at the entrance of the river to the Srednoye gorge, 28.04.2026, photo K0844

Наледь Ночная в 2016 г. была высокая, затопила все метки и широким потоком сваливалась с обрыва на речную наледь Бел. Иркут, что очень похоже на ее состояние и в 2026 г. (см. рис. 13).

Под автомобильным мостом *Усть-Буговская наледь* в 2016 г. заливала все метки на опорах моста 2014 г., пришлось ставить новые розовой краской, что также совпадает с ее характеристиками в 2026 г. (см. рис. 27 и 28).

По Ср. Иркуту «В нижней части наледи синие метки были залиты льдом, а в верхней части аналогичные метки были выше уровня наледи. Видимо большая часть питающих наледь зимой грунтовых вод в морозы выходила в нижней части наледей. Это отличает эти наледы от режимных наледей рр. Буговека, Бел. Иркут и Мугувека, где основная часть грунтовых вод сбрасывается в верхней части наледей и в морозные дни вода не

успевает далеко распространиться от верха наледи. В теплые зимы вода до замерзания успевает далеко утечь от источника или широко разлиться, поэтому наледь Ср. Иркут будет похожа на наледы других рек потому, что воды верхних источников успеют достичь низовой наледи и увеличить и без того толстую наледь этой части. В некоторые особенно теплые зимы наледь Среднего Иркут может остаться без своей верхней части...

...От Большой Мугувекской наледи до самого каньона между большими камнями в 2016 г. тянется узкая полоска льда шириной до 10 м. Идти по ней очень удобно» (Мунку-Сардык..., 2026).

Наледи 2026 г.

По рассказам и фотографиям А.Д. Китова в этой статье описано состояние всего 20 наледей по рекам Белый Иркут, Мугувека,

Буговек, от мест их зарождения и до устьев этих рек. Этот вертикальный диапазон их распространения в районе строго подчиняется вертикальной высотной геокриологической зональности экзогенных процессов формирования (современного развития) высокогорного рельефа (Коваленко, Мункоева, 2013).

Уровень верхнего начала *Большой Белоиркутской наледи* высокий, как и должно быть при редких и недлительных сильно морозных периодах в течении довольно теплой зимы (рис. 10), а далее на всем своем протяжении она широко разливается и затапливает все маркеры на неизвестную величину (рис. 11).



Рис. 10. Верхнее начало Бол. Белоиркутской наледи. Слева заснеженный полуостров, 28.04.2026, фото K0852

Fig. 10. Upper beginning of the Bol. White Irkut aufeis. Snow-covered peninsula on the left, 28.04.2026, photo K0852



Рис. 11. Большая Белоиркутская наледь в пределах летней наледной поляны, 28.04.2026, фото K0848

Fig. 11. Bolshaya Beloirkutnaya aufeis within the summer glade, 28.04.2026, photo K0848

Вид наледи руч. Наледного 28.04.2026 можно посмотреть в ст. А.Д. Китова в этом выпуске журнала (Китов, 2026, рис. 9).

Ниже Бол. Белоиркутской наледи расположена *Белоиркутская наледь*, которая, как и все речные наледи в этом году совершенно ровная, протяженная и без промоин (рис. 12, а–г). Наледи покрыты небольшим (до 10 см) слоем снега, выпавшим в начале апреля, в котором видны промоины, образованные

потоками пропитанного талой водой снега. Они имеют большую ширину и незначительную глубину, равную толщине снега. По краям, как и при движении селевого потока по ровной твердой поверхности, образуются снежные валы. Движение своеобразных снежных селей происходит по поверхности наледи. В конце потока образуется конечный конус выноса из снега, потерявшего воду и прекратившего движение (см. рис. 12, а).



а)



б)



Рис. 12. Белоиркутская наледь чуть ниже устья руч. Наледного (а), несколько ниже лагеря Геологического (б), в районе термальных наледей (в), перед входом в ущелье Нижнее (г), 28.04.2026, фото K0829, K0828, K0822, K0818

Fig. 12. Beloirkutnaya aufeis just below the mouth of the streams. Nalednoye (a), a little below the Geologicheskyy camp (b), in the area of thermal aufeis (v), in front of the entrance to the Nizhneye gorge (g), 28.04.2026, photo K0829, K0828, K0822, K0818

Отсутствие крутых уступов, ровный характер поверхности и отсутствие промоин на речных наледях (см. рис. 11 и др.) указывает на то, что на конечном (календарном) окончании зимы и всю раннюю весну, когда происходит формирование основного объема речных наледей, была довольно теплая

погода. Смотри график рис. 1, где с первого марта температурные кривые, после самых морозных годовых значений около 40° , резко устремляются вверх, отмечая резкое потепление. Об этом же нам говорит и характер наледи *Ночной* в этом году, на которой последние маловодные талые наледные воды

достигали каменного конуса выноса и равномерно заливали его маломощной наледью (рис. 13).

Боковые (склоновые) грунтовые наледи при малоснежной зиме и редких, но сильных

морозах, хорошо дешифрируются (рис. 14, а и б), в следствие того, что в редкие морозные дни наледобразующие грунтовые воды быстро замерзали, не успевая достигать пойм рек.



Рис. 13. Конус выноса наледи Ночной, залитый маломощной наледью, левый склон реки Белый Иркут, 28.04.2026, фото K0826

Fig. 13. Night aufeis removal cone, flooded with thin aufeis, left slope of the Bely Irkut River, 28.04.2026, photo K0826



a)



б)

Рис. 14. Боковые грунтовые наледы правого борта р. Бел. Иркут, 28.04.2026, фото K0824 (а) и K0820 (б)

Fig. 14. Lateral unpaved ice on the starboard side of the Bel River. Irkut, 28.04.2026, photo K0824 (a) and K0820 (b)

Вид наледей Белоиркутской и *Усть-Бугувекской* приведен на рис. 15 и 16, заснеженные боковые *грунтовые наледы каньона Мугувека* — на рис. 4, б, *Бол. Мугувекской* — на рис. 4, г, а также см. в статье (Китов, 2026, рис. 14).



Рис. 15. Слияние Усть-Мугувекской (слева) и Белоиркутской (справа) наледей. Уступ Белоиркутской наледи не столь высок, как в некоторые годы, 28.04.2026, фото K0863

Fig. 15. Confluence of the Ust-Muguvek (left) and Beloirkutnaya (right) aufeis. The scarp of the Beloirkutnaya aufeis is not as high as in some years, 28.04.2026, photo K0863



Рис. 16. Вид вниз по течению от стрелки на выровненную Белоиркутскую наледь без бугров и промоин. Ее высота достигает уровня поверхности острова Фестивального (справа на снимке), 28.04.2026, фото K0766

Fig. 16. View downstream from the arrow to the leveled Beloirkutnaya ice without bumps and gullies. Its height reaches the surface level of Festivalny Island (on the right in the photo), 28.04.2026, photo K0766

Наледь Домашняя в обычных пределах, разве что в своей верхней части у нее несколько маловата мощность в этом году (рис.

17, а), но в средней и нижней части достигает своих обычных пределов (рис. 17, б и в).



а)



б)



е)

Рис. 17. Наледь Домашняя в верхней (а), средней (б) и нижней части (е), 02.05.2026, фото K1206, K1207 и K1208

Fig. 17. Home aufeis in the upper (a), middle (б) and lower parts (е), 02.05.2026, photos K1206, K1207 and K1208

Наледь Портулановская маломощная, но по ней все равно можно подъехать на машине или квадроцикле к заходной тропе к лагерю (рис. 18).

Из-за морозной зимы, крутые бугры боковых наледей формировались рядом с выходами грунтовых вод на поверхность, далеко не утекая (рис. 19, 20).



а)



б)

Рис. 18. Наледь Портулановская с хорошо выраженными боковыми притоками (см. следующий рис.) разгрузочных грунтовых вод пролювиального конуса выноса портулановской поляны (а), вид вверх по долине (б), 27.04.2026, фото K0799 и K0802

Fig. 18. Portulanovskaya ice with well-defined lateral tributaries (see the next figure) of discharge groundwater of the proluvial cone of the Portulanovskaya glade (а), view up the valley (б), 27.04.2026, photos K0799 and K0802



Рис. 19. Наледный бугор — результат разгрузки грунтовых вод в сильный мороз из пролювиального конуса выноса портулановской поляны, 27.04.2026, фото K0778

Fig. 19. Aufeis hillock is the result of groundwater discharge in severe frost from the proluvial cone of the outflow of the Portulanovsky glade, 27.04.2026, photo K0778



Рис. 20. Наледь Архаров. Основная масса наледного льда образоваласьверху склона вблизи выхода грунтовых вод. Даже традиционно заливаемые по самые верхушки кусты в этом году остались на поверхности, 27.04.2026, фото K0783

Fig. 20. Aufeis Arkharov. The bulk of the ice was formed at the top of the slope near the outlet of groundwater. Even the bushes traditionally flooded to the very tops remained on the surface this year, 27.04.2026, photo K0783

Речная наледь напротив живой осыпи Белоиркутской, традиционно засыпана скатившимися обломками, но не так обильно, как в некоторые годы (см. Коваленко, 2024, с. 143), когда на квадроциклах невозможно было проехать. Ее объем ниже плотины-перемычки резко сокращен по сравнению с довольно большими объемами и выровненным

характером при отсутствии перемычки в другие годы.

Незначительная замусоренность наледи (рис. 21) скатившимися с живой осыпи обломками тоже указывает на то, что какого-либо потепления и таяния наледей и снега еще в этом году не происходило.



Рис. 21. Речная наледь напротив живой осыпи Белоиркутской, ниже перемычки-плотины, 27.04.2026, фото K0797

Fig. 21. River aufeis opposite the living scree of Beloirkutnaya, below the dam bridge, 27.04.2026, photo K0797

Наледь Красивая на живой осыпи Белоиркутской описана далее в разделе Мерзлотно-каменный горный поток Активный. А этом году она предстала перед нами во всей своей красе и сформирована, как мы ранее и указывали сместившимися к середине осыпи выходами грунтовых вод МКГП Активного (см. Китов, 2026, рис. 3). Размыва прошлогодней

речной плотины-перемычки, перегородившей русло Белого Иркуты, как мы прогнозировали: «...сентябрьский период дождей, с почти летними максимальными температурами до 22.1 и 18.3 °С и их падением до 3.0° мог привести к прорыву плотины конуса выноса живой осыпи Белоиркутской на р. Бел. Иркут» (Коваленко, 2025а, с. 210), в конце

лета, продлившегося почти до октября, не произошло, когда наблюдались обильные атмосферные осадки. В этом году плотина-перемычка явилась причиной подпруживания речной Белоиркутской наледи и весенних талых вод, что привело к выравниванию поверхности и увеличению мощности речной наледи выше плотины и сокращению ее мощности ниже перемычки. Весенние талые воды, обходя плотину, прижимаются в районе пролювиального конуса выноса устья руч. Потайного к левому скальному борту долины и продолжают формировать небольшую террасу у подножия скал. Теперь становится более понятен генезис этой

классической наледной террасы. Обильные талые наледные воды, кроме того, еще и создают по низу скал вдоль тылового шва террасы промойные ниши, в которых туристы в ненастную погоду или при неожиданном летнем ливне любят укрываться от дождя и разводить костры. Это еще один пример геологической деятельности высокогорных наледей, с подробным анализом которой можно познакомиться в нашей статье (Коваленко, Лихтарович, 2021).

Наледь руч. Ледяного в своих обычных пределах, разве что в приустьевой части она несколько менее мощная чем обычно и без больших бугров-уступов (рис. 22).



Рис. 22. Приустьевая часть наледи руч. Ледяного, 01.05.2026, фото K1095

Fig. 22. Estuary part of the aufeis of the Ledianogo stream, 01.05.2026, photo K1095

Состояние поймы Бел. Иркуты в ущельях в нижнем течении из-за паводков летнего сезона 2025 года поменялась. Размыло немного конус выноса (рис. 23), большой камень из-за своих размеров устоял на месте, но его тоже замыло несколько по иному (рис. 24), другой

реперный камень, под которым свободно мог пройти человек, упал и его замыло аллювием (рис. 25). Немного изменилась пойма Бел. Иркуты и перед автомобильным мостом (рис. 26).



Рис. 23. Подрезанный летними паводками 2025 года конус выноса левого склона в ущелье Бел. Иркут, 01.05.2026, фото K1088

Fig. 23. Left slope overflow cone in the Bel. Irkut, 01.05.2026, photo K1088



Рис. 24. Реперный большой камень в пойме Бел. Иркут с бороздами-отметинами максимального уровня наледей, 01.05.2026, фото K1089

Fig. 24. Large fiducial stone in the floodplain of Bel. Irkut with furrows-marks of the maximum level of aufeis, 01.05.2026, photo K1089



Рис. 25. Реперный большой камень в пойме Бел. Иркута, сместившийся в результате летних паводков 2025 года, 01.05.2026, фото K1090

Fig. 25. A large fiducial stone in the floodplain of Bel. Irkut, displaced as a result of summer floods of 2025, 01.05.2026, photo K1090



Рис. 26. Речная наледь в устье Среднего Иркута, 01.05.2026, фото K1069

Fig. 26. River aufeis at the mouth of the Middle Irkut, 01.05.2026, photo K1069



Рис. 27. Наледь Усть-Буговекская под автомобильным мостом. Вид вниз по течению, 02.05.2026, фото K1039

Fig. 27. Ust-Bugovetskaya aufeis under the road bridge. View downstream, 02.05.2026, photo K1039



Рис. 28. Речные наледи Иркут и Буговека. Снято с правого высокого борта долины р. Иркут в районе кафе, 02.05.2026, фото K1068

Fig. 28. River aufeis of Irkut and Bugovek. Taken from the right high side of the valley of the Irkut River in the area of the café, 02.05.2026, photo K1068



Рис. 29. Пустынно, тихо и безлюдно в разгар туристического сезона!? Пойма Бел. Иркута выше автомобильного моста, 03.05.2026, фото K1303-04, с изменениями

Fig. 29. Deserted, quiet and deserted at the height of the tourist season!? Floodplain of Bel. Irkut above the road bridge, 03.05.2026, photo K1303-04, with changes

Мерзлотно-каменный горный поток Активный

Мерзлотно-каменные горные потоки (МКГП) и сопровождающий их окружающий комплекс рыхлых отложений по вертикально-возрастной лестнице развития основных форм рельефа Мунку-Сардыкского горного массива (рис. 30) относятся к четвертой (мерзлотной) и пятой (эрозионной) ступени развития рельефа с долгоживущими обрывами, живыми осыпями, термосуффозионными воронками и каньонами, современными экзогенными селевыми процессами и возникающими при этом формами рельефа, а также оползнями, провоцируемыми повышенной обводненностью территории в результате повышенных атмосферных осадков и речной эрозии. Причем все рыхлые отложения этих ступеней могут служить главными

источниками селевого материала, а также резервуарами грунтовых вод для формирования практически всех высокогорных наледей района. Их дальнейшая или конечная криогенная эволюционная стадия развития — это появление на их месте каменной реки (курума) без признаков мерзлотных процессов. МКГП чем-то похожи на каменные глетчеры, их центральные части также разбиты поперечными и продольными (краевыми) трещинами отрыва и скольжения, что создает грядово-западинный рельеф выположенных разноразноуровневых (повышающихся к стенке кара) поверхностей и довольно высокие извилистые уступы перпендикулярные направлению движения потока. Эти потоки также транспортируют обломочный материал с большой скоростью и могут создавать формы рельефа очень похожие на краевые конечные морены ледников.

СТУПЕНИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

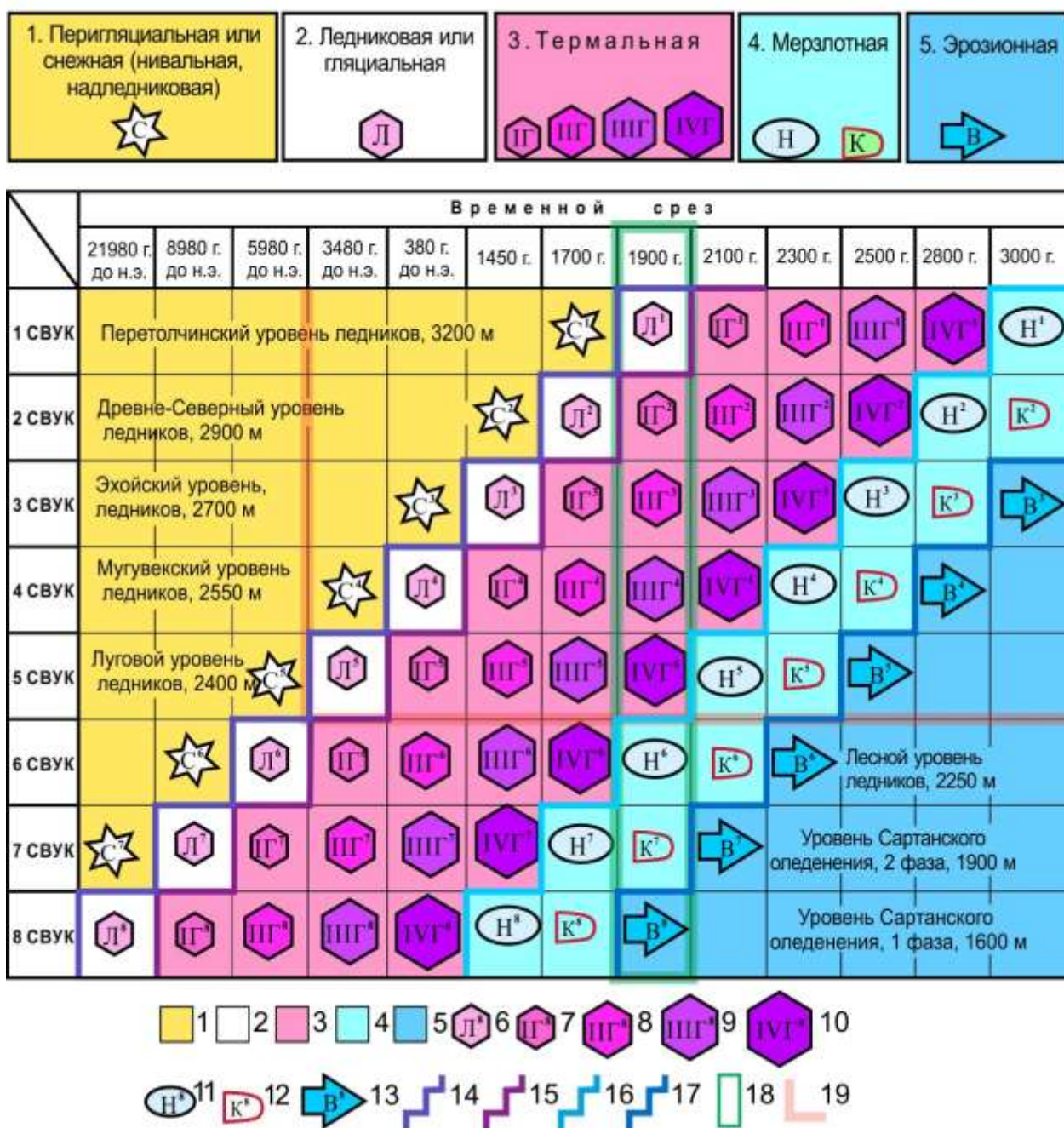


Рис. 30. Вертикально-возрастная лестница развития основных форм рельефа Мунку-Сардыкского горного массива (по Коваленко, 2025, с. 41–42)

1-5 – ступени развития рельефа: 1 – перигляциальная или снежная (нивальная, надледниковая), 2 – ледниковая или гляциальная; 3 – термальная; 4 – мерзлотная; 5 – эрозионная; 6 – отступающие ледники; 7-10 – каменные глетчеры на стадии деградации: 7 – первой, 8 – второй, 9 – третьей, 10 – четвертой; 11 – наледи и солифлюкционные террасы; 12 – каменные потоки в палеокарах определенного уровня СВУК (цифра) с долгоживущими обрывами, живыми осыпями, термосуффозионными воронками и каньонами); 13 – современные селевые процессы и возникающими при этом формы рельефа, а также оползни, провоцируемые повышенной обводненностью территории в результате паводковых и затяжных атмосферных осадков и речная эрозия; 14-17 – лестницы верхнего уровня вертикально-хронологического развития: 14 – гляциальных структур (ледники с открытыми частями льда), 15 – каменных глетчеров, 16 – мерзлотных структур (солифлюкционных, высокогорных наледей и мерзлотно-каменных горных потоков), 17 – водных потоков (селево-речные паводки); 18 – структуры

на современном этапе развития территории; 19 – высотно-хронологический уровень гипертермального интергляциала

Fig. 30. Vertical-age ladder of development of the main forms of relief of the Munku-Sardyk mountain range

1-5 – stages of relief development: 1 – periglacial or snowy (nival, supraglacial), 2 – glacial or glacial; 3 – thermal; 4 – permafrost; 5 – erosive; 6 – retreating glaciers; 7-10 – stone glaciers at the stage of degradation: 7 – first, 8 – second, 9 – third, 10 – fourth; 11 – aufeis and solifluction terraces; 12 – stone flows in palaeocarps of a certain IEDC level (figure) with long-lived cliffs, live screes, thermosuffosion sinkholes and canyons); 13 – modern mudflows and the resulting landforms, as well as landslides provoked by increased watering of the territory as a result of floods and prolonged precipitation and river erosion; 14-17 – stairs of the upper level of vertical-chronological development: 14 – glacial structures (glaciers with open parts of ice), 15 – stone glaciers, 16 – permafrost structures (solifluction, high-altitude aufeis and permafrost-stone mountain streams), 17 – water flows (mudflow-river floods); 18 – structures at the present stage of development of the territory; 19 – altitudinal-chronological level of thermal hyperinterglacial

Мерзлотно-каменный горный поток — это крупный, уникальный и весьма активно формирующий рельеф геоморфологический объект, также чутко реагирующий на изменения погоды. Современные каменные потоки содержат конжеляционный лед, существующий многие годы, который в холодные зимы связывает грунтовые воды и каменный поток похож на классический тип каменного глетчера, а в теплые годы выдает их на поверхность в виде наледей (наледь Красивая возле каменного потока Активный).

На самой живой осыпи с правой стороны по краю лежат пластообразные нерастаявшие мерзлые глыбы грунта лишь съехавшие (сползшие), но не скатившиеся и не достигшие речной наледи (см. Китов, 2026, рис. 3). Дополнительной причиной такого необычного поведения может являться и выположившийся угол уклона поверхности живой осыпи из-за повышения базиса эрозии всей осыпи, т.к. она теперь опирается не на русловый уровень реки, а на верхнюю поверхность конус выноса, перегородившего долину.

Наледь Красивая весной 2026 г. была в самом своем роскошном виде и формировалась грунтовыми водами из средней части тела МКГП по центру живой осыпи. Причем

хорошо видно, что грунтовые воды поступают не из-под основания выдвигающегося блока каменного потока, а со средней его части. Это позволяет стратифицировать тело потока на две части. Нижнюю, смёрзшуюся и верхнюю талую и рыхлую, в которой и накапливаются грунтовые наледные воды. Эта мёрзлая часть потока по всей видимости и является главным генератором движения МКГП вниз по склону по механизму движущегося ледника или каменного глетчера. Если судить по многолетним наблюдениям его выхода на Белоиркутскую живую осыпь, то толщина мерзлого основания, представляющего из себя каменно-ледяную крупнообломочную породу, может составлять всего несколько метров, а в центре потока на верху по данным детального георадарного профилирования (Китов и др., 2022) не исключено, что она может быть и несколько больше. МКГП Активный, когда впервые нами был обнаружен и описан в 2013 году (Коваленко и др., 2013), находился практически в зачаточном состоянии (рис. 31), в центре живой осыпи даже существовал коренной выход горных пород (Коваленко и др., 2013, рис. 5), значительно снивелированный и засыпанный в последующие годы.



Рис. 31. Живая осыпь Белоиркутская с наледью Красивой, 03.05.2013, фото 13_8661-63

Fig. 31. Living scree Beloirkutnaya with aufeis Krasivaya, 03.05.2013, photo 13_8661-63

В последние годы горный поток проявляет свою максимальную активность, см. статьи (Коваленко, 2024, рис. 19–21; 2025, рис. 2–3; Коваленко, Акулова, 2022, рис. 8; Коваленко и др., 2022, рис. 1, 7; Коваленко, Гергенов, 2022, рис. 9–10; Коваленко и др., 2023, рис. 1, 4–5; Китов и др., 2024, рис. 7–8; и др.), из которых к тому же можно узнать, что «До 2008 года поток был без наледи и не проявлял особой активности. В 2009 году впервые появилась наледь Красивая (рис. 9), четко обозначилось выдвигающееся тело потока из

смерзшихся обломков пород на склоне выше скального цоколя, и он на общем фоне живой осыпи ничем не выделялся. В 2010 году его деятельность отметилась массовыми вывалами мелкообломочного материала представленного, в основном гранитными обломками. Наибольшая его активность приходится на последние 2011–2022 годы (рис. 10). В 2017 и 2022 гг., вероятно, из-за поздних весен этих лет, наледи Красивой почти не было.



Рис. 32. Живая осыпь с выдвигающимся в верхней части каменным потоком и наледью Красивой, 30.04.2009, фото 1018 (Коваленко, Гергенов, 2022, рис. 9)

Fig. 32. Living scree with a stone stream advancing in the upper part and aufeis of the Beautiful, photo 1018 from 30.04.2009 (Kovalenko, Gergenov, 2022, fig. 9)



Рис. 33. Выход мерзлотно-каменного горного потока «Активный» (верхняя часть осыпи) на живую осыпь Белоиркутскую, 27.04.2019, фото 0923 (Коваленко, Гергенов, 2022, рис. 10)

Fig. 33. The outcrop of the permafrost-stone mountain stream "Aktivny" (the upper part of the scree) on the living Beloirkutnaya scree, photo 0923 from 27.04.2019 (Kovalenko, Gergenov, 2022, fig. 10)

«Но обломочный материал таких естественных скоплений рыхлого материала и льда, обладающие самостоятельным движением под действием силы тяжести объектов имеет преимущественно лавинно-осыпное и обвальное происхождение, а лед возникает в результате проникновения в каменную массу талых снеговых и дождевых вод. Они, как правило, формируются на склонах горных долин вдали от современных гляциальных образований, иногда в древнеледниковых цирках и карах, без участия оледенения. Такие МКГП, образуя каменные гряды,

бугристо-западинные формы рельефа, живые осыпи на склонах, никогда ранее не могли быть [или ред.] связаны с каменными глетчерами.» (Коваленко, Гергенов, 2022, с. 131–134, рис. 9–10). Последние в историческом своем развитии являются погребенными ледниками, а каменные потоки, являясь мерзлотными каменными образованиями, могут быть только высокогорными боковыми или присклоновыми погребенными грунтовыми наледями, перекрытыми и ушедшими, в следствие этого, под каменные обвальные отложения (рис. 34).



Рис. 34. Мерзлотно-каменный горный поток Активный (Коваленко, Акулова, 2022, с изменениями и дополнениями)

Fig. 34. Permafrost-stone mountain stream Active (Kovalenko, Akulova, 2022, with amendments and additions)

Если внимательно изучить схему склона на рис. 34, то усматривается, что вся область склона отмеченная желтым крапом является потенциально возможным театром повышения обвальной деятельности по типу мерзлотного каменного горного потока Активного, что значительно повысит опасность прохождения туристами этого интервала довольно популярного маршрута к г. Мунку-Сардык в будущем.

Интересна геологическая история развития рельефа в окрестностях МКГП Активный. При этом к самой древней геоморфологической морфоскульптуре, на которой развился МКГП, это правое плечо трога п/л Окинського, на которое выходил боковой п/л Крутой (6-й СВУК), занимающий более высокое гипсометрическое положение. Во время гляциальной стадии развития п/л Крутого его осыпные морены объединялись с моренами Окинського ледника и их совместная

эрозионная способность вырабатывала в плече трога небольшую впадину-трог, в которой накапливался в большом количестве моренный материал обоих палеоледников.

Этот процесс накопления рыхлого обломочного был продолжен в последующее время накоплением катастрофического пролювия селевых потоков, а в заключительные стадии и осыпных с окружающих скальных склонов, окантуривающих будущую область развития МКГП. Возникшая таким образом большая мощность грубообломочного рыхлого материала и северная экспозиция этой области способствовали накоплению в ней конжеляционного подземного льда, критический объем которого в какой-то период привел к его движению вниз по склону, зарождению и развитию МКГП. Необходимость наличия впадины-ступени при образовании и развитии МКГП несколько умоляет тезис более широкого развития живой осыпи в будущем, приведенный на рис. 34. Разве что в области рисунка, выделенной как плечо трога, такая впадина имеется.

Каменный поток возник по геологическим меркам в самое последнее время в пределах эрозионного типа высокогорного рельефа в соответствии с вертикальной геокриологической зональностью экзогенных процессов (см. рис. 30 и статьи Коваленко, Мункоева, 2013; Коваленко, 2025) и никакой генетической связи с развитием современных гляциальных структур не имеет. Последние, как в момент его зарождения, так и на этапе его современного развития находились и расположены в настоящее время в пределах территории изучения в нескольких сотнях метров выше в так называемой термальной ступени высокогорного рельефа, где какое-либо возникновение и тем более функционирование и развитие подобных морфоскульптур (МКГП) из-за сдерживающего морозного фактора вообще невозможно.

На эрозионной же ступени развития (появления и развития высокогорных наледей) этот *«сдерживающий морозный фактор ... исчезает, т.к. большая часть (или весь) погребенный лед успевает к этой стадии стать»* (Коваленко, Мункоева, 2013, с. 28).

Заключение

Данная статья в большой мере была обусловлена необходимостью решения ежегодных научно-исследовательских задач по режимным наблюдениям в высокогорном районе горного массива Мунку-Сардык: 1) сменить термохроны, срок работы аккумуляторов которых истек; 2) продолжить почти 20-летние режимные наблюдения за мерзлотно-наледными процессами — специфическими высокогорными (первородными) наледями; 3) мерзлотно-каменным горным потоком Активным, режимные наблюдения за которым нами ведутся с 2013 г., и подобными зачаточными и умершими морфоскульптурами; 4) вынесенные в начало заголовка данной статьи слова о погоде в 2026 г. также обязывали продолжить изучение ее по данным близлежащей метеостанции в пос. Монды и оценить влияние на вышеуказанные мерзлотно-наледные объекты.

Первая задача смена термохрон и считывание данных была успешно и героически выполнена с.н.с. Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН А.Д. Китовым, который почти в полном одиночестве, т.к. не было совсем в этом году туристов, см. статью в этом номере журнала (Китов, 2026). Попутно он решил и вторую задачу, осуществив качественную и подробную фотодокументацию высокогорных наледей, позволившая автору уже данной статьи их подробно описать, опираясь на многолетний полевой опыт их наблюдения и изучения.

Решение третьей задачи было успешно осуществлено, т.к. на основе скудного наличия очередных наблюдений в этом году и полное отсутствие личных наблюдений за этим интересным МКГП, способствовали более глубоким размышлениям о месте и роли ее в общем экзогенном развитии территории. В результате сведения об этом интересном геоморфологическом активном объекте были дополнены новыми догадками на ее происхождение и развитие в настоящем и будущем, а также строго закрепить ее место в вертикальной лестнице экзогенных нивально-гляциально-мерзлотно-эрозионных процессов и морфоскульптур района (см. рис. 30).

Анализом погоды первой половины 2026 года в районе г. Мунку-Сардык были

продолжены исследования по выявлению ее влияния на динамику гляциально-нивальных, мерзлотных и наледных объектов, начатая в предыдущей статье (Коваленко, 2025а). В результате могут быть выявлены или намечены причины изменения их динамики, а также причины изменения самой погоды от года к году, предположительно зависящие от солнечной активности или ее цикличности.

Литература

- Архив погоды в Мондах // Расписание погоды : сайт. URL: https://rp5.ru/архив_погоды_в_Мондах (дата обращения: 06.06.2026).
- Веденин С. Причины и виды лавин. О лавинной безопасности. Как управлять рисками? Видео от Yandex.ru : видеозапись : 01:57:38 (время воспроизведения) : URL: https://yandex.ru/video/preview/1025020144744184352?q_source=title (дата обращения: 14.06.2026).
- Весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2025 году (Республика Бурятия) / С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, А.Д. Стом, Д.А. Максимова, И.В. Белкин, Н.В. Хамина, И.С. Даутов, О.А. Бархатова, С.В. Липкина // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 2. С. 223–253. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.223. EDN: UVLCIO.
- Де-Геннинг-Михелис Е. В Северной Монголии. (Экспедиция на Мунку-Сардык и Косогол в 1897 г.) // Известия Вост.-Сиб. отд. Рус. Геогр. о-ва. Иркутск, 1898. Т. XXIX, №. 3. С. 151–190.
- Китов А.Д. Весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2026 году (Республика Бурятия) // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 189–209. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.189.
- Китов А.Д., Коваленко С.Н., Иванов Е.Н., Денисенко И.А. Экспедиция Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН и клуба Портулан в Восточные Саяны (горный массив Мунку-Сардык) в апреле-мае 2021 года // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 182–187. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.182.
- Китов А.Д., Коваленко С.Н., Гергенов И.И. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2022 году // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 131–148. DOI 10.26516/2541-9641.2024.1.131.
- Коваленко С.Н. Некоторые вопросы динамики наледных и осыпных склоновых процессов в высокогорном районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 128–150. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.128.
- Коваленко С.Н. Селевая деятельность на туристических маршрутах в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 2. С. 25–45. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.25. EDN: JKWUFA.
- Коваленко С.Н. Погодные условия формирования современных нивально-гляциально-мерзлотных и наледных образований высокогорного района Мунку-Сардык в 2025 году (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда. 2025а. Т. 5, № 4. С. 203–217. DOI 10.26516/2541-9641.2025.4.203. EDN: PGPLJS.
- Коваленко С.Н., Китов А.Д., Мункоева Э.В., Зацепина Н.А. «Каменный глетчер» Белого Иркута // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2013. № 1-2. С. 29–37. URL: <https://w.eruditor.one/file/1691935/> (28 мая 2025).
- Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник каф. географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2013. № 3–4 (8). С. 24–37. URL: <https://w.eruditor.one/file/1691928/>.
- Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 128–138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128.
- Коваленко С.Н., Китов А.Д., Иванов Е.Н. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2018 году // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 158–169. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.158.
- Коваленко С.Н., Гергенов И.И. Высокогорные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 122–140. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.122.
- Коваленко С.Н., Китов А.Д., Акулова Ю.В. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2021 году // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 233–251. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.233.
- Коваленко С.Н., Лихтарович Э.В. Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 80–93. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80.
- Мунку-Сардык.ру. Экспедиции // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: <https://munku-sardyk.ru/category/our-blog/expedition/> (дата обращения: 28.05.2026).

References

- De-Genning-Michelis E. In Northern Mongolia. (Expedition to Munku-Sardyk and Kosogol in 1897) *Izvestiya Vost.-Sib. otd. Rus. Geogr. Islands.* Irkutsk, 1898. Vol. XXIX, No. 3. P. 151–190.
- Kitov A.D. Spring expedition of the Portulan club to the area of the city of Munku-Sardyk in 2026 (Republic of Buryatia) // *Geology and environment.* 2026. Vol. 6, No. 2. P. 189–209. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.189.
- Kitov A.D., Kovalenko S.N., Gergenov I.I. Portulan Club expedition to the Munku-Sardyk region in 2022 // *Geology and Environment.* 2024. Vol. 4, No. 1. P. 131–148. DOI 10.26516/2541-9641.2024.1.131.
- Kitov A.D., Kovalenko S.N., Ivanov E.N., Denisenko I.A. Expedition of the V.B. Sochava Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the Portulan Club to the Eastern Sayans (Munku-Sardyk mountain range) in April-May 2021. 2022. Vol. 2, No. 2. Pp. 182–187. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.182.
- Kovalenko S.N. Some issues of the dynamics of ice and scree slope processes in the high-mountain area of the Munku-Sardyk mountain massif. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 128–150. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.128.
- Kovalenko S.N. Weather conditions for the formation of modern nival-glacial-permafrost and ice formations of the high-mountain region of Munku-Sardyk in 2025 (Eastern Sayan) // *Geology and environment.* 2025a. Vol. 5, No. 4. P. 203–217. DOI 10.26516/2541-9641.2025.4.203. EDN: PGPLJS.
- Kovalenko S.N. Mudflow Activity on Tourist Routes in the Area of Munku-Sardyk Mountain (Eastern Sayan) // *Geology and Environment.* 2025. Vol. 5, No. 2. P. 25–45. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.25. EDN: JKWUFA.
- Kovalenko S.N., Akulova U.V. Cryogenic lithopotoks of the Munku-Sardyk mountain range // *Geology and Environment.* 2022. Vol. 2, No. 2. P. 128–138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128.
- Kovalenko S.N., Gergenov I.I. High-mountain forms of relief of the Munku-Sardyk mountain massif. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 122–140. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.122.
- Kovalenko S.N., Kitov A.D., Akulova Yu.V. Portulan Club Expeditions to the Munku-Sardyk District in 2021. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 233–251. DOI 10.26516/2541-9641.2023.4.233.
- Kovalenko S.N., Kitov A.D., Ivanov E.N. Expediciand club Portulan in the area of Muncu-Sardyk in 2018 // *Geology and Environment.* 2022. Vol. 2, No. 3. P. 158–169. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.158>.
- Kovalenko S.N., Kitov A.D., Munkoeva E.V., Zatsepina N.A. "Stone glacier" of the White Irkut // *Bulletin of the Department of Geography of the East-Siberian State Academy of Education.* 2013. No. 1-2. P. 29-37. URL: <https://w.eruditor.one/file/1691935/> (accessed 14.05.2025).
- Kovalenko S.N., Kitov A.D., Stom A.D., Maksimova D.A., Belkin I.V., Hamina N.V., Dautov I.S., Barkhatova O.A., Lipkina S.V. // *Geology and Environment.* 2025. Vol. 5, No. 2. P. 223–253. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.223. EDN: UVLCIO.
- Kovalenko S.N., Likhtarovich E.V. *Geologicheskaya deyatel'nost' naledey v rayon gora Munku-Sardyk (Vostochny Sayan)* [Geological activity of ice in the area of the Munku-Sardyk mountain (Eastern Sayan)]. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 80–93. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80.
- Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Types of mountain relief and the origin of ice in the area of Mount Munku-Sardyk // *Vestnik kaf. geografii Vost.-Sib. gos. akademii obrazovaniya.* 2013. No. 3–4 (8). P. 24–37. URL: <https://w.eruditor.one/file/1691928/>.
- Munku-Sardyk.ru. Expeditions // Munku-Sardyk.ru : site : URL : <https://munku-sardyk.ru/category/our-blog/expedition/> (accessed 28.05.2026).
- Vedenin S. Prichiny i vidy avalanche. O avalanchenoy bezopasnosti. Kak upravleniye riskom? Video from Yandex.ru : videozapis: 01:57:38 (vremya replayeniya) : URL: https://yandex.ru/video/pre-view/1025020144744184352?q_source=title (accessed 14.06.2026).
- Weather archive in Mondach // Weather schedule : site. Available at: https://rp5.ru/a_rhiv_pogoda_in_Mondakh (accessed: 06.06.2026).

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук,
664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса 1,
Иркутский государственный университет,
доцент кафедры динамической геологии геологического факультета,
тел.: (3952)20-16-39,
email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664003, Irkutsk, Karl Marks st. 1,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of the Department of Dynamic Geology,
tel.: (3952)20-16-39,
email: igpug@mail.ru.

ЭКСПЕДИЦИИ

УДК 550.34.032

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.189>

EDN: FFVFWK

Весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2026 году (Республика Бурятия)

А.Д. Китов

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

Аннотация. Подводятся итоги и кратко освещаются полевые научно-исследовательские работы в рамках весенней экспедиции 2026 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в течение которой были проведены полевые научные географические 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.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледи, термохроны, режимные наблюдения за наледями, погода

Spring Expedition of the Portulan Club to the Munku-Sardyk Area in 2026 (Republic of Buryatia)

A.D. Kitov

Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results are summarised and the field research work within the spring expedition of 2026 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, as a result of which field scientific geographical research of nival-glacial formations, river and slope glaciers, slope relief forms and processes forming them in the valleys of the Bely Irkut, Bugovek and Muguvek rivers was carried out: regime surveys of high-mountainous glaciers, and weather monitoring was traditionally conducted.

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, aufeis, thermochrons, regime observations of aufeis, weather monitoring

⁸ Статья получена: 05.06.2026; исправлена: 27.06.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Китов А.Д. Весенняя экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2026 году (Республика Бурятия) // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 189–209. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.189. EDN: FFVFWK

Article received: 05.06.2026; corrected: 27.06.2026; accepted: 17.07.2026.

FOR CITATION: Kitov A.D. Spring expedition of the Portulan club to the Munku-Sardyk Area in 2026 (Republic of Buryatia) // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 189–209. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.189. EDN: FFVFWK

Введение

Главным организатором экспедиции традиционно уже в 24-й раз выступил студенческо-преподавательский клуб Портулан Педагогического института ИГУ (рук. Н.В. Хамина). Экспедиция началась задолго до выезда в поле. С середины марта до отъезда было проведено несколько организационных собраний, на которых новички ознакомились узнали, как через Госуслуги заказать и получить в МВД г. Улан-Удэ пропуска в пограничную зону.

В этом году Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в лице представителя с.н.с, к.т.н. А.Д. Китова должен был обеспечить снятие данных с девяти термохронных установок прошлым летом вдоль туристических маршрутов на рр. Бел. Иркут, Мугувек, Буговек в вертикальном диапазоне от 1560 до 2600 м, т.е. от автомобильного тракта до оз. Эхой. Аналогичные работы проводились в прошлом году (Мунку-Сардык.ру. Экспедиции, 2026; Мунку-Сардык.ру. Фотоальбом, 2026).

НИРС заключалась в продолжении более чем 18-летних наблюдений за режимом высокогорных наледей, активных склоновых процессов района в виде мелких селей, живой осыпи Белоиркутской. Активность последней обеспечивается мерзлотно-каменным горным потоком, за подвижками которого наблюдения ведутся с 2013 года (Коваленко и др., 2013).

Более подробное освещение экспедиции можно найти на сайте Мунку-Сардык.ру (Мунку-Сардык..., 2026).

Однако в этом году пошло все не по плану. Из-за сбоя взаимосвязи между Госуслугами и ФСБ г. Улан-Удэ пропуска не были оформлены к дате заезда. И никто из студентов-членов Портулана не смог поехать. Кроме того, из-за сильной заснеженности районов Бурятии и неблагоприятной погоды произошли в течение почти недели три трагических случая: (1) в Муйском хребте на поселок вахтовиков сошла лавина, под нее попало 2 человека, еще 4 пошли их откапывать, но

повторная лавина накрыла и их (6 смертей); (2) в районе Мунку-Сардык в группе из Красноярска (15 чел.) в непогоду погибло 3 человека (группа была разрозненная, пошли в разные стороны, а 3 человека старше 40 лет пошли на вершину. Две женщины были в связке и на склоне их вероятно сдуло ветром, они сдернули друг друга, сбили мужчину, лица и тела женщин были изуродованы при падении, сбитый мужчина получил травмы, дополз до «Подушки» на высоте 3000 м и замерз, когда остальные члены группы собрались вечером в лагере, то не обнаружили 3-х, пошли их искать и обнаружили 3 тела, сообщили в МЧС); (3) вскоре при подъеме на пик Конституция с пер. 26-го Партсъезда при проходе под стенкой бастиона группа из 7 опытных восходителей, среди которых был спасатель из Читы, подрезала влажный снег, прилипший к скале, спровоцировала лавину с камнепадом; идти ниже не решились подрезать большую массу снега, пошли выше у стенки, но липкий влажный снег способствовал обрушению части стенки, в итоге попали под камнепад со снегом, одна женщина была на глубине 20 см, но ее придавило каменной плитой; среди частично попавших под лавину первый откопался, откопал 2-го, а затем 3-его, потерявшего сознание и потом госпитализированного. Из четверых погибших двое были на глубине 2.5 и 3 м, а последний, которого долго искали внизу оказался наверху на глубине 80 см.

Эти три случая послужили причиной обьявления ЧС и закрытия района, а поскольку практически никто не успел зайти из-за задержки пропусков, то никого и не осталось на данной территории. Были те, кто зашел раньше до 25 апреля, да пограничники и спасатели.

27 апреля, день заезда

Из портуланцев, кто смог поехать, остался один Александр Китов (рис. 1), который с водителем Комаровым Владимиром заехал на УАЗике (Буханка).



Рис. 1. Перед отъездом и после разгрузки у моста р. Бел. Иркут, 27.04.2026, фото 0758, 0762

Fig. 1. Before departure and after unloading at the bridge of the Beloyarsk Irkutsk River. Photos 0758, 0762 from April 27, 2026

Как обычно, в Кырене, в спасотряде, была сделана регистрация группы. При выезде не нужно было долго искать запись о регистрации, чтобы снять с учета, т.к. больше ни одну группу не допустили.



Рис. 2. Скарб Александра, который нужно везти по наледи 4 км до стоянки, 27.04.2026, фото 0763

Fig. 2. Alexander's belongings, which need to be transported 4 km across the ice to the parking lot. Photo 0763 from April 27, 2026

На КПП при въезде в Монды, пограничникам был предъявлен паспорт, ком. удостоверение и Приказ о командировке. Группа без проблем была пропущена.

Путь по Бел. Иркуту от моста до Стрелки в этом году в ледовом отношении благоприятен для захода и выхода, а также поездки на квадроциклах. Владимир помог Александру снести сани с грузом на наледь (рис. 2). Нынешняя зима, видимо, была холодной с минимальной температурой на лагере Портулан ниже предела, стрелка зашкалила (туристы говорили, что было 50 градусов мороза). Наледи были хорошо развиты. Поверхность наледей ровная без бугров. Вода текла по узким промоинам.

Оказалось, волочить сани не так уж и легко, при определенной скорости они вроде едут, но стоит приостановиться и сани как бы примерзают, нужно дополнительное усилие сдвинуть их с места. Примерно через 300 м такого перемещения с верху подъехал сойот на квадроцикле (живет в с. Сорок) и предложил бесплатно довезти рюкзак до поста пограничников у устья р. Ледяной. Налегке Александр быстро добрался до ущелья и в нем повстречал квадроцикл. Водитель сказал, что передал рюкзак пограничникам.

У устья ручья Ледяного два пограничника встретили Александра и сказали, что никого не пропускают с 25 апреля, указали на массу палаток, которые расположились ниже. Александр сказал, что идет работать, представил соответствующие документы. Пограничникам очень понравилось, что суточные,

как и у них 100 руб. в день. Записали в журнал и конечно пропустили, но просили не говорить туристам, что пропустили, скажи мол, что заехал раньше 25 апреля, или, что идешь помогать спасателям. Пограничники были готовы помочь дотащить рюкзак, но не могут оставить пост. Александр оставил большой рюкзак с санями у поста, а сам с маленьким рюкзаком и палаткой отправился на стоянку Портулан.

Установил палатку и пошел за большим рюкзаком. По пути выполнил фотосъемку наледей и каменного потока с разных ракурсов.

Осыпь засыпала русло у правого берега Бел. Иркута и оно сместилось влево, к конусу выноса р. Потайной. Поэтому поток затопил летнюю тропу.

Склон от низа осыпи стал более выравнен, падающие камни прыгают до противоположного берега. Проходить осыпь стало более опасно (рис. 3, 4).

Когда Александр подошел к посту, то увидел, что пограничник пытается везти сани с рюкзаком. Он сказал, что хотел загрузить рюкзак на квадроцикл, но тот завяз. В это время с верху подъехало два квадроцикла, один завяз в колеях с потоками воды ими же сделанными. Его вытолкали совместными силами. Второй водитель, его зовут Руслан, и он так же из с. Сорок, предложил подвезти бесплатно до лагеря. Так и доехали.

У кострища Портулан стоит 3 палатки, это красноярская группа 8 человек. Никого нет, они ночью ушли покорять вершину.

Вечером рассказывали, как им повезло — день хороший, вернулись довольные без потерь, завтра уходят.

Выше, как всегда, стоит лагерь Travel spirit (на флаге написано Дух странствий. Хороший перевод). В этом лагере всего двое хозяев (Володя и Настя), ждут клиентов, но они не придут. Собирались стоять аж до 12 мая, но свернутся и уедут 2-го мая из-за отсутствия туристов.



Рис. 3. Речная наледь каменно-ледового потока Активный, 27.04.2026, фото 0770

Fig. 3. Aufeis of the Aktivny rock-ice flow. Photo 0770 from April 27, 2026



Рис. 4. Поток воды сместился левее и затопили летнюю тропу, 27.04.2026, фото 0777

Fig. 4. The floodwaters shifted to the left, flooding the summer trail. Photo 0777 from April 27, 2026

Боковые наледи, по беглой оценке, имеют практически такое же состояние как в прошлом году.

Днем максимальная температура на лагере (t°) была 19.0°C , вечером к 18^{00} опустилась до $t^{\circ}=10.0^{\circ}\text{C}$, облачность 5–10 %, ветер средний, абс. высота 1782 м, комфорт.

Но ночью с непривычки мерз. В спальнике соответственно максимальная и минимальная температуры были 24 и 11, в палатке на уровне головы лежащего человека – 4 и 2.2°C , за палаткой – 4 и 0.4°C . Туристы сказали, что все время (с 21 апреля) было тепло днем, а ночью даже не замерзала вода в бочке и ведрах, но один день была непогода, метель (в этот день и погибли туристы из Красноярска), вода покрылась тонким ледком.

28.04.2026 г., второй день

Лагерь Портулан, 1800 м, время 8^{20} , температура в спальнике 18, в палатке 2, за палаткой 1°C . Ясно, слабый ветер, к обеду появились перистые облака. Прошедшая ночь была довольно холодной, день ясный и теплый.

Группа красноярцев собирается, уходят домой. За собой все убрали, унесли мусор, как будто их здесь и не было. Хозяева лагеря выше Портулана (Володя и Настя) будут ждать клиентов, вдруг кто-то прорвется через посты пограничников. Они всегда здесь

становятся. Сходят чуть дальше к спасателям, узнают обстановку. Фирма называется (собственно семейный подряд, оба они сертифицированные гиды) Trevel_Spirit_38. В лагере установлено: две длинные палатки-гусеницы на фанерных полах, большая палатка кухня, палатка баня (куб), два куба (для гостей), спаренный куб для хозяев, туалет выше на склоне. Кострище оборудовано металлическими стойками-рогульками из арматуры, перекладина из арматуры, 4 цепи для подвешивания котелков. Бочка под воду, куда они закачивают насосом по шлангу воду из реки, светильники на деревьях с солнечными батареями и датчиками движения, включающиеся автоматически в сумерках. Заготовлено много дров. Все палатки с печками. За услуги с клиентов берут 1600 руб. в будни и 1800 в праздники.

У Александра сегодня акклиматизационный рабочий поход вверх по Бел. Иркуту. Нужно проверить два термохрона: на границе леса, на стрелке Бел. Иркут и Мугувека, а также сделать снимки наледей.

Выход в 9^{40} , тН 1673. В 11^{15} был на границе леса в русле реки тН 1674, 2092 м. Оставил палки, рюкзак и поднялся выше к термохрону. 11^{30} , тН 1675, 2158 м, термохрон 218F31300000092, $t^{\circ}_{\text{тек}} = 12.5^{\circ}\text{C}$ (рис. 5).

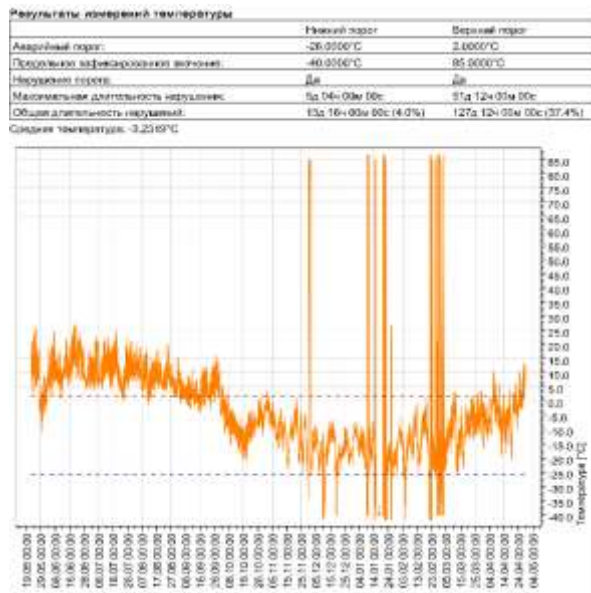


Рис. 5. «Сырые» данные у границы леса Бел. Иркут с лета 2025 по апрель 2026 г. По оси ординат температура (°C). Видно, что в зимние месяцы был сбой, вероятно из-за слишком низкой температуры (ниже -40°C)

Fig. 5. Raw data at the Bel. Irkut forest boundary from summer 2025 to April 2026. Temperature (°C) is on the ordinate. It's clear there was a drop in the winter months, likely due to extremely low temperatures (below -40°C)

К сожалению, пределы измерения термометра от -40 до 85°C . Этот предел был нарушен. Также по рассказам спасателей в этом году в долинах рек Мугувек и Бел. Иркут температура опускалась до минус 50°C .

Ожидал, что будет много глубокого снега. Оказалось, что снега мало, по плешинам можно пройти, не набрав его в сапоги. Вниз спустился по своим следам.

До верха Большой Белоиркутской наледи (рис. 6) поднялся к 12²⁵, тН 1676, 2177 м, АД 583.6; БД 759.8 мм рт. ст. Погода ясная,

жарко, снег на наледи размягчился, потоки воды увеличились.

Вниз шел по наледи обходя промоины. Бугров пучения практически нет. Образовался лишь один небольшой бугор на том же месте, где и был в прошлом году (рис. 7). Сравните с прошлогодним бугром (рис. 8).

Выход на летнюю тропу, на берег, из русла реки 14³⁰, тН 1677, 1975 м, АД 596.6; БД 757.2 мм рт. ст. Появились перистые облака, значит скоро погода испортится. Давление падает с 11⁴⁰ до 14⁰⁸, далее мало меняется до 15³⁰. К 16⁰⁵ подошел к стрелке, тН 1678, 1870 м, термометр 212D1A32000000A0, $t^{\circ}_{\text{тек}} = 21^{\circ}\text{C}$ (рис. 10).

В лагерь Портулан вернулся к 16⁴⁰. Володи и Насти нет, они ушли на вершину Обзорная, им нужна связь чтобы узнать новости, договориться до помощников, договориться о выезде.

18⁰⁵ температура в спальнике 17.8°C , в палатке 18°C , за палаткой 16.5°C . В 19³⁰ соответственно -13.3°C , 13.3°C , 12.4°C .

Вечером костер 19²⁵ – 20²⁵, ужин. С Обзорной хорошо были видны палатки спасателей и работы на месте схода лавины. В 21³⁰ – 22³⁰ смотрели уличное кино, какой-то американский боевик. Натянули экран между деревьями и со смартфона через проектор демонстрировали.

В 22⁴⁵ температуры в спальнике 9.8°C , в палатке 10.9°C , за палаткой 8.2°C . Ночью холодно соответственно в спальнике 15.3°C (макс. 22°C , мин. 10°C), в палатке 3.2°C (3°C и 1°C), за палаткой 0.3°C (мин. 0°C). Давление до 14⁵⁵ падало, а до 8⁵⁷ 29.04.2026 поднималось. Ночью был сильный ветер и выпал снег (рис. 11).



Рис. 6. Верх Большой Белоиркутской наледи, на дальнем плане левее видна вершина Пик Конституции, где сошла лавина, 28.04.2026, фото 0851

Fig. 6. The top of the Bolshaya Beloirkutnaya river aufeis; in the background to the left, the summit of Konstitutsii Peak, where the avalanche occurred, is visible. Photo 0851 from April 28, 2026



Рис. 7. Бугор пучения по долине Бел. Иркут на том же месте, как и в прошлом году, 28.04.2026, фото 0845

Fig. 7. Frost mound along the Bel. Irkut River valley in the same place as last year. Photo 0845 from April 28, 2026



Рис. 8. Провалившаяся часть наледного бугра пучения, 29.04.25, фото 9990 (Коваленко и др., 2025, рис. 14)

Fig. 8. Collapsed part of the aufeis blister of swelling. Photo 9990 from 29.04.25. (Kovalenko et al., 2025, Fig. 14)



Рис. 9. Наледь руч. Наледный, 28.04.2026, фото 0842

Fig. 9. River aufeis on the Naledny Stream. Photo 0842 from April 28, 2026

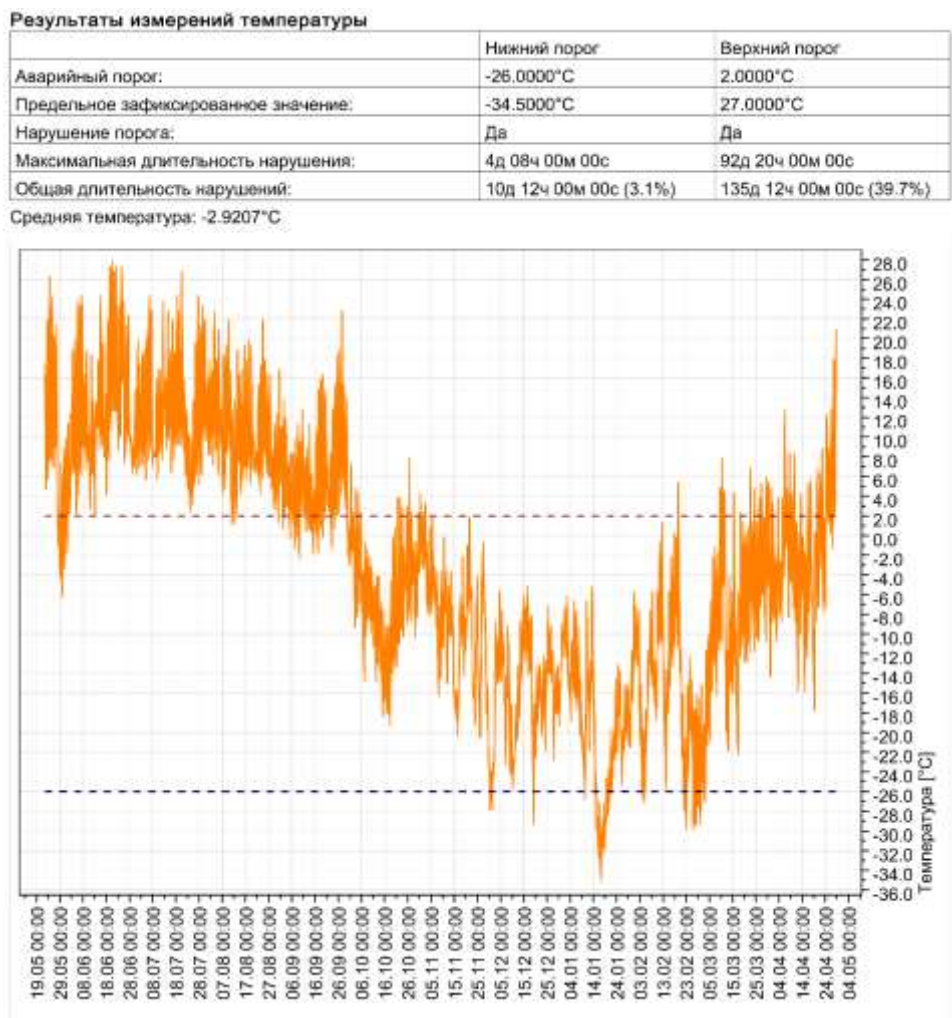


Рис. 10. «Сырые» данные на стрелке рек Бел. Иркут и Мугувек с лета 2025 по апрель 2026 г. По оси ординат температура (°C). Не было сбоев прибора, т.к. минимальная температура –34 °C, не превышает допустимый предел

Fig. 10. Raw data from the Bel. Irkut and Muguvek rivers from summer 2025 to April 2026. Temperature (°C) is on the ordinate axis. There were no instrument failures, as the minimum temperature of –34°C does not exceed the permissible limit



Рис. 11. Лагерь «Дух странствий» после снегопада, 28.04.2026, фото 0872

Fig. 11. The Trevei Spirit camp after the snowfall. Photo 0872 from April 28, 2026

29.04.2026 г., третий день

Лагерь Портулан, 1800 м

Плохая погода, метель. ТН 1679, 1799 м. Температура в спальнике 15.3 (макс.17, мин. 14), в палатке 3.8 (3, 2), за палаткой 0.2 °С (0, 0). В 8⁵⁰ АД 614.9; БД 764.5 мм рт. ст. Снег 15 см.

Сегодня намечен маршрут на оз. Эхой. Необходимо снять данные с четырех термохронов.

До 11⁰⁰ костер, завтрак. До 11³⁰ сборы. Температура в спальнике 5.7; в палатке – 6.5; за палаткой – 2.4 °С.

Решено было, как обычно, пройти как можно дальше и на обратном пути снимать данные. Когда проходил стрелку, зоркий пограничник выбежал из стационарного домика спросил кто. А, говорит, исследователь, тогда иди.

Никого нет, только некоторые хозяева своих лагерей (веранд, домиков) что-то ремонтируют, красят. На стрелке к веранде сделана большая лестница. Перед входом в Мугувекский каньон просматриваются чьи-то следы, прошло два человека (рис. 12). Это помогает выбрать оптимальный проход, не провалиться в глубокий снег.



Рис. 12. Следы в начале подъема по замерзшим водопадам р. Мугувек, 29.04.2026, фото 0874

Fig. 12. Traces at the beginning of the ascent along the frozen waterfalls of the Muguvek River. Photo 0872 from April 29, 2026

В верхней части подъема после наледных ледопадов следы вышли на тропу в районе лагеря Дом-2. Как раз в этом месте встретились двое туристов (бурят и русский). Они хотели дойти до оз. Эхой, но не смогли, повернули у первого ригеля. Сказали, что сильно метет, а снег очень глубокий, проваливались по пояс.

По этим следам подошел к ригелю. Следы вели не по традиционной зимней тропе к правому борту долины, свернули к левому, там, где проходит летняя тропа (рис. 13). Попытался пройти дальше, но не удалось, хоть ветер и стих и начали появляться просветы, но

идти практически невозможно, увяз по пояс. Повернул обратно. Так и не дошел до термохрона на ригеле, тем более до оз. Эхой. С летней тропы сделал снимок Мугувекской наледи (рис. 14).



Рис. 13. Первый ригель, варианты подъема на него. Термохрон расположен у летней тропы. Панорама, 29.04.2026, фото 0898 и 0899

Fig. 13. The first beam and its ascent options. The thermochron is located near the summer trail. Panorama (photos 0898 and 0899) from April 29, 2026



Рис. 14. Вид с летней тропы. Следы на речной наледи Бол. Мугувекская (обычный путь при заходе туристических групп). На дальнем плане первый ригель, за ним левее верх второго ригеля, 29.04.2026, фото 0914

Fig. 14. A view from the summer trail. Footprints on the Bol. Muguvekskaya river aufeis (the usual route for tourist groups). In the background is the first crossbar, and behind it, to the left, is the top of the second crossbar. Photo 0914 from April 29, 2026

Пошел обратно по замеченной летней тропе, но удобнее было идти рядом по низкому кустарнику, т.к. тропа – углубление и толща снега больше, а замершая почва обледенела и ноги проскальзывали. На границе леса проверил термохрон. Оказалось, что считыватель разрядился, а пауэрбанк не взял, обычно всегда брал, но он никогда не требовался. По лесу идти было бесполезно, очень глубокий снег, тропу совершенно не видно. Граница леса продвинулась в виде редколесья выше, тН 1681, 2182 м (новая граница); тН 1682, 2171 м (старая граница). Термохрон установлен не на тропе, а в сторону склона на высоте 2235 м. По краю склона (старой границе леса) спустился на основную тропу у русла Мугувека.

Протоптал тропу к лагерю Дом-2. Проверять термохрон было бесполезно, по следам вышел на основную тропу и спустился по своим и следам туристов по ледопадам. Получилась хорошо натоптанная тропа, как будто прошло 6 человек, для завтрашнего маршрута.

В лагерь вернулся к 17³⁰. Костер, ужин: Температура в палатке 0.5, за палаткой 3.1. Ночью в 0²⁰ в спальнике 8.3; в палатке 1.5; за палаткой – –3.3 °С. В 2⁵⁰ в спальнике 18.6, в палатке – 0.5, за палаткой – –4.3 °С. В 5⁰⁰ в спальнике 20, в палатке – –3.2, за палаткой – –5.0 °С.

30.04.2026 г., четвертый день

Сон был удовлетворительным, мерз. Это самая холодная ночь. 7⁵⁰ в спальнике – 14.4, в палатке – 4.3, за палаткой – – 2.1 °С. День прекрасный, ясно, не облачка, тихо. С 8³⁰ костер, сборы в маршрут к оз. Эхой. 9³⁰ – 10⁰⁰ сбор. За это время зарядил считыватель термохронов от генератора соседей. Температура в спальнике 4.3, в палатке – 3.2, за палаткой – 1.3 °С.

Решил проверять термохроны с низу, по мере подхода. Поднялся по водопадам по протоптанной тропе и по тропе к лагерю Дом-2 (рис. 15).



Рис. 15. Зимний вид лагеря Дом-2. Кострище, 30.04.2026 фото 0929

Fig. 15. Winter view of the Dom-2 camp. Fire pit. Photo 0929 from April 30, 2026

11⁴⁵ снятие данных с термохрона 21B0431000000D над лагерем Дом-2, тН 1685, 2116 м, $t^{\circ}_{\text{тек}} = 6^{\circ}\text{C}$.

По лесу не пошел, глубокий снег. По следам спустился на основную тропу, а затем по протоптанному накануне, следам вдоль границы леса поднялся до места установки термохрона. Термохрон на границе леса тН 1686 в 12⁴⁰ на высоте 2235 м показал $t^{\circ}_{\text{тек}} = 0.2^{\circ}\text{C}$. С этого места видно, как продвинулось новое редколесье выше по долине (рис. 16).



Рис. 16. Продвижение границы леса в виде редколесья, 30.04.2026, фото 0942

Fig. 16. Advancing the forest boundary in the form of sparse forest. Photo 0942 from April 30, 2026

Пошел по летней тропе, не спускаясь на наледь в русло реки. Пройти можно, но не по

самой тропе, а рядом по низкорослым кустам ерника. В овражках (руслах ручейков, втекающих в Мугувек), конечно, проваливаешься в глубокий снег до колен. От места, где прошлым днем не удалось пройти, взял выше и по насту снежника вышел к крутой части террасы, снег здесь стоял и обнажил травяно-кустарниковый склон. Так что снег удалось обойти. Камень с датчиком на ригеле, где чуть видно вершину Мунку-Сардык (рис. 17), не сразу нашел. 14¹⁵, тН 1687, 2326 м, термочрон E10000007861441, t°_{тек} = 1.4 °С.



Рис. 17. Вид на второй ригель, за ним оз. Эхой (не видно), на дальнем плане вершина Мунку-Сардык (отмечено), 30.04.2026, фото 0972

Fig. 17. View of the second crossbar, with Lake Ekhoi behind it (not visible), and Munku-Sardyk peak in the background (marked). Photo 0972 from April 30, 2026

Попытался пройти по тропе ко второму ригелю, но очень глубокий и рыхлый снег, проваливался по пояс. Пошел обратно в лагерь по следам. Несмотря на снег, горечавке (*Gentiana L.*) все нипочем (рис. 18).

Лагерь Портулан 17²⁰, температура в спальнике 9.4 °С (макс 15, мин. 2); в палатке 12.0 (макс. 36, мин. 3); за палаткой 10.7 (макс. 37, мин. 1 °С). АД 615.4; БД 764.6 мм рт. ст. Давление понижается. 17³⁰ – 19³⁰ – костер, ужин. 21⁰⁰ температура в спальнике 4.7; в палатке 2.9, за палаткой 2.0 °С.

Соседи предложили принять баню. Так нагрелся в бане, что в эту ночь и не мерз. В 22⁰⁰ температура в спальнике 23, в палатке

4.5; за палаткой 0.3 °С. В 24⁰⁰ в спальнике 11.8; в палатке 5.2; за палаткой 1.5 °С.



Рис. 18. Первые цветы среди снега в горах, 30.04.2026, фото 0958

Fig. 18. The first flowers among the snow in the mountains. Photo 0958 from April 30, 2026

1.05.2026 г., пятый день

Лагерь Портулан, 1800 м

В 8¹⁰ температура в спальнике 19.4 (макс. 20, мин. 19); в палатке 6.8 (макс. 6, мин. 3); за палаткой 2.4 (макс. 3, мин. 1 °С.).

Сегодня по плану проверка термочронов ниже лагеря по Бел. Иркуту и на Буговеке.

Первомайский праздник, но он не чувствуется, так как никого практически нет, тишина. Погода хорошая, ясно, t°_{нав} = 1 °С, АД 616.8; БД 765.2 мм рт. ст., не меняется.

9³⁰ – 11⁰⁰ костер, завтрак. До 11³⁰ сбор. Температура в спальнике 10.0; в палатке 9.2; за палаткой 7.9 °С.

Переход до 12¹⁰ к устью р. Ледяной. С осыпи каменного потока постоянно скатываются камни, они по наледи долетают до противоположного берега до летней тропы у руч. Потайной (рис. 19). Пограничники пропускают, они знают, что работают. Поднимаются отдельные туристы, но их останавливают и возвращают обратно.



Рис. 19. Огромный камень ободрал ствол тополя. Таких поврежденных и сломанных деревьев много, 01.05.2026, фото 1024

Fig. 19. A huge rock tore off the poplar trunk. There are many such damaged and broken trees. Photo 1024 from May 1, 2026

В 12¹⁵ снял данные с термохрона 21B44D3200000043, $t^{\circ}_{\text{тек}} = 3.5^{\circ}\text{C}$, тН 1688, 1674 м. Даже у этого, как мы считали безопасного места, лежит свежий камень (рис. 20).



Рис. 20. Свежий камень у дерева с термохроном, 01.05.2026, фото 1033

Fig. 20. Fresh rock near a tree with a thermochron. Photo 1033 from May 1, 2026

Переход к воротам реки Бел. Иркут до 13⁰⁵. В 13¹⁰ снял данные с термохрона 21CB0F310000001D, $t^{\circ}_{\text{тек}} = 17.5^{\circ}\text{C}$, тН 1689, 1546 м. Когда заходил 27 апреля здесь стояли палатки, теперь никого нет.

Кафе занято, был традиционный молебен, и администрация района отмечает праздник весны. На зарядку фотокамеру хозяева взяли,

но поить чаем отказались. Пережидаю на улице, разговариваю с местными бурятами.



Рис. 21. У кафе после молебна. Кафе на спецобслуживании, 01.05.2026, фото 1036

Fig. 21. At the cafe after the prayer service. The cafe is closed for special service. Photo 1036 from May 1, 2026

В этом году на Буговеке большая и гладкая наледь (рис. 22, 23).



Рис. 22. Вид от кафе на тракт в сторону п. Монды. Первые проталины р. Иркут и речную наледь в устье р. Буговек, 01.05.2026, фото 1038

Fig. 22. View from the cafe towards the village of Mondy. The first thawed patches of the Irkut River and river aufeis at the mouth of the Bugovek River. Photo 1038 from May 1, 2026



Рис. 23. Речная наледь реки Буговек, 01.05.2026, фото 1043

Fig. 23. River aufeis on the Bugovek River. Photo 1043 from May 1, 2026

У заходного лагеря на Буговеке (рис. 24) встретил двух туристов (Михаил и Павел из Иркутска), они собирались уходить.



Рис. 24. Лагерь Буговек. Один из туристов-нарушителей. Здесь мы обычно останавливаемся в начале экспедиции при заходе и при выходе, 01.05.2026, фото 1058

Fig. 24. Bugovek Camp. One of the tourists who violated the rules. We usually stop here at the beginning of the expedition, when entering and leaving. Photo 1058 from May 1, 2026

Как обычно, термохрон пришлось искать. Одно из самых захламленных мест (рис. 25). В национальном парке собирают деньги за вход, а соответствующую санитарную и противопожарную чистку не производят.



Рис. 25. Левая терраса реки Буговек. Где-то здесь, в буреломе, на дереве установлен термохрон, 01.05.2026, фото 1053

Fig. 25. The left terrace of the Bugovek River. Somewhere here, in the windfall, a thermometer is installed on a tree. Photo 1053 from May 1, 2026.

В 14⁴⁵, тН 1690, 1612 м, считывание данных с термохрона 2162DE310000001A, $t^{\circ}_{\text{тек}} = 11.0^{\circ}\text{C}$.

На обратном пути снова поговорил с туристами. Они сказали, что по наледи вверх по Буговеку ушло 4 туриста и за ними сразу же уехал УАЗик. Как раз во время нашего разговора было видно, что кто-то идет по наледи вниз, к нам никто не подошел.

К 17³⁰ спустился к кафе (рис. 26). Новое кафе так и закрыто на спецобслуживание (ожидание оправдались), но в старом удалось перекусить (рис. 27).

А основная осыпь каменно-ледового потока «Активный» создает серьезную опасность для туристов (рис. 28). Выше по реке за основной осыпью появилась небольшая новая осыпь. Из-под нижнего ее конуса вырывается поток воды, который проточил наледь до противоположного берега. В середине промоины из-за колеи квадроциклов образовалась широкая промоина. Все это создает дополнительные трудности при проходе по наледи (рис. 29).



Рис. 26. Группа построек между Бел. Иркутом и Буговеком, 01.05.2026, фото 1066

Fig. 26. The group of buildings between Beloyarsk Irkut and Bugovek. Photo 1066 from May 1, 2026.



Рис. 27. Внутри старого кафе у реки Бел. Иркут, 01.05.2026, фото 1066

Fig. 27. Inside an old cafe by the Beloyarsky Irkut River. Photo 1066 from May 1, 2026.



Рис. 28. Шапка грунта и льда угрожающе нависла над руслом реки, 01.05.2026, фото 1112

Fig. 28. A cap of soil and ice hung menacingly over the riverbed. Photo 1112 from May 1, 2026



Рис. 29. Новая осыпь и поток из-под нее, перегораживающий речную наледь реки Бел. Иркут, 01.05.2026, фото 1132

Fig. 29. The new scree and the stream from underneath it, blocking the river aufeis of the Bel. Irkut River. Photo 1132 from May 1, 2026

В 19³⁰ пришел в лагерь Портулан. Лагерь «Дух странствий» сворачивается, часть вещей перенесено на берег, завтра утром к ним придет УАЗ. Температура в спальнике 7.8 (макс. 20, мин 7); в палатке 7.7 (макс. 30, мин. 3); за палаткой 7.8 (макс. 31, мин. 1 °C). До 20³⁰ помогал соседям собираться и перетаскивать вещи на берег. Затем дневниковые записи и зарядка устройств. В 22⁰⁰ температура в спальнике 5.2; в палатке 3.6; за палаткой 3.3 °C. В 23⁰⁰ температура в спальнике 9.9; в палатке 4.8; за палаткой 2.8 °C. Ясно, тихо. Завтра также ожидается хороший день, а на послезавтра прогноз плохой.

Лагерь Портулан, 1800 м

В 7⁰⁰ температура в спальнике 13.1 (макс. 10, мин. 7); в палатке 2.3 (макс. 2.3, мин. 2); за палаткой -0.3 (макс. 2, мин. -1 °C). Ясно, тихо, облачность 10 % перистая, АД 613.9; БД 762.3 мм рт. ст. С 13⁵⁷ 01.05.2026 падало.

С 8³⁰ костер, завтрак. Затем сборы лагеря «Дух странствий» и погрузка на УАЗ Патриот (рис. 30).



Рис. 30. Все вещи лагеря «Дух странствий» упакованы и загружены, 02.05.2026, фото 1159

Fig. 30. All the things for the Trevel Spirit camp are packed and loaded. Photo 1159 from May 2, 2026

Соседи благополучно уехали в 12¹⁵. Думал сделать дневку, но поскольку оставались

продукты, решил сделать заброску в схрон лагеря Геологический.

До 14⁰⁰ сбор в маршрут. Погода: ясно, температура в спальнике 12.8; в палатке 17.1; за палаткой 17.5 °С.

До схрона у лагеря Геологический дошел к 15³⁰.



Рис. 31. Зимний вид лагеря Геологический: кострище, столик, 02.05.2026, фото 1187

Fig. 31. Winter view of the Geological camp: fire pit, table. Photo 1187 from May 2, 2026

К 17⁰⁰ вышел к лагерю спасателей и пограничников (рис. 32), который 500 м ниже стрелки, лагерь Портулан и Дух странствий еще ниже в 5 минутах ходьбы.



Рис. 32. Лагерь спасателей, 02.05.2026, фото 1209

Fig. 32. Rescuers' camp. Photo 1209 from May 2, 2026

От спасателей узнал о погоде, завтра продолжится хорошая, послезавтра должна испортиться. Они предложили сходить на оз. Эхой, показать геологические, геоморфологические объекты на местности, о которых

только что рассказывал. Но решил выйти по хорошей погоде 3-го мая к устью Бел. Иркута, встать лагерем в районе ворот речки, сделать дневку перед выездом в Иркутск.

К 18³⁵ вернулся в лагерь Портулан. Температура в спальнике 9.3; в палатке 12.9; за палаткой 11.7 °С. АД 610.8; БД 759.2 мм рт. ст. Давление с 7⁴⁵ (761.9) падало до 18⁵⁰ (758.6), затем небольшой рост до 19²⁵ (759.2 мм ртН ст.). с 19²⁵ до 20³⁰ костер.

Сегодня должен был быть горный фестиваль с массовым восхождением на Мунку-Сардык и забегом скайраннеров до оз. Эхой и до «Подушки». Но по названным выше причинам ничего не состоялось. В районе стрелки тихо как это бывает в летнее время.

В 22⁰⁰ отход ко сну. Температура в спальнике 19.3, в палатке 7.5, за палаткой 5.5 °С. В 0²⁵ в спальнике 19.3; в палатке 5.2; за палаткой 2.9 °С.

3.05.2026 г., седьмой день

Лагерь Портулан, 1800 м

Сегодня по плану спуск к воротам речки р. Бел. Иркут. 7⁰⁰, ясно, тихо, температура в спальнике 16.4 (макс. 20, мин. 16); в палатке 10.0 (макс. 10, мин. 5); за палаткой 5.5 (макс. 5, мин. 2). Термометр навигатора показывает 5 °С, АД 610.4; БД 762.5 мм рт. ст. Давление падает.

Костер, сбор лагеря до 10⁴⁵. Завтрак: в 9⁰⁰ температура в спальнике 12.7; в палатке 12.9; за палаткой 10.5 °С. Когда укладывал спальник, то на чехле обнаружил степного клеща (рис. 33) (Dermacentor, 2025). Соседи рассказывали, что тоже снимали с себя и с собаки клещей, но ни один не впился.



Рис. 33. Иксодный степной клещ, 03.05.2026, фото 1218

Fig. 33. Ixodid steppe tick. Photo 1218 from May 3, 2026

В 10¹⁰ температура в спальнике 14.1; в палатке 13.1; за палаткой 13.1 °С.

К посту у устья р. Ледяной подошел в 12³⁰. Перед осыпью широкие протоки по наледи, но удалось благополучно перетащить сани с вещами. У основания осыпи камни на наледи (рис. 34), везти на санях большой рюкзак невозможно. Перешел с маленьким рюкзаком и палаткой через эти камни. Когда обернулся и собрался идти за большим рюкзаком с осыпи прошел очередной обвал. Камни долетали до противоположного

берега. А ближе к скале стоят палатки туристов, они махали мне руками, когда переходил опасное место. Спрашивал их, не мешает ли постоянный шум камнепадов, ответили, что привыкли и не обращали внимания.

Смена пограничников была та же, что и при заходе, они вспомнили, что суточные у нас всех всего 100 руб. в день. Сказали, что скоро подъедет новая смена и они могут довести рюкзак. Так и решили. А у моста на дороге нужно поставить тур, обозначающий, что здесь нужно выгрузить вещи.



Рис. 34. Участок речной наледи на Бел. Иркуте, засыпанный камнями осыпи, 03.05.2026, фото 1227

Fig. 34. The section of aufeis the Belaya Irkut, covered with rocks from the scree fall. Photo 1227 from May 3, 2026

Действительно вскоре навстречу ехал квадроцикл, а в ущелье осталась машина, которая не смогла проехать узкий участок, сменщики шли пешком. В ущелье много скользкого натёчного льда (рис. 35), пришлось одеть кошки. В этом году мало бугров пучения, но все-таки после ущелья такой, уже проломившейся, встретился (рис. 36).

С 13⁰⁰ установка лагеря. Пока ставил палатку, подъехал квадроцикл и машина, выгрузили вещи и тепло расстались. В 16⁰⁰ ужин приготовленный на газовой горелке (рис. 37). Здесь нельзя разводить костры,

противопожарный режим. В 15⁵⁰ температура в спальнике 22.5 (макс. 33, мин. 10); в палатке 30.8 (макс. 42, мин. 10); за палаткой 22.4 (макс. 31, мин. 5). К вечеру небо затянуло облаками, погода портится, хорошо, что вышел. В 17³⁰ температура в спальнике 18.2 (макс. 33, мин. 10); в палатке 17.0 (макс. 42, мин. 10); за палаткой 15.5 (макс. 31, мин. 2). Прогулялся до кафе, оба не работают, затем до ступы и молельной площадки.

В 20⁰⁰ температура в спальнике 13.5; в палатке 12.7; за палаткой 10.5 °С.



Рис. 35. Ущелье Бел. Иркутта, скользкий лед, 03.05.2026, фото 1239

Fig. 35. Bel. Irkut Gorge, slippery ice. Photo 1239 from May 3, 2026



Рис. 36. Бугор пучения в низовьях реки Бел. Иркут, 03.05.2026, фото 1252

Fig. 36. Frost mound in the lower reaches of the Bel. Irkut River. Photo 1252 from May 3, 2026



Рис. 37. Лагерь в воротах реки Бел. Иркут, приготовление ужина на газовой горелке, 03.05.2026, фото 1307

Fig. 37. Camp at the gateway to the Bel. Irkut River, cooking dinner on a gas stove Photo 1307 from May 3, 2026

В 21⁰⁰ температура в спальнике 15.6; в палатке 10.7; за палаткой 8.5 °С. В 2⁰⁰ температура в спальнике 21.8 (макс. 28, мин 13); в палатке 7.1 (макс. 16, мин. 5); за палаткой 5.5 (макс. 15, мин 3 °С).

4.05.2026 г., восьмой день

Лагерь Ворота реки Бел. Иркут, 1540 м

Ночью ветер, снег с дождем, но немного 0.5 см. 7⁰⁰ температура в спальнике 21.2 (макс. 23, мин. 21); в палатке 6.0 (макс. 5, мин.3); за палаткой 3.5 (макс. 3, мин 3), т

1691, 1540 м, $t_{\text{нав}}^{\circ} = 4^{\circ}\text{C}$. АД 624.8; БД 754.6 мм рт. ст. С 02.05 с 18³⁵ давление падало до 03.05 до 7³⁰, затем подъем до 04.05 до 6¹⁸ и резкий спад до 7⁰⁷.

Сегодня день выезда и прибытия в Иркутск 05.05.2026.

8⁰⁰ температура в спальнике 13.2; в палатке 7.6; за палаткой 5.6 °С. АД 625.4; БД 754.8 мм рт. ст. пасмурно, облачность 100 %. Завтрак. 9⁰⁰ – 10⁰⁰ сбор лагеря и выход к кафе на тракт. Вскоре подъехал Алексей Лысов на лэнд круизере. Кафе не работают, тракт пустой (рис. 38).



Рис. 38. Кафе и тракт Монды - Орлик. Пусто как летом, 03.05.2026, фото 1313

Fig. 38. The cafe and the Mondy-Orlik road are empty as summer. Photo 1313 from May 3, 2026

В этом году были проведены наблюдения как изменяется температура (°С). на улице, в палатке и спальнике (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Изменение температуры

Дата	Время	В спальнике			В палатке			За палаткой		
		Макс.	Мин.	Тек-я	Макс.	Мин.	Тек-я	Макс.	Мин.	Тек-я
27.04.2026	ночь	24	11	20	4	2.2	3	4	0.4	1
28.04.2026	18:05			17.8			19			16.5
28.04.2026	22:45			9.8			10.9			8.2
28.04.2026	ночь	22	10	15.3	3	1	3.2	0.3	0	0.3
29.04.2026	8:30	17	14	15.3	3.8	3.2	3.8	0	0	0.2
29.04.2026	0:20			8.3			1.5			-3.3
29.04.2026	2:50			18.6			0.5			-4.3
29.04.2026	5:00			20			-3.2			-5
29.04.2026	ночь	20	8.3	14.4	1.5	-3.2	4.3	-3.3	-5	-2.1
30.04.2026	7:50			14.4			4.3			-2.1

30.04.2026	10:00			4.3			3.2			1.3
30.04.2026	17:20	15	2	9.4	36	3	12	37	1	10.7
30.04.2026	21:00			4.7			2.9			2
30.04.2026	22:00			23			4.5			0.3
30.04.2026	23:59			11.8			5.2			1.5
01.05.2026	ночь	20	19	19.4	6	3	6.8	3	1	2.4
01.05.2026	8:10			19.4			6.8			2.4
01.05.2026	11:30			10			9.2			7.9
01.05.2026	19:30	20	7	7.8	30	3	7.7	31	1	7.8
01.05.2026	22:00			5.2			3.6			3.3
01.05.2026	23:00			9.9			4.8			2.8
02.05.2026	ночь	13.1	7	13.1	2.3	2	2.3	2	-1	-0.3
02.05.2026	7:00			13.1			2.3			-0.3
02.05.2026	14:00			12.8			17.1			17.5
02.05.2026	18:40			9.3	28		12.9			11.7
02.05.2026	22:00			19.3			7.5			5.5
02.05.2026	0:25			19.3			5.2			2.9
03.05.2026	ночь	20	16	16.4	10	5	10	5	2	5.5
03.05.2026	7:00			16.4			10			5.5
03.05.2026	9:00			11.7			12.9			10.5
03.05.2026	10:10			14.1			13.1			13.1
03.05.2026	15:50	33	10	22.5	42	10	30.8	31	5	22.4
03.05.2026	17:30	33	10	18.2	42	10	17	31	5	15.5
03.05.2026	20:00			13.5			12.7			10.5
03.05.2026	21:00			15.6			10.7			8.5
03.05.2026	2:00	28	13	21.8	16	5	7.1	15	3	5.5
04.05.2026	ночь	23	21	21.2	6	3	6	3	3	3.5
04.05.2026	8:00			13.2			7.6			5.6

Выводы

XXIV экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык весной 2026 г. прошла довольно успешно. если не считать, что она была представлена всего одним участником.

Стоимость проживания 900 руб. (только на продукты). Продуктов, как и в предыдущие годы было много, часть пришлось опять спрятать в схроне.

Из недостатков следует отметить невозможность приезда всех участников экспедиции из-за задержки оформления пропусков и закрытия территории из-за трагических случаев.

Во время экспедиции были сняты данные со всех термохронов до оз. Эхой по рекам Мугувек. Бел. Иркут. Буговек. Выполнено наблюдение наледей и каменно-ледового

потока Активный. Отснято 3.76 Гб (586 кадра) фотоснимков. Проводились наблюдения за состоянием погоды.

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет средств государственного задания Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (FWEM-2026-0004. № 126020516555-4).

Литература

Коваленко С.Н. Китов А.Д. Мункоева Э.В. Зацепина Н.А. «Каменный глетчер» Белого Иркута // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2013. № 1-2. С. 29–37. URL: <https://w.eruditor.one/file/1691935/> (20 мая 2026).

Мунку-Сардык.ру. Экспедиции // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: <https://munku-sardyk.ru/>

sardyk.ru/category/our-blog/expedition/ (дата обращения 14.05.2026).

Мунку-Сардык : Фотоархив // <https://sergkov1654.livejournal.com> : сайт : URL: <https://sergkov1654.livejournal.com> (дата обращения 14.05.2026).

Dermacentor marginatus (степной клещ) : сайт : URL: <https://stop-klopu.com/wp-content/uploads/3/5/4/354ca95754dce4b8d4d0b1a5a8ba-dabd.jpg> (accessed 14.05.2026).

References

Kovalenko S.N., Kitov A.D., Munkoeva E.V., Zatsepina N.A. "Stone glacier" of the White Irkut //

Китов Александр Данилович,
кандидат технических наук,
664033, Иркутск. ул. Улан-Баторская, 1,
Институт географии им. В.Б. Сочавы. СО
РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 42–74–72,

Bulletin of the Department of Geography of the East-Siberian State Academy of Education. 2013. No. 1-2. P. 29-37. URL: <https://w.eruditor.one/file/1691935/> (accessed 14.05.2025).

Munku-Sardyk.ru. Expeditions // Munku-Sardyk.ru : site : URL : <https://munku-sardyk.ru/category/our-blog/expedition/> (accessed 14.05.2026).

Munku-Sardyk : Photo archive // <https://sergkov1654.livejournal.com> : site : URL : <https://sergkov1654.livejournal.com> (accessed 14.05.2026).

Dermacentor marginatus (steppe mite) : website : URL : <https://stop-klopu.com/wp-content/uploads/3/5/4/354ca95754dce4b8d4d0b1a5a8ba-dabd.jpg> (date of address 14.05.2026).

email: kitov@irigs.irk.ru
Kitov Aleksandr Danilovich,
Candidate of Technical Sciences,
664033, Irkutsk, Ulaanbaatarskaya st., 1,
Sochava Institute of Geography SB RAS,
Senior Research Fellow,
tel.: (3952) 42–74–72,
email: kitov@irigs.irk.ru

НАУЧНАЯ, ПРОФЕССИОНАЛЬНАЯ, УЧЕБНАЯ И ПЕДАГОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА

УДК 622.24:378.147

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.210>

EDN: DWUYKV

9. Совершенствование практической подготовки студентов-геологов с использованием имитационных комплексов и учебно-производственных полигонов

И.А. Богданова, С.С. Токарева, В.А. Примин

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье рассматривается вопрос формирования практических компетенций студентов направления подготовки 05.03.01 Геология профиль Геология и Геология, разработка месторождений нефти и газа, а также направления подготовки 21.05.02 Прикладная геология специализация Геология месторождений нефти и газа. Описан опыт интеграции теоретической подготовки с занятиями на современных имитационных тренажерах (АМТ-231) и учебно-производственных полигонах. Проанализирована эффективность комплексного подхода к изучению устройства буровых установок, технологий бурения, а также методов предупреждения и ликвидации газонефтеводопроявлений (ГНВП). Сделан вывод о том, что сочетание виртуального моделирования технологических процессов и работы на реальном горно-буровом оборудовании позволяет максимально приблизить уровень подготовки выпускников к требованиям нефтегазодобывающих предприятий.

Ключевые слова: бурение скважин, имитатор бурения АМТ-231, учебно-производственный полигон, газонефтеводопроявления (ГНВП), противовыбросовое оборудование, практическая подготовка геологов, циркуляционная система

Improving the Practical Training of Geology Students Using Simulation Complexes and Training and Production Sites

I.A. Bogdanova, S.S. Tokareva, V.A. Primin

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The article discusses the issue of the formation of practical competencies of students of the field of study 05.03.01 Geology profile Geology and Geology, development of oil and gas fields, as well as the areas of training 21.05.02 Applied Geology, specialization Geology of oil and gas fields. The experience of integrating theoretical training with classes on modern simulation simulators (AMT-

Получена 02.07.2026; исправлена 13.07. 2026; принята 17.07.2026

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Богданова И.А., Токарева С.С., Примин В.А. Совершенствование практической подготовки студентов -геологов с использованием имитационных комплексов и учебно-производственных полигонов // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 210–214. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.210. EDN: DWUYKV

Article received: 02.07.2026; corrected: 13.07.2026; accepted:17.07.2026.

FOR CITATION: Bogdanova I.A., Tokareva S.S., Primin V.A. Improvement of practical training of students-geologists using imitation complexes and educational and production polygons // Geology and Environment. 2026. T. 6, No. 2. P. 210–214. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.210. EDN: DWUYKV

231) and training and production sites is described. The effectiveness of an integrated approach to the study of the structure of drilling rigs, drilling technologies, as well as methods for the prevention and elimination of gas, oil, and water spills (OGWP) is analyzed. It is concluded that the combination of virtual modeling of technological processes and work on real mining and drilling equipment makes it possible to bring the level of training of graduates as close as possible to the requirements of oil and gas production enterprises.

Keywords: *well drilling, AMT-231 drilling simulator, training and production range, gas, oil and water manifestations, blowout prevention equipment, practical training of geologists, circulation system*

Введение

Подготовка высококвалифицированных геологов и инженеров-геологов для геологической отрасли требует глубокого понимания не только геологического строения недр, но и инженерно-технических аспектов строительства скважин (Середа, Соловьев, 1988). Специфика профессии заключается в необходимости принятия оперативных решений в условиях высоких рисков, связанных с аномальными пластовыми давлениями, осложнениями и авариями (Основы нефтегазового..., 2002). Традиционный лекционный формат не позволяет в полной мере отработать навыки управления буровой установкой и ликвидации аварийных ситуаций. В связи с этим, ключевую роль в образовательном процессе играет внедрение современных имитационных комплексов и использование материально-технической базы учебно-производственных полигонов.

Объекты и методы исследования

Исследование базируется на материалах учебной практики геологической и по профилю профессиональной деятельности студентов 2 курса геологического факультета Иркутского государственного университета (ИГУ). В качестве объектов исследования выступили:

Учебная лаборатория бурения скважин ИГУ.

Горно-буровой полигон геологоразведочного техникума Иркутского национального исследовательского технического университета (ИРНТУ).

Программно-аппаратный имитатор бурения АМТ-231.

Методология исследования включала анализ технологических схем строительства

скважин, классификацию бурового оборудования, а также практическое моделирование операций спуско-подъема (СПО) и действий персонала при осложнениях (Бабаян, 1992; Радковский и др., 1996; Дорошенко и др., 2009).

Теоретический базис и классификация объектов

Фундаментом практической подготовки является детальное изучение полного цикла строительства скважины (Бабаян, 1992; Радковский и др., 1996; Дорошенко и др., 2009). Студентами систематизированы данные по квалификации скважин (от опорных и параметрических до эксплуатационных и специальных), что позволяет понимать конечные геологические и промышленные задачи каждого этапа бурения (Середа, Соловьев, 1988). Особое внимание уделено изучению силового оборудования, циркуляционной системы и породоразрушающего инструмента (Вадецкий, 2003; Басарыгин и др., 2000). Понимание принципов работы буровых насосов, систем очистки (вибросита, гидроциклоны, центрифуги) и реологии буровых растворов является критически важным для поддержания устойчивости стенок скважины и предотвращения таких осложнений, как поглощения и кавернообразование (Основы нефтегазового..., 2002).

Имитационное моделирование на комплексе АМТ-231

Наиболее значимым этапом практики стала работа на имитаторе бурения АМТ-231. Данный комплекс позволяет смоделировать реальные условия работы буровой бригады в безопасной среде (рис. 1).



Рис. 1. Оработка студентов ряда поставленных задач на имитаторе бурения АМТ-231

Fig. 1. Students working out a number of tasks on the АМТ-231 drilling simulator

Использование тренажера решило ряд критических образовательных задач:

Отработка действий при ГНВП: Студенты изучили методы ликвидации газонефтеводопроявлений (способы непрерывного глушения, ожидания и утяжеления, двухстадийного глушения). Тренажер позволил визуализировать опасность всплытия газовой пачки в затрубном пространстве и оценить роль противовыбросового оборудования (превенторов) в герметизации устья.

Автоматизация СПО: Изучение комплекса механизмов АСП (автоматический элеватор, механизм захвата и расстановки свечей) показало пути снижения человеческого фактора и сокращения непроизводительного времени при спускоподъемных операциях.

Контроль параметров: Интеграция данных с контрольно-измерительных приборов (КИП) в режиме реального времени научила студентов анализировать изменение

давления, расхода и крутящего момента для прогнозирования прихватов буровой колонны (Основы нефтегазового..., 2002).

Работа на горно-буровом полигоне ИРНТУ

Визит на горно-буровой полигон ИРНТУ обеспечил тактильное знакомство с действующими буровыми установками. Студенты изучили кинематику талевой системы (кронблок, талевый блок, крюкоблок), принципы передачи крутящего момента через ротор или забойные двигатели (ВЗД, турбобуры), а также конструктивные особенности шарошечных и лопастных долот (Вадецкий, 2003). Практический отбор керна на полигоне (рис. 2) позволил закрепить навыки работы с колонковыми снарядами и съемными кернаприемниками, что является базовой компетенцией геолога при литолого-стратиграфическом расчленении разреза (Технология бурения..., 2003; Басарыгин и др., 2000).



Рис. 2. Отбор керна на горно-буровом полигоне ИРНИТУ

Fig. 2. Coring at the INRTU mining and drilling range

Заключение

Проведенная учебная практика доказала высокую эффективность синергетического подхода в подготовке геологов и инженеров-геологов. Сочетание глубокого теоретического анализа технологий бурения (Середа, Соловьев, 1988; Басарыгин и др., 2000), виртуального моделирования аварийных ситуаций на имитаторе АМТ-231 и физического контакта с оборудованием на учебном полигоне формирует у студентов устойчивые профессиональные компетенции. Выпускники, прошедшие подобную подготовку, обладают не только теоретической базой в области геологии недр, но и четким пониманием инженерных ограничений, технологических рисков и методов обеспечения промышленной безопасности (Основы нефтегазового..., 2002), что значительно сокращает период их адаптации на реальных производственных объектах нефтегазового комплекса.

Литература

- Середа Н.Г., Соловьев Е.М. Бурение нефтяных и газовых скважин: Учебник для вузов. 2-е изд. Москва : Недра, 1988. 382 с.
- Вадецкий Ю.В. Бурение нефтяных и газовых скважин. Учебник. Москва : Академия, 2003. 352 с.
- Технология бурения нефтяных и газовых скважин / Попов А.Н., Спивак А.И., Акбулатов Т.О. Москва : Недра, 2003.
- Басарыгин Ю.М., Булатов А.И., Проселков Ю.М. Осложнения и аварии при бурении нефтяных и газовых скважин: учебник. Москва : Недра, 2000. 680 с.
- Бабаян Э.В. Ликвидация проявлений при бурении скважин на нефть, газ и воду. Москва : Недра, 1992.
- Радковский В.Р. и др. Оборудование и инструмент для предупреждения и ликвидации фонтанов: Справочник. Москва : Недра, 1996.

Дорошенко Е.В., Покрепин Б.В., Покрепин Г.В. Специалист по ремонту нефтяных и газовых скважин. Волгоград : Ин-Фолио, 2009.

Основы нефтегазового дела / под ред. А.А. Коршака, А.М. Шаммазова. Уфа : ДизайнПресс, 2002.

References

Sereda N.G., Soloviev E.M. Drilling of Oil and Gas Wells: Textbook for Higher Educational Institutions. 2nd ed. Moscow : Nedra Publ., 1988. 382 p.

Vadetsky Yu.V. Drilling of oil and gas wells. Textbook. Moscow : Akademiya, 2003. 352 p.

Technology of drilling oil and gas wells / Popov A.N., Spivak A.I., Akbulatov T.O. Moscow : Nedra, 2003.

Basarygin Yu.M., Bulatov A.I., Proselkov Yu.M. Complications and Accidents in Oil and Gas Well Drilling: Textbook. Moscow : Nedra, 2000. 680 p.

Babayan E.V. Liquidation of Manifestations in Drilling Wells for Oil, Gas and Water. Moscow : Nedra Publ., 1992.

Radkovsky V.R. et al. Equipment and Tools for Prevention and Elimination of Fountains: Reference Book. Moscow : Nedra, 1996.

Doroshenko E.V., Pokrepin B.V., Pokrepin G.V. Specialist in the repair of oil and gas wells. Volgograd: In-Folio, 2009.

Fundamentals of Oil and Gas Business, edited by A.A. Korshak, A.M. Shammazov. Ufa : DesignPress, 2002.

Богданова Ирина Анатольевна,
664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,
Иркутский государственный университет,
старший преподаватель,
email: irinairk@gmail.com

Bogdanova Irina Anatolyevna,
664003, Russia, Irkutsk, Karl Marx st., 1,
Irkutsk State University,
Senior Lecturer,
email: irinairk@gmail.com

Токарева Светлана Сергеевна,
664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,
Иркутский государственный университет,
старший преподаватель,
email: tokareva_ss@mail.ru

Tokareva Svetlana Sergeevna,
664003, Russia, Irkutsk, Karl Marx st., 1,
Irkutsk State University,
Senior Lecturer,
email: tokareva_ss@mail.ru

Примин Владимир Александрович,
664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1,
Иркутский государственный университет,
старший преподаватель,
email: primin38@mail.ru

Primin Vladimir Alexandrovich,
664003, Russia, Irkutsk, Karl Marx st., 1,
Irkutsk State University,
Senior Lecturer,
email: primin38@mail.ru

ГИДРОГЕОХИМИЯ

УДК 550.42:546.21+632.126

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.215>

EDN: FTAWLX

Концентрации лития в подземных водах Тункинской долины: от вмещающих сейсмогенных милонитов к вмещающим Li –гранитам с литиегенным ^3He

С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин¹, А.М. Ильясова¹, И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Снопков^{2,3}¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия³Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

Аннотация. Концентрация Li подземных вод Тункинской долины меняется на 5 порядков. Низкой концентрацией Li характеризуются подземные воды сейсмогенных милонитов Главного Саянского разлома, высокой – подземные воды Li-гранитов. Возрастание температуры трения от 9 до 116 °С в низко-Li резервуаре подземных вод сейсмоактивного разлома обеспечивает обменные реакции глинистых минералов и цеолитов с возрастанием концентрации Li и снижением отношения Na/Li. Температурная зависимость отношения Na/Li в высоко-Li резервуаре подземных вод из Li-гранитов сочетается с растворением Li вместе с Rb и удалением Na из раствора. Предполагается, что в высоко-Li резервуаре подземных вод бомбардировкой нейтронами обеспечивается генерация ^3He с возрастанием $^3\text{He}/^4\text{He}$ до значения 1.1×10^{-5} , аномального для коровых резервуаров подземных вод.

Ключевые слова: подземные воды, гидрогеохимия, землетрясения, Байкал

Lithium Concentration in Groundwaters of the Tunka Valley: From Host Seismogenic Mylonites to Host Li-Granites with Lithium-Induced ^3He Generation¹⁰

S.V. Rasskazov^{1,2}, E.P. Chebykin¹, A.M. Ilyasova¹, I.S. Chuvashova^{1,2}, S.V. Snopkov^{2,3}¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia³Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract. The Li concentration in groundwater from the Tunka Valley varies by five orders of magnitude. Low Li concentration is characteristic of groundwater from seismogenic mylonites of the Main Sayan Fault, high Li concentration is specific for groundwater from Li-granites. An increase in

¹⁰ Получена 17.07.2026; исправлена 22.07. 2026; принята 24.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Снопков С.В. Концентрации лития в подземных водах Тункинской долины: от вмещающих сейсмогенных милонитов к вмещающим Li–гранитам с литиегенным ^3He // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 215–232. DOI [10.26516/2541-9641.2026.2.215](https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.215). EDN: FTAWLX

Article received: 17.07.2026; corrected: 22.07.2026; accepted: 24.07.2026.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Snopkov S.V. Lithium concentration in groundwaters of the Tunka Valley: From host seismogenic mylonites to host Li-granites with lithium-induced ^3He generation // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 215–232. DOI [10.26516/2541-9641.2026.2.215](https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.215). EDN: FTAWLX

friction temperature from 9 to 116 °C in the low-Li groundwater reservoir of the seismically active fault facilitates exchange reactions of clay minerals and zeolites, increasing Li concentration and decreasing the Na/Li ratio. The temperature dependence of the Na/Li ratio in a high-Li groundwater reservoir from Li-granites is associated with the dissolution of Li (along with Rb) and the removal of Na. It is suggested that neutron bombardment in the high-Li groundwater reservoir provides the generation of ^3He with increasing $^3\text{He}/^4\text{He}$ to a value of 1.1×10^{-5} , anomalous for crustal groundwater reservoirs.

Keywords: groundwater, hydrogeochemistry, earthquakes, Baikal

Введение

Литий – щелочной металл, имеющий стратегическое значение для развития общества. Достаточно сказать, что без литиевых батарей немыслимо развитие современного транспорта. Впрочем, литий имеет широкое применение в различных областях современного производства: в авиастроении, атомной энергетике, керамическом производстве и др. Промышленными источниками лития могут быть рассолы (Михеева, Егоров, 2022), но с точки зрения экологии добычи могут представлять интерес и обогащенные литием менее минерализованные подземные воды.

В терминах химической гидрогеодинамики подземные воды Тункинской долины Байкальской рифтовой системы (БРС) разделяются, прежде всего, по отношению активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8), поскольку возрастание этого параметра отражает усиление циркуляции подземных вод при растяжении микротрещин, а его уменьшение, наоборот, затруднение циркуляции при их сжатии. Концентрация лития в подземных водах также рассматривается как один из ключевых параметров химической гидрогеодинамики. При сейсмогенных подвижках в активном разломе возрастает температура трения $T(\text{Na/Li})$ (Rasskazov et al., 2020; Чебыкин, Рассказов, 2023; Чебыкин, Чувашова, 2023; Рассказов и др., 2024а, 2025). При общем анализе распределения лития в подземных водах территории были выявлены изменения концентрации лития на пять порядков. Возникает вопрос – контролируется ли весь диапазон концентрации лития меняющейся температурой трения сейсмоактивного разлома или вмешиваются другие факторы, определяющие распределение этого элемента в подземных водах? Определение в подземных водах Тункинской долины высокой концентрации Li требует оценки возможной литиегенной генерации

^3He и создает предпосылки объяснения феномена отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (1.1×10^{-5}) – самого высокого гелиевого изотопного отношения в подземных водах Азии (Polyak, 2003).

Цель настоящей работы – выполнить сравнительное исследование компонентов с низкой и высокой концентрациями Li в подземных водах Тункинской долины в связи со сменой вмещающих пород от сейсмогенных милонитов к литиевым гранитам.

Опробование, хранение и аналитические исследования подземных вод

Систематические работы по определению химического состава подземных вод Тункинской долины БРС проводятся с 2012 г. для разработки гидрогеохимических подходов к прогнозу землетрясений. Для определения элементного состава природная вода фильтруется непосредственно при отборе на месте опробования через шприц-насадку с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-K, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech GmbH, Германия) в предварительно взвешенную 2 мл полипропиленовую пробирку Эппендорфа (Axygen Scientific, Cat.-No. МСТ-200-С, США, Мексика), содержащую 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70%), дважды очищенная с помощью суббойлинговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Законсервированная проба хранится в холодильнике.

Аликвота консерванта взвешивается при добавлении в пробирку. Пробирка с отобраным образцом воды взвешивается. Рассчитывается точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). В подготовленном растворе определяются

содержания 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Чебыкин и др., 2012). Изотопы урана определяются после его выделения на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды. Обычно достаточно 400 мл. Детали методики приведены в работах (Чебыкин и др., 2007, 2015).

Результаты

Зональность подземных вод Тункинской долины по изотопному составу U

В Тункинской долине преобладают подземные воды со значениями ОА4/8 1.1–1.9, имеющие фоновое значение. Локально проявляются повышенные ОА4/8 (в интервале от 2 до 3.7) и пониженные (в интервале от 0.77 до 0.80).

Самая западная аномалия повышенных значений ОА4/8 в Тункинской долине была

обнаружена в скважине Мондинской впадины (ст. Мон-D). Подобные местонахождения подземных вод с высоким ОА4/8 (2.0–3.7) образуют Торско-Ургудей-Ниловскую дугу, ограничивающую с востока, юга и запада ядро Тункинской геотермальной аномалии низкого ОА4/8 (менее 1.8). Дуга протягивается от Ниловского отрога и Туранской впадины (станции 97, 129, 53) через северные отроги Ургудеевского хребта (родники Шармаг и Хонгор-Уула) на юго-восточный (Зактуйский) край Тункинской впадины (ст. 58, 59) и далее в район структурного сочленения Тункинского и Главного Саянского разломов (ст. 121). Вдоль этой трассы располагаются радоновые воды Ниловского отрога (станции NP1–NP3) и пресные холодные воды скважины Кырена (ст. 71), попадающие в интервал высоких значений ОА4/8 (3.0–3.75). На западном окончании Торско-Ургудей-Ниловской дуги находятся подземные воды Аршан-Зактуй-Северо-Торского сегмента с ОА4/8 < 1 (рис. 1).

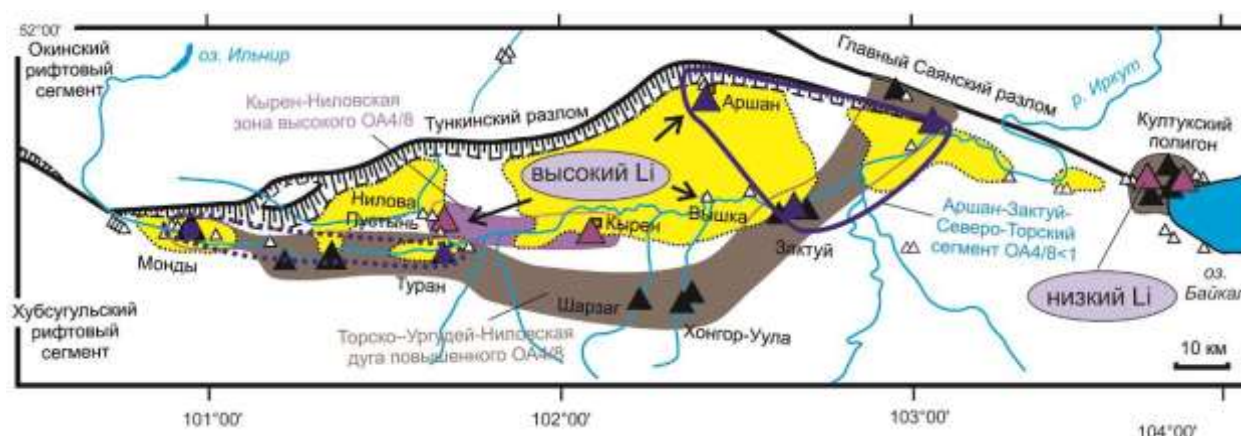


Рис. 1. Схема пространственных соотношений Торско-Ургудей-Ниловской дуги повышенного ОА4/8 (2–3), Кырен-Ниловской зоны высокого ОА4/8 (3.0–3.7) и Аршан-Зактуй-Северо-Торского сегмента низкого ОА4/8 (<1) (Рассказов и др., 2026, в печати). Стрелками показаны три местонахождения подземных вод Тункинской долины с высокой концентрацией Li: Аршан, Вышка и Нилова Пустынь. Для сопоставления рассматриваются подземные воды с низким содержанием Li из милонитов в зоне Главного Саянского разлома (Култукский полигон).

Fig. 1. Sketch map of spatial relations between the Tory-Urgudey-Nilovka arc of elevated ОА4/8 (2–3), the Kyren-Nilovka zone of high ОА4/8 (3.0–3.7), and the Arshan-Zaktuy-North-Tory segment with low ОА4/8 (<1) (Rasskazov et al., 2026, in press). Arrows indicate three groundwater locations in the Tunka Valley with high Li concentrations: Arshan, Vyshka, and Nilova Pustyn. Groundwater with low Li concentrations from mylonites in the Main Sayan Fault zone (Kultuk area) is considered for comparison.

Отдельная аномалия повышенных и высоких значений ОА4/8 находится на восточном окончании Тункинской долины,

соединяющемся с Южно-Байкальской впадиной. ОА4/8 возрастает в структурном сочленении Главного Саянского и Обручевского

разлома. Главный Саянский разлом является швом между архейским Шарыжалгайским блоком фундамента Сибирского палеоконтинента и неопротерозой-раннепалеозойским Слюдянским метаморфическим субтеррейном Хамардабанского террейна. Обручевский разлом проходит по Шарыжалгайскому блоку, отделяя от него фрагмент ложа Южно-Байкальской впадины, опущенного не менее чем на 4 км. В пределах шовной зоны Главного Саянского разлома значения ОА4/8 не превышают 3.29. Наиболее высокое значение определено 04 февраля 2013 г. на ст. 27 Култукского полигона. При продвижении в Шарыжалгайский блок вдоль Обручевского разлома в роднике ст. 143А выявлены еще более высокие значения ОА4/8 (до 3.68).

Повышенные значения ОА4/8 (в интервале 2–3) определены в Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской инверсионных секциях. В первой из них обозначены Култукская, Северо-Торская и Зактуйская аномалии ОА4/8, расположенные по периферии этой секции, во второй находятся внутренние Ниловская и Туранская аномалии. Кыренская аномалия с высоким значением ОА4/8 (ст. 71) приходится на южный край Тункинской впадины.

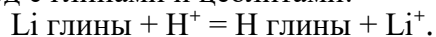
Подземные воды с низкой концентрацией Li: Вариации температуры трения T(Na/Li) в милонитах Главного Саянского разлома

Ключевое значение имеет мониторинг подземных вод ст. 27, для которых определены фоновые составы с наиболее низкой концентрацией Li (0.2 мкг/г) для всей Тункинской долины. Эти подземные воды имеют наиболее высокое изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и наиболее низкое изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В совокупности составов подземных вод из милонитов Главного Саянского разлома подземные воды ст. 27 характеризуют конечный компонент NE (nonequilibrium). Подземные воды других станций Култукского полигона имеют компонентный состав смешения компонента NE с компонентом E (equilibrium), характеризующимся изотопным отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, близким к равновесному (около 1) при наиболее высоком изотопном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0.709) (Рассказов и др., 2015; Чебыкин, Чувашова, 2023).

Для химической гидрогеодинамики БРС первостепенное значение имеют термофильные элементы Li и Na. Изменениям концентрации Li во времени соответствует изменение температуры трения T(Na/Li). Она

возрастает при переходе механической энергии в тепловую вследствие движения в плоскости активного разлома. После тектонической подвижки и разогрева в источнике резервуара подземных вод движение замедляется. Порция тепла перераспределяется циркулирующей водой из активной плоскости разлома в окружающие холодные породы. Новая тектоническая подвижка дает новую порцию тепла.

Эмпирический Na/Li геотермометр (Fouillac et al. 1981) основан на температурной зависимости реакции катионного обмена вод с глинами и цеолитами:



Геотермометр дает оценку температуры резервуара подземных вод по элементному отношению без учета относительных вариаций концентрации Na и Li. В природных термальных подземных водах образуются температурные тренды. Они описываются двумя уравнениями: одно используется для вод, содержащих <11 г/кг Cl ($\text{Cl} < 0.3$ моль/кг), другое – для вод, содержащих >11 г/кг Cl ($\text{Cl} > 0.3$ моль/кг).

Уравнение

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0.389 + \log(m\text{Na} / m\text{Li})} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl > 0.3 моль/кг. Уравнение

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0.130 + \log(m\text{Na} / m\text{Li})} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl < 0.3 моль/кг). В обоих уравнениях концентрации элементов даются в молях (mNa и mLi).

Li-деформационные отклики проявляются в подземных водах ст. 27 в 2013–2015 гг., перед Северо-Хубсугульским и Голоустным землетрясениями, произошедшими, соответственно, 05 декабря 2014 г. и 05 сентября 2015 г. После этих сейсмических событий, во время Муринской, Голоустной с линейным распределением эпицентров землетрясений и Муринской с такой же линейной сейсмической активизацией в 2015–2020 гг., концентрация Li находится в основном на уровне фона (около 0.2 мкг/дм³). С началом Байкало-Хубсугульской активизации в 2020 г. концентрация Li последовательно возрастает и меняется с большой амплитудой (рис. 2а,б).

В 2021–2025 гг. намечается пять максимумов Li, приходящихся на первые 5 месяцев каждого года (в период с января до мая): I – 26 января 2021 г., II – 12 марта 2022 г., III – 1 мая 2023 г., IV – 05 апреля 2024 г. и V – 16 января 2025 г. После максимума I

проходит около 6 месяцев. Между максимумами I и III имеется сходство по продолжительности вариационных интервалов, составляющих около 14 месяцев. В дальнейшем интервалы между максимумами и минимумами сокращаются до 11 и 9 месяцев (рис. 2б).

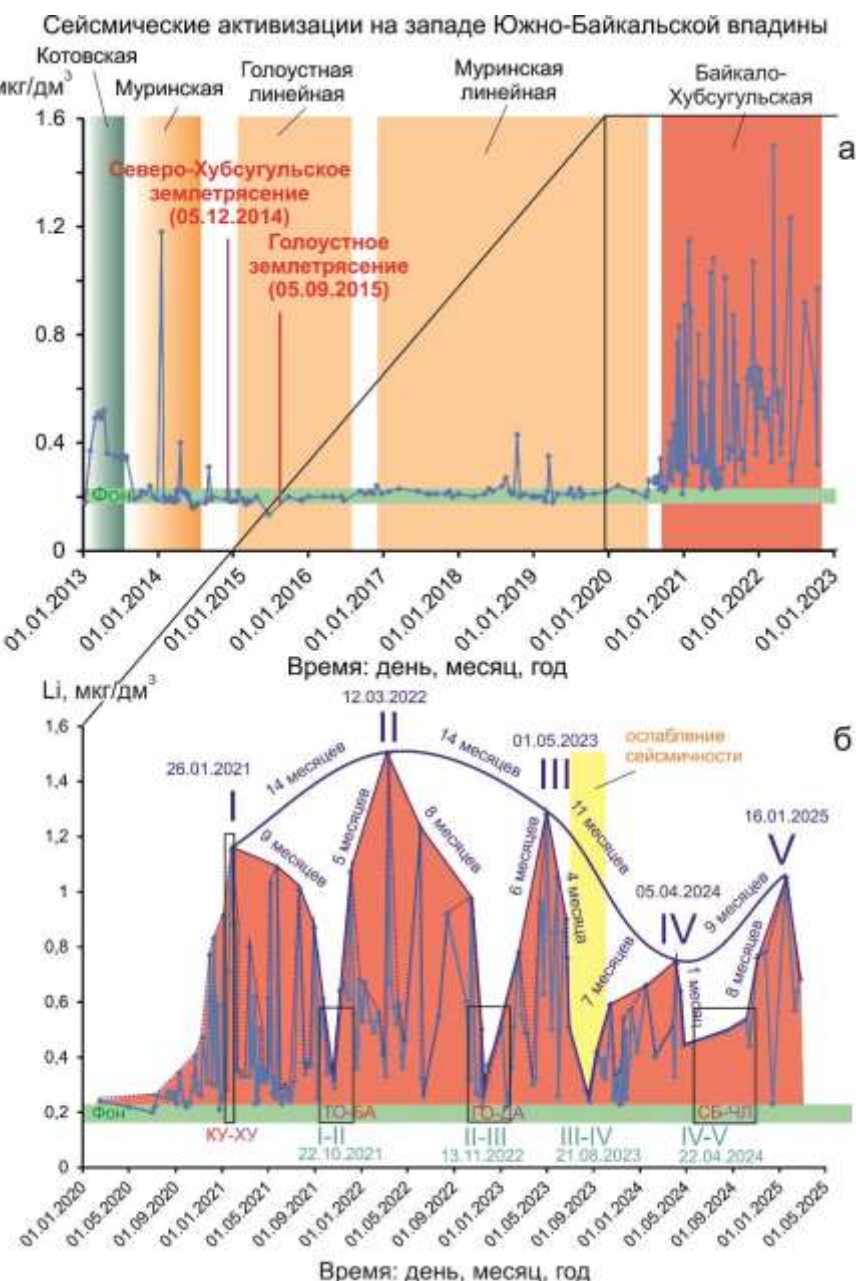


Рис. 2. Диаграммы вариаций концентрации Li в подземных водах ст. 27 Култукского полигона в 2013–2022 гг. (а) и в 2020–2025 гг. (б) (Рассказов и др., 2025). Сейсмическая перестройка КУ–ХУ соответствует максимуму Li , другие сейсмические перестройки (ТО–БА, ГО–ДА, ДА–СБ и СБ–ЧЛ) соответствуют минимумам Li . Отрезки временной шкалы на панели а – 1 год, на панели б – 4 месяца.

Fig. 2. Diagrams of Li variations in groundwaters from station 27 of the Kultuk area during the entire observation time interval of 2013–2022 (*a*) and in 2020–2025 (*б*) (Rasskazov et al., 2025). The seismic reorganization KY–XY corresponds to the maximum of Li, while other seismic reorganizations (TO–БА, ГО–ДА, ДА–СБ, and СБ–ЧЛ) correspond to the minimum of Li. The time scale segments in panel *a* are 1 year, in panel *б* – 4 months.

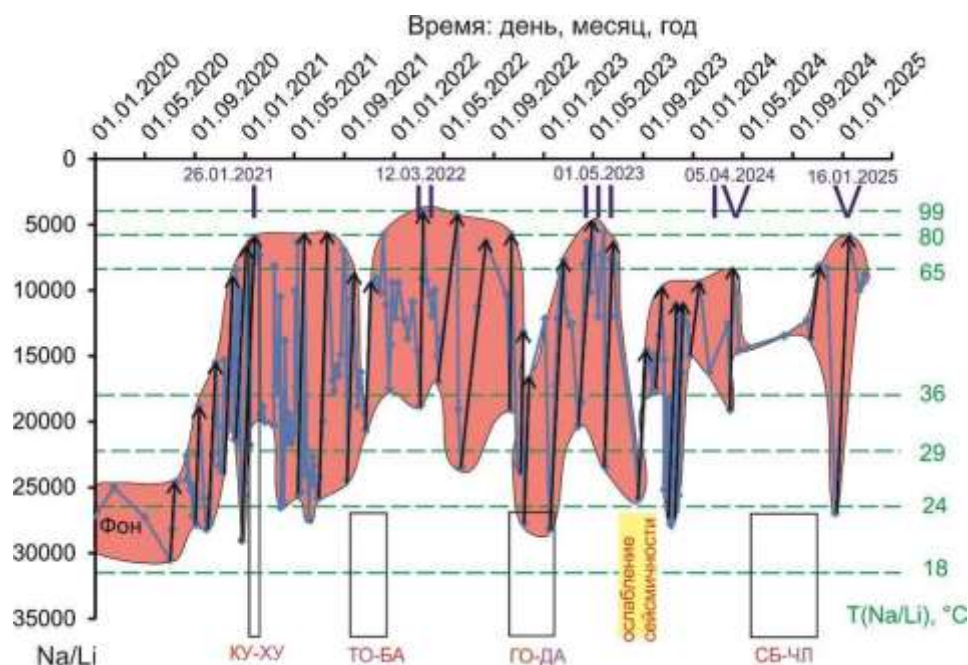


Рис. 3. Диаграмма временных вариаций отношения Na/Li в подземных водах ст. 27 Култукского полигона в 2020–2025 гг. (Рассказов и др., 2025). Зелеными штриховыми линиями показаны температуры, рассчитанные по Na/Li геотермометру (Fouillac et al. 1981). Используется уравнение при $Cl > 11$ г/кг ($Cl > 0.3$ моль/кг). Черными субвертикальными стрелками выделяются диапазоны резкого возрастания температуры трения $T(Na/Li)$. Отрезки временной шкалы – 4 месяца.

Fig. 3. Diagram of temporal Na/Li variations in groundwater at station 27 of the Kultuk area in 2020–2025 (Rasskazov et al., 2025). Green dashed lines show temperatures calculated using the Na/Li geothermometer (Fouillac et al. 1981). The equation is used for $Cl > 11$ g/kg ($Cl > 0.3$ mol/kg). The black sub-vertical arrows highlight the ranges of sharp increases in friction temperature $T(Na/Li)$. Time scale segments are 4 months.

Временные вариации отношения Na/Li в подземных водах ст. 27 характеризуются вариациями, подобными временным вариациям концентрации Li. Максимумам Li соответствуют минимумы отношения Na/Li (рис. 3).

От подземных вод с низкой концентрацией Li к подземным водам с его высокой концентрацией

На диаграммах Rb – Li и Na/Li – Li (рис. 4а,б) фигуративные точки подземных вод ст. 27 расположены в левых частях, т.е. подземные воды этой станции характеризуются наиболее низкой концентрацией Li. На панели а тренд Li протягивается параллельно оси абсцисс. Концентрация Li зависит от

температуры, тогда как концентрация Rb не имеет температурной зависимости. На панели б ярко выражен тренд снижения отношения Na/Li с возрастанием концентрации Li. По геотермометру (Fouillac et al. 1981) температура возрастает от начала тренда до конца от 9 до 116 °С. Кроме подземных вод ст. 27, тренды снижения отношения Na/Li с возрастанием концентрации Li дают подземные воды других мониторинговых станций Култукского полигона (на рис. 4б, показаны обобщенные тренды составов с концентрациями Li 0.1–1 и 1–10 мкг/дм³). Отчетливый тренд, параллельный тренду подземных вод ст. 27, образуют подземные воды Турана и Монд.

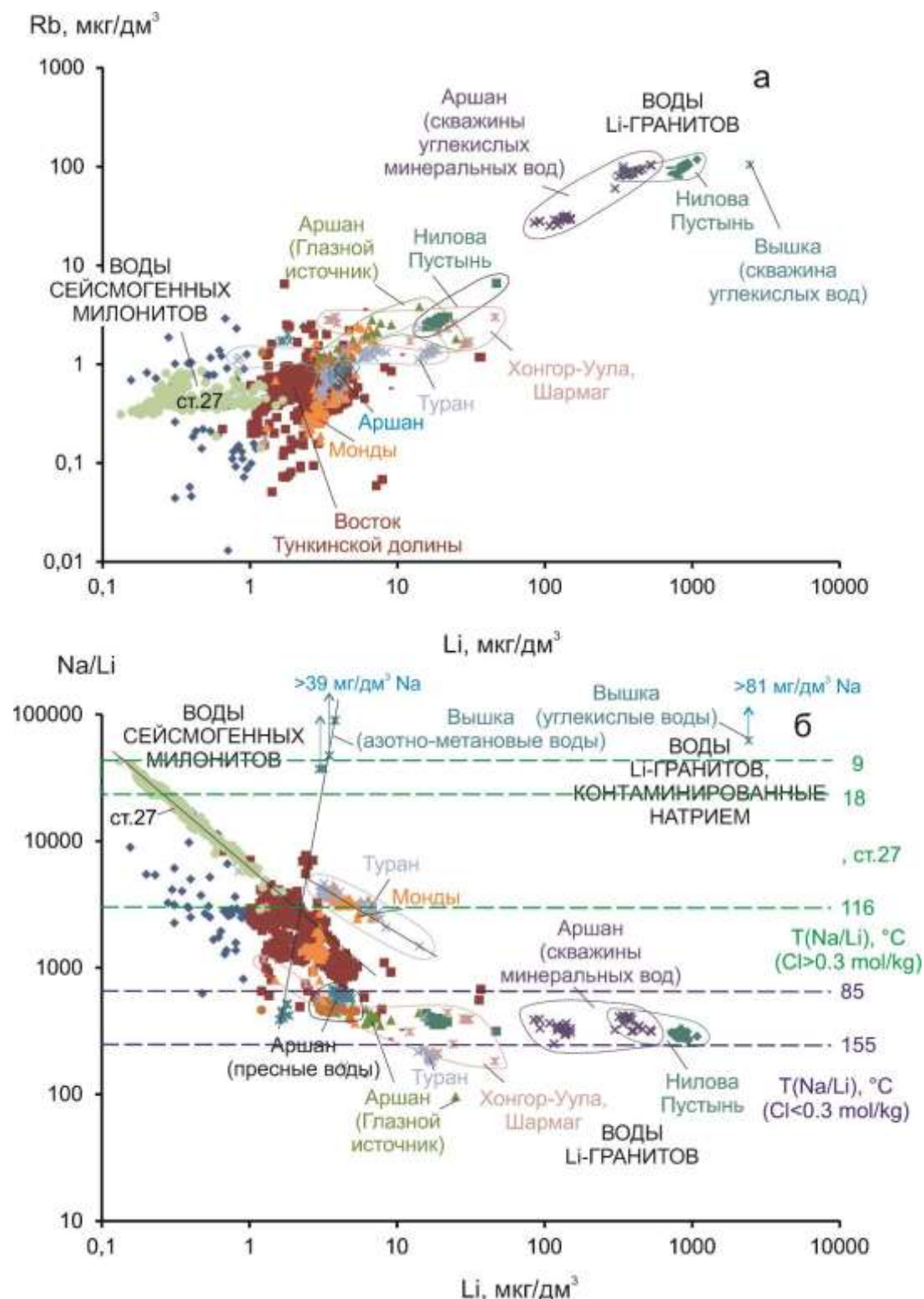


Рис. 4. Диаграммы Rb – Li (a) и Na/Li – Li (б) подземных вод Тункинской долины.

Fig. 4. Diagrams of Rb – Li (a) and Na/Li – Li (б) of groundwater in the Tunka Valley.

В минеральных и термальных водах Тункинской впадины (Аршан, Вышка, Хонгор-Уула, Шармаг), Турана и Ниловой Пустыни концентрация Li возрастает одновременно с возрастанием концентрации Rb (рис. 4а). Это

свидетельствует о контроле растворения обоих компонентов вмещающим гранитом, содержащим высокие концентрации лития и рубидия. Отношение Na/Li в этих подземных водах в целом ниже отношения в подземных

водах из милонитов Главного Саянского разлома и выдерживается приблизительно на одном уровне при варьирующей концентрации Li. Расчет $T(\text{Na/Li})$ с использованием уравнения ($\text{Cl} < 0.3 \text{ mol/kg}$) (Fouillac et al. 1981) дает оценку температуры подземных вод в глубинном резервуаре выше 85°C . Для ст. 2 Аршана (Мальчик) рассчитывается $T(\text{Na/Li})$ до 155°C (Рассказов и др., 2024а).

Особый состав определяется в термальных водах скважин Вышки: в азотно-метановых водах сравнительно низкая концентрация Li ($3.5\text{--}3.9 \text{ мкг/дм}^3$), в углекислых водах – высокая концентрация Li (2500 мкг/дм^3). Термальные воды обеих скважин имеют аномально высокое отношение Na/Li за счет высокой концентрации Na. По-видимому, скважинами был нарушен горизонт осадочного наполнения Тункинской впадины, содержащий NaCl. Соль этого горизонта контаминирует термальные воды обеих скважин.

Обсуждение результатов

Сопоставление концентрации Li в подземных водах Тункинской долины с рудными концентрациями рассолов

С учетом наметившейся тенденции возрастания концентрации Li в минеральных и термальных водах Тункинской долины, сравним концентрации этого компонента с его концентрациями в рассолах, считающимися перспективными для добычи. В Республике Дагестан рассолы с общей минерализацией $62\text{--}202 \text{ г/дм}^3$ имеют $28\text{--}57 \text{ мг/дм}^3$ (на Тарумовской площади $196\text{--}200 \text{ мг/дм}^3$). В рассолах Сибирской платформы (Иркутская область) с общей минерализацией от 162 до 459 г/дм^3 содержится от 30 до 105 мг/дм^3 Li (Пиннекер, 1966; Вахромеев, 2009; Алексеев и др., 2012; Михеева, Егоров, 2022).

Подземные воды Тункинской долины с общей минерализацией первые граммы на дм^3 содержат до 2.5 мг/дм^3 Li, т.е. на порядок ниже концентраций в рассолах, считающихся перспективными для добычи. Извлечение Li из слабоминерализованных подземных вод имеет преимущество перед его добычей из

рассолов, так как не будет иметь экологических последствий.

$^3\text{He}/^4\text{He}$ подземных вод как показатель поступления мантийных газов

Изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ широко применяется в качестве мантийного трассера в фумаролах вулcano-гидротермальных систем (Hilton et al., 2002; Sano, Fischer, 2013; Sano et al., 2015; Ohba et al., 2019; Daita et al., 2021), а в более продвинутых интерпретациях изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных водах рассматривается как показатель вовлеченности мантийных газов на любой континентальной территории (Qin et al., 2022).

Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ снижалось в фумаролах при угасании активности вулкана Шоушинзян в Японии. В период с 1958 до 1977 гг. семь образцов газа показали снижение отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, соответственно, от 7.6×10^{-6} и 130 до 3.1×10^{-6} и 0.61, что свидетельствовало о контаминации гидротерм атмосферными газами (Nagao et al., 1980). На вулкане Идзу-Осима в Японии была обнаружена корреляция между вековыми вариациями изотопов He и интенсивностью вулканической активности (Sano et al., 1995). Последующие исследования подтвердили, что аномалии изотопного отношения He отражают изменения вулканической активности на вулкане Галерас в Колумбии (Sano et al., 1997), вулкане Стромболи в Италии (Capasso et al., 2005), горе Этна в Италии (Rizzo et al., 2006) и вулкане Поас в Коста-Рике (Hilton et al., 2010). При извержении на горе Хаконэ в Японии 29 июня 2015 г. был установлен быстрый рост изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ с мая по август 2015 г. с его постепенным снижением до февраля 2018 г., тогда как сейсмическая активность начала усиливаться в марте 2015 г., достигла максимума в мае и снижалась быстрее снижения изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Kagoshima et al., 2019).

Гипотеза мантийного происхождения высокого $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных водах Тункинской долины

Происхождение минеральных и термальных вод Тункинской обсуждалось в многочисленных работах. При первом обследовании углекислых минеральных вод Аршана в конце 19-го столетия их происхождение связывалось, предположительно, с вулканизмом Тункинской впадины (Львов, Кропачев, 1909). Возможная связь минеральных вод с вулканизмом констатировалась почти в каждой последующей работе (Пиннекер и др., 1968; Кашина, 1971; Ломоносов, 1974; Ломоносов и др., 1976; Поляк и др., 1992; Pinneker et al., 1995; Лаврушин и др., 1999; Polyak, 2003; Кустов и др., 2002; Кустов, Сонголов, 2005; Павлов и др., 1995, 2018; Рассказов и др., 2024а).

В аршанских холодных минеральных водах проводились измерения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в скважинах 26, 28 и Глазном источнике, а также в термальных минеральных водах из скв. 39 (43 °C на глубине 750 м) (Ломоносов и др., 1976; Поляк и др., 1992; Pinneker et al., 1995; Polyak, 2003). Получены высокие значения этого отношения (до 1.1×10^{-5}). Минеральная вода Глазного источника содержит в основном урановый компонент пресных вод из зоны Тункинского разлома (Рассказов и др., 2024а). Высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в воде этого источника отражает состав газовой фазы при отсутствии признаков снижения $^3\text{He}/^4\text{He}$, что свидетельствует об отсутствии зависимости распределения газовой фазы от растворов подземных вод.

Мантийное происхождение гелия предполагалось, поскольку значения этого показателя аршанских вод близки к величине

$^3\text{He}/^4\text{He}$ в резервуаре MORB (Polyak, 2003). Такие же гелиевые изотопные отношения определены в оливинах порфировых вкрапленников и ксенолитов шпинелевых лерцолитов из позднекайнозойских вулканических пород юга Сибири и Монголии. Исходя из сходства отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ с этим показателем в резервуаре мантии и коромантийного перехода, связь гелия аршанских вод с глубинной дегазацией авторам настоящей статьи также представлялась реальной. Казалось бы, выходы газов в Аршанском месторождении минеральных вод с проявлением мантийного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ должны были обозначать зарождение нового вулканического импульса. В таком контексте высокое изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Аршанском месторождении минеральных вод (Polyak, 2003) должно было рассматриваться как предвестник будущего вулканического извержения в Тункинской впадине (Рассказов и др., 2024а).

Гипотеза образования высокого $^3\text{He}/^4\text{He}$ за счет генерации литиегенного ^3He

Мантийной интерпретации высокого отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ противоречит его воспроизводство на протяжении длительного времени, с 1972 до 1995 гг. (рис. 5). Эти данные свидетельствуют о постоянной генерации изотопов гелия, тогда как потоки мантийного гелия предвещают вулканические извержения за год или несколько месяцев, а после вулканического извержения, как правило, прекращаются. С точки зрения позднекайнозойской эволюции источников вулканизма можно ожидать проявление потока глубинных флюидов, восходящего из мантии, на востоке БРС в связи с изменением корневой части Витимской расплавной аномалии (Рассказов и др., 2024б).

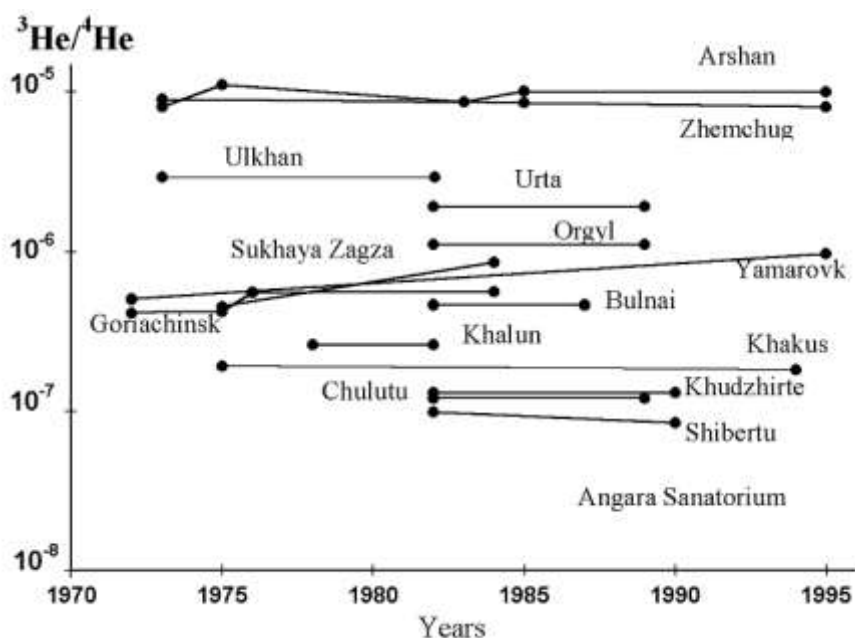


Рис. 5. Диаграмма временных вариаций отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах (Polyak, 2003). Места отбора проб: район санатория «Ангара», скважина (Иркутский амфитеатр); источник Шиберту (Хангай), источник Чулуту (Хангай); источник Худжирте (Хангай); Хакусский источник (Северо-Байкальский бассейн); источник Халун-Ус (Хангай); источник Хульджи (Хангай); источник Булнай (бассейн Хубсугула); Горячинский источник (бассейн Среднего Байкала); район Сухая Загза, скважина (бассейн Среднего Байкала); источник Худжирте (Хангай); Зона санатория «Ямаровка», скважина 110 (Забайкалье); Источник Оргыл (зона Хэнтэ-Керулена); Источник Урта (зона Хэнтэ-Керулена); источник Улхен (бассейн Хубсугула), участок Жемчуг, скважины Р-1 и Г-1 (Тункинская впадина); курорт Аршан, скважины 26, 28, 39 и источник Глазной (Тункинская впадина).

Fig. 5. Variations of the $^3\text{He}/^4\text{He}$ ration in the ground fluids with time (Polyak, 2003). Sampling sites: Angara Health Resort area, hole (Irkutsk amphitheater); Shibertu Spring (Khangai), Chulutu Spring (Hangay); Khudzhirte Spring (Hangay); Khakusskii Spring (North Baikal Basin); Khalun-Us Spring (Hangay); Khuldzhi Spring (Hangay); Bulnai Spring (Khubsugul Basin); Goryachinskii Spring (Middle Baikal Basin); Sukhaya Zagza area, hole (Middle Baikal Basin); Khudzhirte Spring (Hangay); Yamarovka Health Resort area, Hole 110 (Trans Baikal area); Orgyl Spring (Hentey-Kerulen Zone); Urtta Spring (Khentei Kerulen Zone); Ulkhen Spring (Khubsugul Basin), Zhemchug area, Holes R-1 and G-1 (Tunka Basin); Arshan Resort Area, Holes 26, 28, 39, and Glaznoi Spring (Tunka Basin).

При радиоактивном распаде урана-238 в конечный стабильный изотоп ^{206}Pb образуется восемь атомов ^4He . Хотя, кроме распада ^{238}U , ^4He генерируется при радиоактивном распаде ^{235}U и ^{232}Th , распределение радиогенного ^4He связано главным образом с радиоактивным распадом ^{238}U . Изотопы гелия могут быть производными разных процессов, которые должны учитываться при анализе данных конкретных территорий. В результате ядерных реакций образуется не только тяжелый изотоп гелия (^4He), но и легкий изотоп (^3He).

Конкурирующая гипотеза образования высокого отношения изотопов гелия вытекает

из высокой концентрации Li в подземных водах. Литий имеет два стабильных изотопа: ^6Li и ^7Li . При нейтронном облучении лития, однако, образуется ^3He через тритий (реакция Хилла) – $^6\text{Li} (n, \alpha) \text{T}$. Нейтроны – продукт спонтанного расщепления атомов урана. Источником нейтронов в литосфере может быть также бомбардировка бериллия α -лучами. Существуют общие оценки скорости образования ^3He в коре и мантии, составляющие 0.002 % от скорости образования ^4He . Число атомов ^3He , образующихся на 1 атом ^4He при облучении лития в типичных гранитах, составляет $^3\text{He}/^4\text{He} = 1 \pm 0.5 \times 10^{-7}$ (примерно в

10 раз ниже соотношения изотопов гелия в атмосферном воздухе) (Якуцени, 1968).

Литийсодержащие минералы (сподумен, лепидолит) создают газы с повышенным содержанием легкого изотопа гелия, которые окклюдированы (поглощаются) сподуменом. В таком литиевом минерале отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляет 1.20×10^{-5} , т.е. на 2 порядка превышает соотношение изотопов гелия в типичных гранитах (Якуцени, 1968). Литиевые минералы генерируют аномально-высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Dickin, 2005). Присутствие литиевых минералов в эволюционированных литиевых гранитах, таким образом, приводит к возрастанию отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$.

В подземных водах Тункинской долины концентрация Li в минеральных и термальных водах Тункинской впадины и Ниловского отрога возрастает на 3–4 порядка относительно концентраций этого элемента в преобладающих подземных водах Тункинской долины. Возрастающий Rb служит показателем вмещающих пород, образовавшихся в

результате дифференциации гранитных магм с обогащением редкими металлами, в том числе литием. Пример – Хушагольский массив щелочных (эгирин-рибекитовых) сиенитов и гранитов, который относится к Хушагол-Билютинской цепочке палеозойских тел щелочных пород, образующих зоны в юго-восточной части Восточного Саяна, протягивающиеся параллельно Главному Саянскому разлому (Рассказов и др., 2013). Подобные гранитные тела, по-видимому, эволюционировали под Тункинской впадиной и Ниловским отрогом. Пространственное положение этих тел предварительно определяется по выходам подземных вод, обогащенных литием.

Обогащенные литием подземные воды содержат от 1 до 10 мкг/дм³ урана (рис. 6). Уран обеспечивает нейтронное облучение лития. ^3He генерируется из ^6Li . Радиоактивность ^{238}U отражается в высокой концентрации радона ниловских подземных вод. Существенное смещение изотопного состава гелия относительно коровых значений предполагает радиогенное выделение тепла.

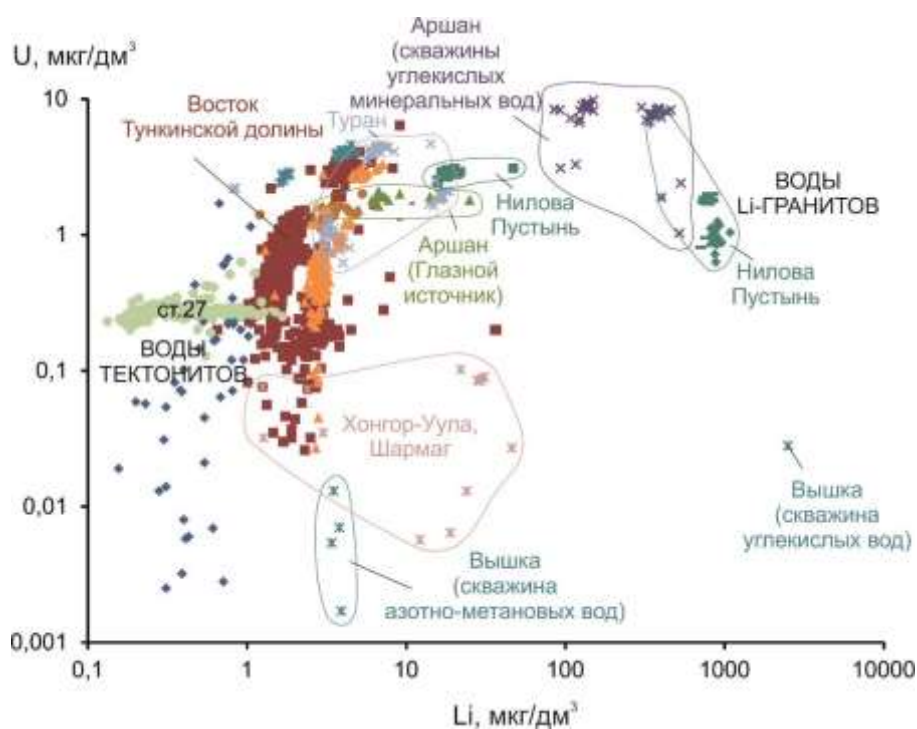


Рис. 6. Диаграмма U – Li подземных вод Тункинской долины.

Fig. 6. Diagram of U versus Li for groundwater from the Tunka Valley.

Заключение

В подземных водах Тункинской долины концентрация Li меняется на 5 порядков. Низкую концентрация характерна для подземных вод сейсмогенных милонитов Главного Саянского разлома, высокая – для подземных вод Li-гранитов (Li-F гранитов). Возрастание температуры трения в низко-Li резервуаре подземных вод сейсмоактивного разлома обеспечивает обменные реакции глинистых минералов и цеолитов с возрастанием концентрации Li и снижением отношения Na/Li, тогда как температурная зависимость отношения Na/Li в высоко-Li резервуаре подземных вод из Li-гранитов сочетается с растворением Li и удалением из раствора Na.

Гипотеза о мантийном происхождении газов с высоким изотопным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ (до 1.1×10^{-5}) на вулканической территории представляется сомнительной из-за стабильного существования этой характеристики в подземных водах Тункинской впадины на протяжении десятков лет. Такой эффект может достигаться в стабильном режиме при бомбардировке нейтронами высоко-Li резервуара подземных вод с генерацией ^3He . Конкурирующая гипотеза происхождения высокого изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ за счет литиегенной генерации ^3He в минеральных и термальных подземных водах Тункинской долины (рис. 7) открывает перспективу общей увязки химической гидрогеодинамики подземных вод Тункинской долины со строением докайнозойского фундамента.

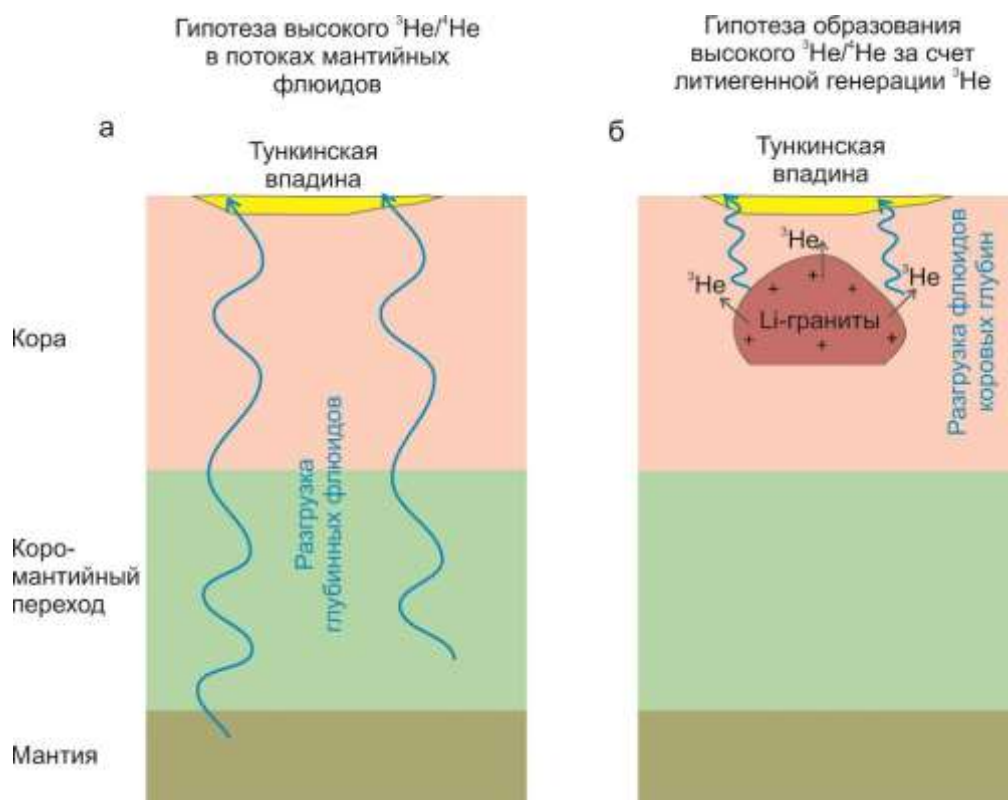


Рис. 7. Конкурирующие гипотезы происхождения высокого $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных водах Тункинской долины: *а* – в потоках мантийных флюидов и *б* – за счет литиегенной генерации ^3He .

Fig. 7. Competing hypotheses for the origin of high $^3\text{He}/^4\text{He}$ in the groundwater of the Tunka Valley: *a* – in mantle fluid flows and *b* – due to lithium-induced generation of ^3He .

Благодарности

Работа выполнена в рамках реализации проекта Института земной коры СО РАН FWEF-2026-0010. Аналитические

исследования выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в центре коллективного пользования «Ультрамикрoанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск). В работе использованы данные о землетрясениях,

полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckprf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>). (Карта..., 2026).

Литература

- Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г., Шмаров Г.П. Литиеносные подземные воды Иркутской области и Западной Якутии // Горный журнал. 2012. № 2. С. 8–13.
- Вахромеев А. Г. Закономерности формирования и концепция освоения промышленных рассолов (на примере юга Сибирской платформы): автореф. дисс. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 2009. 36 с.
- 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. doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.72
- Карта эпицентров последних десяти землетрясений. Иркутск: Байкальский Филиал Геофизической Службы, 2026. <http://www.seis-bykl.ru/index.php?ma=1>.
- Кашина М.А. Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Матлы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. С. 114–117.
- Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В., Сонголов В.И., Мурашова Т.В., Сизых Т.П. Углекислые минеральные воды курорта «Аршан Тункинского» и состояние его гидроминеральных ресурсов // Сибирский медицинский журнал. 2002. № 6. С. 35–42.
- Кустов Ю.И., Сонголов В.И. Гидроминеральная база курорта «Аршан Тункинский» и использование ее компонентов в практических целях // Сибирский медицинский журнал. 2005. <https://cyberleninka.ru/article/n/gidromineralnaya-baza-kurorta-arshan-tunkinskiy-i-ispolzovanie-ee-komponentov-v-prakticheskikh-tselyah>
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Каменский И.Л. Изотопный состав гелия в термоминеральных флюидах Забайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 2. С. 146–157.
- Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Наука. Новосибирск, 1974, 160 с.
- Ломоносов И. С., Мамырин Б. А., Прасолов Э. М., Толстихин И. Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны. // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.
- Львов А.В., Кропачев Г.И. Краткий отчет о результатах исследования источника «Аршана», произведенного по поручению Вост.-Сиб. отд. Российского геогр. Общ. и Общ. врачей // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1909. Т. 40. С. 41–47.
- Михеева Е.Д., Егоров Я.А. К вопросу о содержаниях лития и попутных компонентов в подземных водах перспективных площадей территории России // Науки о Земле: добыча и переработка. 2022. С. 29–35.
- Павлов С.Х., Пиннекер Е.В., Писарский Б.И. Углекислые воды Тункинской впадины (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 9. С. 28–35.
- Павлов С.Х., Чудненко К.В., Голубев В.А., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангара-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С., Колдышева Р.Я., Диденко А.А., Шерман С.И. Гидрогеология Прибайкалья. Москва: изд-во Наука, 1968. 170 с.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18–33.
- Рассказов С.В., Ильясова А.М., Сунь Йи-минь, Снопков С.В., Чебыкин Е.П. Вариации U компонентов и Si–Na/Li температур в резервуарах подземных вод на южном фланге Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины в 2012–2024 гг.: соотношение осевых и фланговых сейсмогенных деформаций в Байкальской рифтовой системе // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 2. С. 124–149. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.124
- Рассказов С.В., Меньшагин Ю.В., Ясныгина Т.А., Ильясова А.М., Саранина Е.В., Скопинцев В.Г. Хушагольский полихронный массив: гетерогенность источников палеозойских щелочных сиенитов и гранитов в Восточном Саяне, Юг Сибири // Литосфера. 2013. № 4. С. 88–109.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Снопков С.В., Чувашова И.С. От эволюции кайнозойского вулканизма к вариациям изотопного состава урана в подземных водах: определение кайнозойских и современных зон растяжения и сжатия в Тункинской долине Байкальской рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2026 (в печати).

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Ильясова А.М., Снопков С.В., Сунь Йи-минь Мониторинг урановых компонентов в подземных водах Аршана в 2012–2024 гг.: отслеживание парагенетических (гидрогеохимических и сейсмических) процессов в Байкальской рифтовой системе // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 3. С. 65–112. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.65>

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 16–78. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.16

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В. Сравнительные исследования косейсмических изменений концентраций термофильных элементов Si, Na и Li в подземных водах ст. 27 на Култукском полигоне, оз. Байкал // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 124–140. DOI 10.26516/2541-9641.2023.1.124

Чебыкин Е.П., Чувашова И.С. Косейсмическая химическая гидрогеодинамика Култукского резервуара подземных вод: индикаторные роли Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и ^{234}U // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 141–171. DOI 10.26516/2541-9641.2023.1.141.

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., Сорокикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В.,

Грачёв 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.

Якуцени В.П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968. 232 с.

Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A. Geochemical monitoring of the 2002–2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): Precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters // Bulletin of Volcanology. 2005. Vol. 68. P. 118–134.

Daita Y., Ohba T., Yaguchi M., Sgo T., Harada M. Volcanic activity forecast based on volcanic gas composition of Hakone Volcano, Japan: Utilization for volcanic disaster prevention // Journal of Geography. 2021. Vol. 130, No. 6. P. 783–796. DOI:10.5026/jgeography.130.783

Dickin A. Radiogenic isotope geology. Cambridge university press, New York. 2005. Second edition. 492 p.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases in subduction zones and volatile recycling // In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. 2002. Vol. 47. P. 319–362. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.

Hilton D.R., Ramírez C.J., Mora-Amador R., Fischer T.P., Füre E., Barry P.H., Shaw A.M. Monitoring of temporal and spatial variations in fumarole helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanos, Costa Rica (2001–2009) // Geochemical Journal. 2010. Vol. 44. P. 431–440.

Kagoshima T., Sano Y., Takahata N., Lee H., Lan, T., Ohba T. Secular variations of helium and nitrogen isotopes related to the 2015 volcanic unrest of Mt. Hakone, central Japan // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. <https://doi.org/10.1029/2019GC008544>

Nagao K., Takaoka N., Matsuo S., Mizutani y., Matsubayashi O. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano // Geochim. J. 1980. Vol. 14, No. 3. P. 139–143.

Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model //

Earth, Planets and Space. 2019. Vol. 71. P. 48. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5>

Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for groundwater in the Baikal rift zones // *Isotopes Environ. Health Studies*. 1995. Vol. 31. P. 97–106.

Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. Vol. 5, No. 1. P. 45–66.

Rizzo A., Caracausi A., Favara R., Martelli M., Paonita A., Paternoster M. et al. New insights into magma dynamics during last two eruptions of Mount Etna as inferred by geochemical monitoring from 2002 to 2005 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. P. Q06008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001175>

Sano Y., Fischer T.P. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems // In P. Burnard (Ed.) *The Noble Gases as Geochemical Tracers* 2013. P. 249–317. Berlin, Heidelberg: Springer.

Sano Y., Gamo T., Notsu K., Wakita H. Secular variations of carbon and helium isotopes at Izu-Oshima Volcano, Japan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1995. Vol. 64. P. 83–94.

Sano Y., Gamo T., Williams S.N. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1997. Vol. 77. P. 255–266.

Sano Y., Kagoshima T., Takahata N., Nishio Y., Roulleau E., Pinti D.L., Fischer T.P. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption // *Scientific Reports*. 2015. Vol. 5. P. 13069.

References

Alekseev S.V., Alekseeva L.P., Vakhromeev A.G., Shmarov G.P. Lithium-bearing groundwater of the Irkutsk region and Western Yakutia // *Mining magazine*. 2012. No. 2. pp. 8–13.

Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A. Geochemical monitoring of the 2002–2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): Precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters // *Bulletin of Volcanology*. 2005. Vol. 68. P. 118–134.

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 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 Southern Baikal // *Reports of the Russian Academy of Sciences*. 2015. Vol. 460, No. 4. P. 464–467.

Chebykin E.P., Yimin Sun, Rasskazov S.V., Zhenhua Xie, Chen Yang, Ilyasova A.M. Chemical elemental and U-isotopic compositions of ground water in the central part of the Tunka valley (Buryatia, Russia) // *Rifting, orogenesis, and accompanied processes. Proceedings of the IV All-Russian Symposium with the participation of foreign scientists, dedicated to the 90th anniversary of the birth of N.A. Logatchev*. Irkutsk, Institute of the Earth Crust SB RAS, October 14–15, 2019. P. 240–242.

Daita Y., Ohba T., Yaguchi M., Sgo T., Harada M. Volcanic activity forecast based on volcanic gas composition of Hakone Volcano, Japan: Utilization for volcanic disaster prevention // *Journal of Geography*. 2021. Vol. 130, No. 6. P. 783–796. DOI:10.5026/jgeography.130.783

Dickin A. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge university press, New York. 2005. Second edition. 492 p.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // *Geothermics*. 1981. V. 10. P. 55–70.

Hilton D.R., Fischer T.P., Marty B. Noble gases in subduction zones and volatile recycling // In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. 2002. Vol. 47. P. 319–362. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.

Hilton D.R., Ramírez C.J., Mora-Amador R., Fischer T.P., Füre E., Barry P.H., Shaw A.M. Monitoring of temporal and spatial variations in fumarole helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanos, Costa Rica (2001–2009) // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 431–440.

Ilyasova A.M., Snopkov S.V. Coseismic variations of the thermophilic element Si in groundwater on the western coast of Lake Baikal // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 72–105. doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.72

Kagoshima T., Sano Y., Takahata N., Lee H., Lan, T., Ohba T. Secular variations of helium and nitrogen isotopes related to the 2015 volcanic unrest of Mt. Hakone, central Japan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. <https://doi.org/10.1029/2019GC008544>

Kashina M.A. Carbon dioxide baths of the Arshan mineral water deposit // *Geology and useful minerals of Eastern Siberia. Proceedings of the conference of*

- young researchers. Irkutsk: IZK SB RAS USSR, 1971. P. 114–117.
- Kustov Yu.I., Pinneker E.V., Songolov V.I., Murashova T.V., Sizykh T.P. Carbonated mineral waters of the Arshan-Tunkinsky resort and the state of its hydromineral resources // *Siberian Medical Journal*. 2002. No. 6. P. 35–42.
- Kustov Yu.I., Songolov V.I. Hydromineral base of the resort "Arshan-Tunkinsky" and the use of its components for practical purposes // *Siberian Medical Journal*. 2005. <https://cyberleninka.ru/article/n/gidromineralnaya-baza-kurorta-arshan-tunkinskiy-i-ispolzovanie-ee-komponentov-v-prakticheskikh-tselyakh>
- Lavrushin, V.Yu., Polyak, B.G., Kamenskiy, I.L.. Helium isotopic composition of thermomineral fluids in Transbaikalia // *Lithology and Mineral Resources*. 1999. Vol. 34, No. 2. P. 123–133.
- Lomonosov I.S. Geochemistry and formation of modern hydrotherms of the Baikal rift zone. Science. Novosibirsk, 1974, 160 p.,
- Lomonosov I.S., Mamyrin B.A., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N., Isotopic composition of helium and argon in some hydrotherms of the Baikal rift zone. // *Geochemistry*. 1976. No. 11. P. 1743–1746.
- Map of earthquake epicenters in the last ten days, 2026. The Baikal Branch of the Geophysical Survey, Irkutsk. <http://www.seis-bykl.ru/index.php?ma=1>
- Miheeva E.D., Egorov Y.A. To the question of the content of lithium and associated components in groundwater of promising areas the territory Russia // *Earth Sciences: Mining and processing*. 2022. P. 29–35.
- Nagao K., Takaoka N., Matsuo S., Mizutani Y., Matsubayashi O. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano // *Geochim. J.* 1980. Vol. 14, No. 3. P. 139–143.
- Ohba T., Yaguchi M., Nishino K., Numanami N., Daita Y., Sukigara C., Ito M., Tsunogai U. Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model // *Earth, Planets and Space*. 2019. Vol. 71. P. 48. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1027-5>
- Pavlov S.Kh., Pinneker E.V., Pisarsky B.I. Carbon dioxide waters of the Tunka basin (Eastern Sayan) // *Geology and Geophysics*. 1995. Vol. 36, No. 9. P. 28–35.
- Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V., Golubev V.A., Orgilyanov A.I., Badminov P.S., Kryukova I.G., 2018. Geological factors and physico-chemical processes of groundwater formation in the Tunka depression. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.
- Pinneker E.V. Pickles of the Angara-Lena artesian basin. Moscow: Nauka, 1966. 332 p.
- Pinneker E.V., Pisarsky B.I., Lomonosov I.S., Koldysheva R.Ya., Didenko A.A., Sherman S.I. Hydrogeology of the Baikal region. Moscow: Nauka publishing house, 1968. 170 p.
- Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E. Helium isotope data for groundwater in the Baikal rift zones // *Isotopes Environ. Health Studies*. 1995. Vol. 31. P. 97–106.
- Polyak B.G. Helium isotopes in the ground fluids of the Baikal Rift and its surroundings: Contribution to continental rifting geodynamics // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. Vol. 5, No 1. P. 45–66.
- Polyak B.G., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N. et al. Helium isotopes in fluids of the Baikal rift zone // *Izvestiya Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol.* 1992. No. 10. P. 18–33.
- Qin S., Xu D., Li J. Zhou Z. Genetic Types, Distribution Patterns and Enrichment Mechanisms of Helium in China's Petroliferous Basins // *Front. Earth Sci.* 2022. Vol. 10, 675109. doi: 10.3389/feart.2022.675109
- Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Sun Yi-min Monitoring of uranium components and Si – Na/Li temperatures in the Arshan groundwater reservoir of Tunka Valley in 2012–2024: Tracing paragenetic relationships between hydrogeochemical and seismic processes in the Baikal Rift System // *Geology and Environment*. 2024a. Vol. 4, No. 3. P. 65–112. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.65>
- Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S. From volcanic evolution to variations in uranium isotope compositions in groundwater: definition of Cenozoic and present-day extensional and compressional zones in the Tunka Valley of the Baikal Rift System // *Geodynamics and tectonophysics*. 2026 (in press).
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Root structures of the Dariganga and Vitim volcanic fields of the Japan-Baikal geodynamic corridor: Relationships between sources of late Cenozoic magmatic melts and modern local low-velocity anomalies in the upper mantle // *Geology and Environment*. 2024b. Vol. 4, No. 2. pp. 16–78. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.16
- Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Sun Yi-Min, Snopkov S.V., Chebykin E.P. Variations of U components and Si–Na/Li temperatures in groundwater reservoirs on the southern flank of the South Baikal Basin and Tunka Valley in 2012–2024: relationship between axial and flank seismogenic deformations in the Baikal Rift System // *Geology and Environment*. 2025. Vol. 5, No. 2. P. 124–149. DOI 10.26516/2541-9641.2025.2.124.

Rasskazov S.V., Menshagin Yu.V., Yasnygina T.A., Ilyasova A.M., Saranina E.V., Skopintsev V.G. Khushagol polychronic massif: heterogeneity of sources for Paleozoic alkaline syenites and granites in the Eastern Sayan, Southern Siberia // *Lithosphere*. 2013. No. 4. P. 88–109.]

Rizzo A., Caracausi A., Favara R., Martelli M., Paonita A., Paternoster M. et al. New insights into magma dynamics during last two eruptions of Mount Etna as inferred by geochemical monitoring from 2002 to 2005 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. P. Q06008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001175>

Sano Y., Fischer T.P. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems // In P. Burnard (Ed.) *The Noble Gases as Geochemical Tracers* 2013. P. 249–317. Berlin, Heidelberg: Springer.

Sano Y., Gamo T., Notsu K., Wakita H. Secular variations of carbon and helium isotopes at Izu-Oshima Volcano, Japan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1995. Vol. 64. P. 83–94.

Sano Y., Gamo T., Williams S.N. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1997. Vol. 77. P. 255–266.

Sano Y., Kagoshima T., Takahata N., Nishio Y., Roulleau E., Pinti D.L., Fischer T.P. Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption // *Scientific Reports*. 2015. Vol. 5. P. 13069.

Vakhromeev A.G. Patterns of formation and concept of development of industrial brines (using the southern Siberian platform as an example): Abstract of a Doctor of Geological and Mineral Sciences dissertation. Irkutsk, 2009. 36 p.

Yakutseni V.P. *Geology of helium*. Leningrad: Nedra, 1968. 232 p.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

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

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilevich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664025, Irkutsk, Lenin st., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
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

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий специалист,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: cheb@lin.irk.ru

Chebykin Eugenyi Pavlovich,

Candidate of Chemistry,
664003 Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of Earth's crust, SB RAS,
Leading specialist,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: cheb@lin.irk.ru

Ильясова Айгуль Маратовна,

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

Ilyasova Aigul Maratovna,

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

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии,
email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of Dynamic Geology Char,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук,
664025, 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 Sergei Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664025, Irkutsk, Lenin sr., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor,
664074, Irkutsk, Kurchatov st., 3,
Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,
Leading Researcher,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Правила для авторов

Правила предоставления статей

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

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

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

Рукописи статей присылаются на электронные адреса редакции или ответственного секретаря: kaf-dinamgeol@mail.ru или 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.

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 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.

Правила оформления статей

Рекомендуемый объем присылаемых для публикации в журнале научных статей — 1.5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК, далее на русском и английском языках приводятся: название статьи; инициалы и фамилия авторов, название учреждений, где работает каждый автор; аннотация и ключевые слова. Аннотация должна содержать 150–200 слов, количество ключевых слов — не более 8. Точку в конце ключевых слов не ставим, а также не забываем в английском названии статьи производить капитализацию, как это принято для английских заголовков.

Стиль основного текста «Обычный», шрифт — Times New Roman, размер 12, межстрочный интервал 1, красная строка 0.5 мм, поля по 2.5 см.

Цитируемый текст выделяется курсивным шрифтом. 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;
- пробелы в конце абзацев;
- формирование красной строки с помощью пробелов;
- автонумерацию (нумерованные и маркированные списки) в главах и абзацах;
- принудительную (ручную) или автоматическую расстановку переносов в словах;
- знаки меньше (<) и больше (>) в Аннотациях.

Вставляемые в работу рисунки желательно дублировать отдельными файлами в графических форматах: .jpg, .crt и .cdr с разрешением не менее 300 dpi. Их размер должен быть не менее 8 см по ширине, а максимальный размер не должен превышать 17х24.5 см. Количество рисунков в статье не должно превышать 10. Буквенные или цифровые обозначения деталей иллюстраций или отдельных блоков показываются буквами или цифрами курсивным начертанием. Обозначения могут располагаться за пределами рисунка, соединяясь с деталями выносками-линиями. Они не должны пересекаться между собой. Рисунки должны иметь все необходимые обозначения и подписи на русском и английском языках.

Редактирование рисунков в тексте средствами программы Word недопустимо.

Ссылки на рисунки в тексте приводятся в круглых скобках в формате: (рис. 1) или (рис. 1, 2) или (рис. 1–4). Ссылки на нумерованные рисунки обязательны! Их следует размещать в скобках (рис. 5) или включать непосредственно в текст: ...показано на рис. 5. При ссылке в тексте на рисунок, в котором идет речь о какой-либо части рисунка, обозначенных курсивными буквами от «а» до «г», то необходимо ссылаться (рис. 5, в); если подряд от части а до части в, то с тире, то есть (рис. 5, а–в), если на отдельные его части, следующие не подряд, то через запятую (рис. 5, а, в, г). Но, вообще-то, если в абзаце конкретизируется каждый случай, то ссылка идет каждый раз, например, «Вторая волна достигает максимума в интервале от 610 до 612 мс, после начала землетрясения (рис. 5, б) и, вероятно, как и предыдущая (рис. 5, а), отражает этап подготовки землетрясения к заключительной стадии».

Подрисуночную подпись нужно сделать максимально информативной и лаконичной. Она, должна включать номер и название рисунка, и дополнительно может содержать *легенду* или *экспликацию* (расшифровку условных обозначений, пояснения и т. д.). В конце подрисуночной подписи точка не ставится.

Если рисунок единственный в статье, то он не нумеруется, а слово «рис.» в подписи к нему не пишется. Ссылка в тексте 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 16.5 см, альбомного — 24.5 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). Номера и названия таблиц даются на русском и английском языках.

Компьютерные единицы пишутся в русской аббревиатуре (табл. 1).

Общепринятые компьютерные единицы и их сокращения

Table 1

Commonly used computer units and their abbreviations

Название	Аббревиатура русская	Аббревиатура ан- глийская	Значение
Бит	б	bit (b)	0 или 1
Байт	Б	Byte (B)	8 бит
Килобит	Кбит (кб)	kbit (kb)	1000 бит
Килобайт	Кбайт (КБ)	Kbyte (KB)	1024 байта
Мегабит	Мбит (Мб)	mbit (mb)	1000 килобит
Мегабайт	Мбайт (МБ)	Mbyte (MB)	1024 килобайт
Гигабит	Гбит (Гб)	gbit (gb)	1000 мегабит
Гигабайт	Гбайт (ГБ)	GByte (GB)	1024 мегабайта
Пиксел	пк	px	1 пиксел
Мегапиксел	Мпк	Mrx	1000000 пикселей

Примечание: ...

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 косого 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 (десятичного) 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».

Так как журнал является сетевым, его текст форматируется при использовании html-разметки, то постраничные ссылки лучше сразу делать после знака ссылки в виде звездочки внутри текстового набора, например, «Южная часть Балтийской котловины освободилась ото льда и была занята Южно-Балтийским ледниковым озером около 13 тыс. лет назад^{*}. В дальнейшем Южно-Балтийское ледниковое озеро объединилось с остатками озера Рамзея, занимавшего современную акваторию Финского залива и часть прилегающей суши.

^{*} В работах 1990-х гг. приводились датировки ¹⁴C без поправки на временные вариации солнечной радиации. При пересчете на календарную дату возраст события может превысить 15 тыс. лет. В дальнейшем изложении реконструкций этих авторов приводится только общая последовательность событий без датировок.

В результате образовалось единое Балтийское ледниковое озеро, представляющее самую раннюю стадию развития Балтики. Это событие относилось к началу аллерёда.»

В конце рукописи необходим список использованной и цитируемой литературы, оформленный в соответствии с правилами библиографического описания литературных источников под заголовком «Литература» в алфавитном порядке: сначала русские работы, затем иностранные. Русские источники переводятся на английский язык и помещаются в конце списка под названием «Перевод на английский язык» (References).

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 статьях последнего номера журнала).

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) // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар : Геопринт, 2016. С. 331–350.

Марков А.В., Куликов А.М. Происхождение эукариот как результат интеграционных процессов в микробном сообществе // Доклад в Институте биологии развития 29 января, 2019. Режим доступа: http://evolbiol.ru/dok_ibr2009.htm. (дата обращения: 23.10.2023).

Допускаются ссылки на открытые отчеты геологических фондов.

Шаблон статьи

Почтовый адрес редакции: 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Геологический факультет Иркутского государственного университета.

Электронный адрес редакции: kaf-dinamgeol@mail.ru.

Полнотекстовые электронные точные копии журнала и статей в формате .PDF публикуются по адресу: <http://geoenvir.ru>.

Редколлегия журнала