

3 (4) 2023

ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ





Преемник Вестника кафедры географии Восточно-Сибирской государственной академии образования

Научный электронный журнал

Год основания 2010 г.

Выходит четыре раза в год

Geology and

Environment

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 Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сасим С.А., канд. геол.-минерал. наук, Иркутский государственный университет, доцент, Иркутск, Россия

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

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

Адрес редакции:	Сетевое издание «Геология и окружающая среда» PDF-номер журнала выходит четыре раза в год. Сроки приема статей в:
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1	№ 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,
Тел.: (3952)243278	№ 4 – 31 декабря
Email: kaf-dinamgeol@mail.ru	Учредитель-издатель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет» Гл. редактор: С.П. Примина Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере
Сайт: http://geoenvir.ru	связи, информационных технологий и массовых коммуникаций Регистрационный номер: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021 ISSN: 2541-9641 12+

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

На первой странице обложки

Верхняя часть ледника Радде. Горный массив Мунку-Сардык. 26.07.2021. Рисунок из ст. Коваленко С.Н., Китов А.Д., Акулова Ю.В. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2021 году

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии журнала
А. Миколайчук, Ф. Апаяров, Л. Горлеев, А. Эсминиев Корреляция геологических
комплексов горного массива Хан-Тенгри в пограничных районах Кыргызского.
Казахского и Китайского Тянь-Шаня
В.В. Ружич, В.Б. Савельева Об изучении зеркал скольжения в очагах палеоземлетрясений в
Прибайкалье и Монголии
А.Р. Монгуш, А.А. Бокарева, А.Н. Подлинов, В.В. Прокопчик, В.С. Риттер, Н.М. Максимов,
В.С. Калинин, М.С. Зарипов, С.А. Дамбаев, С.Н. Коваленко, Т.А. Ясныгина, И.С.
Чувашова, Е.В. Саранина, С.В. Рассказов Сходство и различие состава среднеюрских и
нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала: Оценка вклада
обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-
Манзурки
С.В. Рассказов, С.А. Решетова, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, Е.В. Саранина, М.Н.
Рубцова, А. Аль Хамуд, А. Хассан Отложения верхнего миоцена-плиоцена Пра-
Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного
материала через Южно-Байкальскую впадину 82
МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ 108
С.В. Рассказов, А.М. Ильясова, С.А. Борняков, Е.П. Чебыкин Горячинская активизация
Ямбуйской зоны транстенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая
гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала 108
С.В. Рассказов, А.М. Ильясова, С.А. Борняков, Ц. Батсайхан, С. Дэмбэрэл, Е.П. Чебыкин
Химическая гидрогеодинамика в Улан-Баторском резервуаре подземных вод в 2012-
2023 годах: сопоставление с химической гидрогеодинамикой резервуаров побережья
Байкала
С.В. Рассказов, И.А. Асламов, С.В. Снопков, В.И. Архипенко, А.М. Ильясова, Е.П.
Чебыкин Первый опыт мониторинга косейсмических и асейсмических вариаций ОВП,
pH и температуры подземных вод Култукского резервуара в режиме реального времени
(Байкальская рифтовая система)161
НЕОТЕКТОНИКА, ГЕОМОРФОЛОГИЯ
С.Н. Коваленко Некоторые особенности и геоморфологические признаки палеоледников и
палеоснежников горного массива Мунку-Сардык 182
УЧЕНЫЕ ПЕРВОПРОХОДЦЫ
С.В. Рассказов, О.Т. Русинек Геология и стратиграфия кайнозоя впадин озера Байкал в
трудах Виктора Давыдовича Маца197
ПОЛЕВЫЕ ПРАКТИКИ
С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Ю.В. Акулова Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-
Сардык в 2021 году 233
Правила для авторов

© ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет» © Геология и окружающая среда, 2023, Т. 3, № 4

CONTENTS

From the editorial board of the journal	5
REGIONAL GEOLOGY	7
A. Mikolaichuk, F. Apayarov, D. Gordeev, A. Esmintsev Correlation of geological complexes	
of the Khan-Tengri Mountain Massif in Border Regions of the Kyrgyz, Kazakh, and	
Chinese Tianshan	7
V.V. Ruzhich, V.B. Savelyeva On the study of slickensides in the foci of paleoearthquakes in	
the Baikal region and Mongolia	37
A.R. Mongush, S.N. Kovalenko, T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova, E.V. Saranina, S.V.	
Rasskazov Similarities and differences in the composition of Middle Jurassic and Lower	
Pliocene sediments on the northwestern shore of Lake Baikal: Assessment of the	
contribution of clastic material from the Primorsky Range to the alluvium in the middle	
part of the Pra-Manzurka valley	51
S.V. Rasskazov, S.A. Reshetova, T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova, E.V. Saranina, M.N.	
Rubtsova, A. Al Hamoud, A. Hassan Upper Miocene-Pliocene Sediments of Pra-	
Anosovka as Source of Pra-Manzurka Alluvium: Before-Baikalian Transfer of Clastic	
Material through the South Baikal Basin	82
ENVIRONMENTAL MONITORING	108
S.V. Rasskazov, A.M. Ilyasova, S.A. Bornyakov, E.P. Chebykin Goryachinsk Reactivation of	
the Yambuy Transtension Zone in 2013–2015: Coseismic Chemical Hydrogeodynamics	
of Groundwater from the SE Coast of Middle Baikal	108
S.V. Rasskazov, A.M. Ilyasova, S.A. Bornyakov, Ts. Batsaihan, S. Demberel, E.P. Chebykin	
Chemical hydrogeodynamics in the Ulaanbaatar groundwater reservoir in 2012-2023:	
comparison with chemical hydrogeodynamics in the reservoirs of the Baikal coast	146
S.V. Rasskazov, I.A. Aslamov, S.V. Snopkov, V.I. Arkhipenko, A.M. Ilyasova, E.P.	
Chebykin First experience in real-time monitoring of coseismic and aseismic ORP, pH,	
and temperature variations in groundwater from the Kultuk reservoir (Baikal Rift System)	161
NEOTECTONICS, GEOMORPHOLOGY	182
S.N. Kovalenko Some features and geomorphological signs of palaeoglaciers and	
palaeosnowfields of the Munku-Sardyk mountain massif	182
PIONEERING SCIENTISTS	197
S.V. Rasskazov, O.T. Rusinek Geology and Stratigraphy of Cenozoic Basins of Lake Baikal	
in the Works of Viktor Davydovich Mats	197
FIELD PRACTICES	233
S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, Yu.V. Akulova Portulan Club expedition to the Munku-Sardyk	
region in 2021	233
Rules for authors	252

© Irkutsk State University

© Geology and Environment, 2023, Vol. 3, No. 4

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 научнообразовательного 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 научноисследовательские практики в южной части Сибирской платформы и в сопредельном Хамардабанском террейне, который был аккретирован 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 вендкембрийских пород, служащих в качестве вмещающей среды для газоконденсатных месторождений Сибирской платформы. Организуются наблюдения выходов нефти и газа из позднекайнозойского осадочного наполнения Южно-Байкальской рифтовой впадины. Многогранный природный учебный полигон Прибайкалья создает все необходимые условия для наглядного преподавания геологических дисциплин в сочетании с развитием студенческих и аспирантских исследований геологии и окружающей среды.

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

ТЕМАТИКА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СТАТЕЙ

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

Региональная геология

УДК 551.2:551.4(57) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.7

Correlation of geological complexes of the Khan-Tengri Mountain Massif in Border Regions of the Kyrgyz, Kazakh, and Chinese Tianshan

A. Mikolaichuk¹, F. Apayarov^{1,2}, D. Gordeev¹, A. Esmintsev³

¹Kyrgyz Mineral Resource Institute, Kyrgyz State Technical University, Bishkek, Kyrgyzstan ²Institute of Geology NAS, Bishkek, Kyrgyzstan ³Institute of Geological sciences, Almaty, Kazakhstan

Abstract. Researchers of the border regions in Kyrgyzstan, Kazachstan, and China discuss two two alternative models for the relationships between the main structural units of the Tianshan mountains. Most researchers believe that the Kyrgyz Middle Tianshan wedges out to the east along the Atbashi-Inylchek-Nalati marginal fault. According to another hypothesis, the Middle Tianshan structures continue within the range Nalati where they are described as Chinese Central Tianshan. Comparing the characteristics of the Paleozoic and Proterozoic sedimentary, volcanogenic, intrusive, and metamorphic formations of these regions leads us to the conclusion that the structural units of the Kyrgyz Middle and most of the Northern Tianshan, including the superimposed Middle-Late Paleozoic troughs, are not continued into China, but are successively cut along the echelon system of conjugated strike-slip faults, united by us into the Frontal Tianshan Dextral Strike-slip (FTDS). And only the northern segment of the Issyk-Kul terrane can be considered as an analogue of the Chinese Central Tianshan, displaced along the FTDS to the northwest for a distance over 80 km. Therefore, adjacent geological complexes are eroded along the FTDS similar to the oblique boundaries of convergent lithospheric plates affected by tectonic erosion.

Keywords: Structural zonation, Proterozoic, Paleozoic, U-Pb dating, Strike-slip faults.

Корреляция геологических комплексов горного массива Хан-Тенгри в пограничных районах Кыргызского, Казахского и Китайского Тянь-Шаня

А. Миколайчук¹, Ф. Апаяров^{1,2}, Д. Гордеев¹, А. Эсминцев³

¹Кыргызский институт минерального сырья, Бишкек, Кыргызстан ²Институт геологии НАН, Бишкек, Кыргызстан ³Институт геологических наук, Алматы, Казахстан

Аннотация. Исследователями пограничных районов Кыргызстана, Казахстана и Китая активно обсуждают две альтернативные модели соотношения основных структурных единиц Тянь-Шаня. Большинство исследователей считают, что структуры Кыргызского Срединного Тянь-Шаня выклиниваются в восточном направлении вдоль Атбаши-Иныльчек-Налатинского краевого разлома. Согласно второй гипотезе, структуры Срединного Тянь-Шаня продолжаются в пределах хр. Налати, где они описаны как Китайский Центральный Тянь-Шань. Сравнительная характеристика осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических формаций палеозоя и протерозоя указанных регионов приводит нас к заключению о том, что структурные единицы Кыргызского Срединного и большей части Северного Тянь-Шаня, включая наложенные средне-позднепалеозойские прогибы, не прослеживаются на территории Китая, а последовательно срезаются вдоль системы кулисно сочленяющихся сдвигов, объединенных нами в Фронтальный Тяньшаньский правый сдвиг (ФТПС). И только северный сегмент Иссыккульского террейна может рассматриваться в качестве аналога китайского Центрального Тянь-Шаня, смещенного вдоль ФТПС к северо-западу на расстояние не менее 80 км. Геологические комплексы срезаются вдоль ФТПС подобно тому, как косые границы сближающихся литосферных плит подвергаются тектонической эрозии.

Ключевые слова: структурное районирование, протерозой, палеозой, U-Pb датировки вулканитов и гранитоидов, Тянь-Шань.

1. Introduction

The Tianshan mountain system, traced from west to east for 2500 km through the territories of Uzbekistan, Kazakhstan, Kyrgyzstan and the northwestern part of the Xinjiang Uygur Autonomous Region of China, is divided into Western, Central and Eastern geographical provinces (Burtman, 2012, 2006), (Fig. 1).

The border of Western and Central Tianshan is denoted by the Fergana and Talas ranges, which form a mountain chain with a northwest strike. Central Tianshan is represented by a series of ranges of sublatitudinal and northeastern strike, up to 340-600 km long, separated by foothill and intermountain depressions. At the eastern border of Kyrgyzstan, the Terskey, Sarydzhaz and Kokshaal Ranges, which are part of the Central Tianshan geographical province, merge into a single knot, forming the Khan Tengri mountain range, which is crowned with the highest peaks of Tianshan (Khan-Tengri peak — 6995 m and Pobeda peak — 7439 m). From the east, the Khan-Tengri mountain range is adjoined by the Nalati and Khalyktau Ranges, which make up the Eastern (Chinese) Tianshan (Fig. 1A).

Turns in the strike of the ranges from the northeast (Kokshaal Range) to the latitudinal, and then southeast (Kopyl Range) are due to recent tectonics, which leads to the complication of Paleozoic structures, which are generally characterized by sublatitudinal strike. But to no lesser extent, the problems in deciphering the geological structure of this region are due to the state border with China, and as a result, a very limited exchange of geological information among researchers.

The materials of medium-scale geological surveys and a few thematic surveys of the Khan Tengri massif on the territory of Kyrgyzstan and Kazakhstan were summarized within the framework of the ISTC project KR-920 (Mikolaichuk et al., 2008), and on the northwestern part of Xinjiang and the Nalati Range, in particular, in recent years a series of publications has appeared, which makes it possible to correlate geological complexes located on opposite sides of the border with China. In this publication, we limited ourselves to the analysis of materials from the western part of the Nalati Range, comparable in area to the territory covered by the ISTC KR-920 project (see Fig. 1 and Fig. 2).

2. Methodological approaches to the generalization of initial data

Obviously, only homogeneous data sets are subject to comparison. In our case, initially, they cannot be considered as such. They consist of:

1. The final materials of geological surveys, along with the elucidation of relationships between heterogeneous complexes that incorporate a standard set of stratigraphic, paleontological, petrographic, and geochemical studies, which may not always have been carried out in sufficient volume, but still give a holistic view of the geological structure of the area.

2. Geological research of the Nalati Range is limited by three to four directions, which are far from always interconnected: a) petrological, geochemical characteristics and U-Pb dating of intrusive massifs (Gao et al., 2009; Gou et al., 2015, 2012; Gou and Zhang, 2016; Long et al., 2011; Xu et al., 2013; Zhang et al., 2017), rarer volcanics (Qian et al., 2009; Xia et al., 2004); b) structural position, petrological characteristics, and isotopic dating of eclogites and blueschists (Du et al., 2014; Lin et al., 2009; Wang et al., 2010); c) detailed structural and microstructural studies of tectonites and metamorphic complexes carried out at local test sites (Charvet et al., 2011; de Jong et al., 2009; Lin et al., 2009; Wang et al., 2010); d) U-Pb dating of detrital zircons (Ren et al., 2011; Xia et al., 2014b).



Fig. 1. Orographic scheme (1A,B) and Tectonic map of the Paleozoic formations of Central and Eastern Tianshan (1C), modified after (Alexeiev et al., 2019; Mikolaichuk et al., 2020; "XBGMR," 1975–1981). Inset 1A shows the scheme of the geographic provinces after (Burtman, 2006), Tianshan: I – Western, II – Central, III – Eastern.

1-5 – Northern Tianshan: 1 – Proterozoic and Early Paleozoic complexes of the North Tianshan microcontinent (tectonic zones: TY – Trans-Yili, IK – Issyk Kul, BKh – Burkhan); 2 – ophiolites and island arc complexes of the Cambrian and Early Ordovician (tectonic zones: ChK – Chiliko-Kemin, KT – Kyrgyz-Terskey); 3-5 – Neoautochthon: 3 – volcanic and variegated terrigenous deposits (O_3 -S), 4 – granitoid complexes (D_3 -S), 5 – granitoid complexes (D_1); 6 – Middle Tianshan; 7-8 – Southern Tianshan: 7 – Late Paleozoic fold-thrust belt; 8 – garnet-mica and blueschists, eclogites (C_2); 9 – Tarim microcontinent; 10-12 Devonian-Carboniferous and Permian volcanic arcs and superimposed troughs: 10 – sedimentary deposits, 11 – volcanic deposits (BY – Balkhash-Yili volcano-plutonic belt), 12 – granitoid intrusions (C-P); 13 – Mesozoic-Cenozoic deposits;14 – Sinistral strike-slip faults: ChK – Chiliko-Kemin, CT-Central-Terskey, NL – Nikolaev Line, AI – Atbashy-Inylchek; 15 – Frontal Tianshan dextral strike-slip fault (segments: SN – South Nalati, Ak – Akeyazi, Kp – Kopyl, Kr – Korumdy); 16 – other faults: NN – Northern Nalati, ChY- Chon Yuldus); 17 – Cities; 18 – State borders

Рис. 1. Орографические схемы (1А,В) и тектоническая схема палеозоид Центрального и Восточного Тянь-Шаня (1С), составленная с использованием данных (Алексеев и др, 2015; Миколайчук и др., 2020, XBGMR..., 1975–1981). На врезке (1А) схема районирования географических провинций (по Буртман, 2006), Тянь-Шань: І – Западный, II – Центральный, III – Восточный.

1-5 – Северный Тянь-Шань: 1 – протерозойские и раннепалеозойские комплексы Северо-Тяньшаньского микроконтинента (тектонические зоны: КЗ – Кендыктас-Заилийская, ИК – Иссыккульская, БХ – Бурханская); 2 – офиолиты и островодужные комплексы кембрия и раннего ордовика (тектонические зоны: ЧК – Чилико-Кеминская, КТ – Киргизско-Терскейская); 3–5 – Неоавтохтон: 3 – пестроцветные терригенные и вулканогенные отложения (O₃-S), 4 – гранитоидные комплексы (O₃-S₁), 5 – гранитоидные комплексы (D₁); 6 – Срединный Тянь-Шань; 7-8 – Южный Тянь-Шань: 7 – позднепалеозойский складчато-надвиговый пояс; 8 – гранат-слюдистые и голубые сланцы, эклогиты (C₂); 9 – Таримский микроконтинент; 10–12 – девон-каменноугольные и пермские вулканические дуги и наложенные прогибы: 10 – осадочные отложения, 11 – вулканогенные отложения (БИ – Балхаш-Илийский вулканический пояс), 12 – гранитоидные интрузии (C-P); 13 – мезозойкайнозойские отложения; 14 – левосторонние сдвиги: ЧК – Чилико-Кеминский, ЦТ – Центрально-Терскейский, ЛН – Линия Николаева, АИ – Атбаши-Иныльчекский; 15 – Фронтальный Тяньшаньский правый сдвиг (сегменты: ЮН – Южный Налати, Ак – Акейацзийский (Akeyazi), Кп – Копыльский, Кр – Корумдинский); 16 – прочие разломы (ПТ – Предтерскейский, СН – Северный Налати, ЧЮ – Чонюлдуский); 17 – города; 18 – государственные границы.



Fig. 2. Geological map (2A) and the Scheme of deciphering faults on a satellite image (2B) of the Khan-Tengri Mountain massif. Compiled after (Chabdarov and Bazhanov, 1971; Gao et al., 2009; Gou et al., 2015, 2012; Gou and Zhang, 2016; Lin et al., 2009; Long et al., 2011; Mikolaichuk et al., 2008; Ren et al., 2011; Wang et al., 2010).

1 – Quaternary deposits; 2 – Cenozoic deposits; 3 – Late Paleozoic granitoids; 4-13 – Northern Tianshan: 4-6 – Tyup trough: 4 – Tekes Formation (ε -O₁), 5 – lower Bashkirian deposits, 6 – lower Carboniferous deposits; 7 – deposits of Sonkul-Turuk trough (C₁); 8–9 – Balkhash-Ili volcano-plutonic belt: 8 – Kungei Formation (C₁ v²-s¹) and its analogues; 9 – Ketmen Group and its analogues (C₁ t²-v¹); 10 – Early Devonian granitoids; 11–16 – Caledonian complexes: 11 – granitoid complexes (O₃-S₁), 12 – turbidites, conglomerates of the Lower-Middle Ordovician, 13 – Lower Paleozoic shelf (terrigenous-carbonate) deposits; 14 – Lower

Paleozoic volcanic deposits; 15 – diorites (ε -O₁), 16 – Ediacaran-Early Cambrian accretionary complex, ophiolites; 17 – Proterozoic metamorphic complexes; 18-22 – Middle Tianshan: 18 – Karatau-Naryn carbonate platform, Middle Paleozoic; 19 – Early Carboniferous volcanic deposits; 20 – Early Carboniferous gneissic granites, granodiorites; 21 – metamorphic complex, Devonian, 22 – Chagawuzi mylonitic pluton, Ordovician; 23 – Ediacarico – Lower Paleozoic deposits, 24 – Mesoproterozoic granites, 25 – Paleoproterozoic metamorphic complexes; 26-27 – Southern Tianshan: 26 – garnet-mica and blueschists, eclogites (C₂); 27 – Late Paleozoic fold-thrust belt; 28 – Frontal Tianshan dextral strike-slip fault (FTDS); 29 – Main (marginal) sinistral strike-slip faults; 30 – Early Paleozoic overthrust sheet; 31 – Late Paleozoic faults, mainly strike-slip faults; 32 – Cenozoic and reactivated faults; 33 – Late Paleozoic thrusts; 34 – Cenozoic thrusts; 35 – Faults covered by Quaternary deposits; 36 – Fault names mentioned in the text; 37-38 – U-Pb zircon dating (table 1 and 2): 37 – Zircons from outcrops, 38 – Detrital zircons.

Рис. 2. Геологическая схема (2А) и Схема дешифрирования разломов на космоснимке (2В) Хантенгрийского горного массива. Составлена по материалам (Чабдаров, Бажанов, 1969; Gao et al., 2009; Gou et al., 2012, 2015, 2016; Lin et al., 2009; Long et al., 2009; Mikolaichuk et al., 2008; Qian et al., 2009; Ren et al., 2011; Wang et al., 2010).

1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские отложения; 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4-13 - Северный Тянь-Шань: 4-6 – Тюпский прогиб: 4 – текесская свита (С2-Р), 5 – раннебашкирские отложения, 6 – раннекаменноугольные отложения; 7 – отложения Сонкуль-Турукского прогиба (С₁); 8-9 - Балхаш-Илийский вулканический пояс: 8 - кунгейская свита (C₁ v₂-s₁) и ее аналоги; 9 - кетменьская серия и ее а налоги ($C_1 t_2$ - v_1); 10 – гранитоиды раннего девона; 11- 16 – каледонские комплексы: 11 – гранитоидные комплексы (O₃-S₁), 12 – турбидиты, конгломераты нижнего-среднего ордовика, 13 нижнепалеозойские шельфовые (терригенно-карбонатные) отложения; 14 – нижнепалеозойские вулканогенные отложения; 15 – диориты (Є-О₁), 16 – венд – раннекембрийский аккреционный комплекс, офиолиты; 17 – протерозойские метаморфические комплексы; 18-22 – Срединный Тянь-Шань: 18 – Каратау-Нарынская карбонатная платформа, средний палеозой; 19 – среднепалеозойские вулканогенные отложения; 20 – венд-нижнепалеозойские отложения, объединенные; 21 – раннекаменноугольные граниты; 22 – рифейские граниты, 23 – раннепротерозойские метаморфические комплексы; 24-25 – Южный Тянь-Шань: 24 – гранат-слюдистые сланцы, голубые сланцы и эклогиты (С2), 25 – позднепалеозойский складчато-надвиговый пояс; 26 – Фронтальный Тяньшаньский правый сдвиг (ФТПС); 27 – основные (краевые) левые сдвиги; 28 – раннепалеозойские тектонические покровы; 29 - позднепалеозойские крутопадающие разломы, преимущественно сдвиги; 30 - кайнозойские и реактивированные крутопадающие разломы; 31 – позднепалеозойские надвиги; 32 – кайнозойские надвиги; 33 – разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 34 – названия разломов, упомянутые в тексте; 35-36 – U-Рb датировки цирконов (табл. 1 и 2): 35 – цирконы из обнажений, 36 – детритовые цирконы.

But in general, the characteristics of the formations of the Nalati Range and their analogues within the Kyrgyz-Kazakhstan territory turn out to be comparable if stratified deposits are considered in the rank of series, and intrusive complexes are combined into time series in accordance with the clusters of U-Pb dating of Paleozoic granitoids established for the region (Alexeiev et al., 2019; Huang et al., 2020; Konopelko et al., 2008) and the recommendations of the Petrographic Code (Bogatikov et al., 2008).

Elucidation of fault tectonics, on the contrary, required greater effort within the Nalati Range, which we tried to implement by "solving the inverse problem." With rare exceptions, when the location of faults could indeed be determined from published schemes, the fault network identified during the mapping process in the territory of Kyrgyzstan and Kazakhstan was traced into the Nalati Range using the satellite images (Fig. 2B).

3. Main tectonic units of the region

The Central Tianshan geographical province, is traditionally subdivided into the following tectonic units:

- Hercynian collisional structures of the Southern Tianshan, formed over the Turkestan (South Tianshan) paleoocean (Biske, 1996; Burtman, 2006);
- Middle Tianshan, a fragment of the Precambrian microcontinent, within which in the Ediakaran-Early Paleozoic, and the Middle Devonian-Early Carboniferous, passive margin complexes were

formed, associated with the adjacent Saki and Turkestan paleooceans (Alexeiev et al., 2019, 2017; Bakirov et al., 2019; Bakirov and Maksumova, 2001; Ghes, 2008; Mikolaichuk et al., 2020);

Accreted Caledonian complexes of • Tianshan, represented by Northern fragments of Precambrian microcontinents, Early Paleozoic island arcs, ophiolites and eclogites, formed during the closure of the Saki (Terskey) paleoocean (Alexeiev et al., 2019, 2017; Bakirov et al., 2019; Bakirov and Maksumova, 2001; Burtman, 2006; Lomize, 1994; Mikolaichuk et al., 2008; Windley et al., 2007).

The boundaries of the main tectonic units are the Late Paleozoic sinistral strike-slip faults (see Fig. 1B). The Atbashi-Inylchek fault inherits the suture of the Turkestan paleoocean (Biske, 1996; Burtman, 2006; Trifonov and Solomovich, 2018). The Middle and North are separated by the Nikolaev Line, along which the strike-slip component is overlapped on a Late Carboniferous thrust (Khristov, 1970; Mikolaichuk et al., 2020). The strike-slips appeared in the Late Permian — Early Triassic, when most of Tianshan was involved in leftsided displacements (Bazhenov et al., 1999; Burtman, 2006). Notably, the Ar-Ar age of mylonites (synkinematic phengite) in thrusts associated with the Atbashi-Inylchek fault is 265-248 Ma (Rolland et al., 2020). These processes led to a radical structural transformation of the region and the generation of postcollisional granitoid magmatism, which was equally manifested in all three tectonic units (Burtman, 2006; Konopelko, 2011; Seltmann et al., 2011; Solomovich and Trifonov, 2002). Most strikeslip faults from the Late Paleozoic set of structures, which, in addition to the abovementioned marginal faults, also include the Chiliko-Kemin fault (see Fig. 1B), underwent reactivation at the Cenozoic time (Bachmanov et al., 2008; Bazhenov and Mikolaichuk, 2004; De Pelsmaeker et al., 2015; Macaulay et al., 2014, 2013; Morozov et al., 2014; Rolland et al., 2020; Selander et al., 2012), thereby predetermining the architecture of modern mountain structures of the described segment.

Further away, within Kazakhstan and along the northern spurs of Tianshan, the Caledonides are overlain by volcanic rocks of the Devonian belt (D_{1-2}), which is replaced by the Balkhash-Yili volcano-plutonic belt (D_3 -P) to the southeast, fixing the migration of the active margin above the subducting plate of Dzhungaro-Balkhash oceanic basin (Degtyarev, 2012; Ryazantsev, 1999; Windley et al., 2007).

The listed structural units can be traced in the territory of NW Xinjiang, where they are recognized with varying certainty. Researchers of the Southern Tianshan, despite the polemic on the stratigraphy of sedimentary sequences, the age of ophiolites and related to them metamorphic complexes, as well as the direction of subduction zones, are unanimous in their opinion both about the boundaries of this collision belt as well as its formation as a result of a collision of the composite Kazakh Paleozoic continent with the Precambrian microcontinents of Turan and Tarim (Alexeiev et al., 2015; Biske, 1996; Burtman, 2006; Charvet et al., 2011; Gao et al., 2009; Han et al., 2011, 2016; Safonova et al., 2016; Xiao et al., 2013).

The situation with the identification of the Middle and Northern Tianshan complexes in Xinjiang region is much more uncertain. A number of geologists argue in favor of slight penetration of the Middle Tianshan into the territory of China, where it soon wedges out, and continuation of the structures of the Northern Tianshan, together with the Balkhash-Yili belt in the Yili-Central Tianshan block on the territory of China (Alexeiev et al., 2019, 2015; Burtman, 2006; Gou et al., 2015, 2012; Gou and Zhang, 2016; Windley et al., 2007; Xia et al., 2014a; Xiao et al., 2013; Zhang et al., 2017). Some other researchers are of the opinion that the North Nalati Fault is the continuation of the Nikolaev Line in the east and that the Chinese Central Tianshan is an analogue of the Middle Tianshan. In this case, the North Tianshan Caledonian complexes, and the overlying deposits of the Balkhash-Yili volcanoplutonic belt are described as the Kazakhstan-Yili block (Biske, 2018; Gao et al., 2009; Han et al., 2016; Huang et al., 2020; Lin et al., 2009; Long et al., 2011; Qian et al., 2009; Xia et al., 2014a; Xu et al., 2013). But supporters of this model of Paleozoic Tianshan inevitably face the

uncertainty of the position of the Nikolaev Line itself, which has arisen in recent years.

V.A. Nikolaev (Nikolaev, 1933), studying Tianshan in the first third of the 20th century, singled out the "Most Important Tianshan Structural Line" (which later received his name), by which he understood the fault that separates the Middle Paleozoic carbonate deposits of the Middle Tianshan from graycolored coastal-marine, and subsequently redcolored continental deposits of North Tianshan. But by the end of the same century, priorities had changed, and M.G. Lomize proposed to take the suture of the Terskey (Sayak) paleoocean as the "Most Important Structural Line of Tianshan" (Lomize, 1994). It is this interpretation that appeals to many Xinjiang researchers and is reflected in their tectonic schemes (Gou et al., 2015, 2012; Gou and Zhang, 2016; Qian et al., 2009; Wang et al., 2010, 2020; Zhang et al., 2017), although the boundary between the Middle Paleozoic marine deposits of the Middle Tianshan and the greycolored and subsequent red-colored continental deposits of the Northern Tianshan remains a stable element of the Paleozoic structure of the region (Alexeiev et al., 2017; Khristov, 1970; Mikolaichuk et al., 2020).

Supporting the conclusion that the Late Permian post-collisional activation completely destroyed the previous Paleozoic structure of Tianshan and the boundaries of the main tectonic units are strike-slip faults of Permian age, Xinjiang researchers insist that all of them are dextral (Charvet et al., 2011; de Jong et al., 2009; Lin et al., 2009; Wang et al., 2010; Xiao et al., 2013).

Along the meridional section of the Kekes River (81°55' E), two pulses of activation of dextral strike-slip faults were established: mylonitized granites with an age of 338 ± 8 Ma are intruded by undeformed syenites of 277 ± 3 Ma (U-Pb dating from zircons) along the Nalati North Fault, and micas from Precambrian paragneisses exposed between the Nalati South and Nalati North faults have an Ar-Ar age of 253.3252.3 Ma (de Jong et al., 2009; Wang et al., 2010). On rare occasions, however, signs of left-sided displacements are described in Nalati Range, which is interpreted as an early stage of the shear process. Nevertheless, the authors come to the conclusion that, on the whole, the Nalati Fault, the Nikolaev Line as its western extension, and the Main Tianshan Shear Zone located in eastern Xinjiang form a single large-scale Permian-Early Mesozoic dextral strike-slip zone (Wang et al., 2010).

However, the observed structural pattern of the fault network of the Nalati Range convinces us that another scenario for the development of Tianshan in the Late Paleozoic is also possible. Tracing the South Nalati fault on a satellite image, we have found out that in the upper reaches of the Akeyazi River it does not turn to the south-west, as shown in all regional diagrams, but extends along the latitudinal segment of this valley, and having reached the watershed part of the range, the Akeyazi segment (6 in Fig. 2B) splits into a series of relatively short faults with a right-sided strike-slip component. Such "horsetail" structures usually mark the ends of major strike-slip faults (Rastsvetaev, 1987; Sylvester, 1988).

The extreme southwestern fault from this "horsetail" structure, identified by us as the Kopyl fault (7 in Fig. 2), together with the Akeyatszi and South Nalati faults constitute the Frontal Tianshan Dextral Strike-slip (FTDS), which cuts off all the structural elements of the Northern traced within the Terskey and Kopyl Ranges, including the Nikolaev Line often mentioned in the literature (see Fig. 1 and 2). Only the northwestern slopes of the Kopyl Range are composed of complexes that stretch to the territory of China (Fig. 3). They served us as a test site to decipher the geological structure of the Nalati Range. The final link of the FTDS is the Kurmenty fault separating the Issyk-Kul terrane from the Balkhash-Yili volcanic belt, both of which are cut off in the northeast by the Chiliko-Kemin sinistral strike-slip fault (Fig. 1 and Fig. 4).



Fig. 3. Geological map of the watershed Ulken Kokpak – Muzhaerte.

1 – Quaternary deposits; 2 – Cenozoic deposits; 3 – Late Paleozoic granitoids; 4-5 – Balkhash-Ili volcanoplutonic belt: 4 – Kungei Formation ($C_1 v_2$ - s_1) and its analogues; 5 – Ketmen Group and its analogues ($C_1 t_2$ - v_1); 6 – Early Devonian granitoids; 7 – Silurian granitoids; 8 – Lower Paleozoic shelf (terrigenous-carbonate) deposits; 9 – Lower Paleozoic volcanic deposits; 10 – diorites (ε -O₁); 11 – serpentinites, 12 – Proterozoic metamorphic complexes; 13 – Early Paleozoic overthrust sheet; 14 – Late Paleozoic faults, mainly strike-slip faults; 15 – Cenozoic and reactivated faults; 16 – Cenozoic thrusts; 17 – faults covered by Quaternary deposits; 18–20 – on the geological section: 18 – Cenozoic thrusts, 19 – the base of the overthrust sheet, 20 – unconformity; 21-22 – U-Pb zircon ages (Table 1 and 2): 21 – zircons from outcrops, 22 – detrital zircons.

Рис. 3. Геологическая схема междуречья Улькен Кокпак – Мучжаэрте (Muzhaerte).

1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские отложения; 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4-5 – Балхаш-Илийский вулканический пояс: 4 – кунгейская свита (C₁ v₂-s₁) и ее аналоги; 5 – кетменьская серия и ее а налоги (C₁ t₂-v₁); 6 – гранитоиды раннего девона; 7 – гранитоиды силура; 8 – раннепалеозойские шельфовые (терригенно-карбонатные) отложения; 9 – раннепалеозойские вулканогенные отложения; 10 – диориты кембрия – раннего ордовика; 11 – гипербазиты, 12 – протерозойские метаморфические комплексы; 13 – раннепалеозойские тектонические покровы; 14 – позднепалеозойские крутопадающие разломы, преимущественно сдвиги; 15 – кайнозойские и реактивированные разломы; 16 – кайнозойские надвиги; 17 – разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 18–20 – на разрезе: 18 – кайнозойские надвиги, 19 – подошва тектонического покрова, 20 – несогласное налегание; 21-22 – U-Pb датировки цирконов (табл. 1 и 2): 21 – цирконы из обнажений, 22 – детритовые цирконы.

An analysis of the relationships and interactions between the sinistral and dextral Tianshan strike-slip fault systems can take us far from the stated topic, but it should still be noted that the last two segments from the FTDS largely predetermined the recent tectonics of the area, including the initiation and complication of the structure of intramountain Neogene basins. As a result of the reactivation of the Kopyl fault (7 in Fig. 2) in the Middle-Late Miocene, the dextral displacement of its southwestern limb was compensated by the thrusting of the Main Terskey Fault (8 in Fig. 2) over 200 km of the Issyk-Kul depression (Chediya et al., 1998; Macaulay et al., 2014, 2013). The deposits of the Terskey Range are upthrown onto the Kopyl Range along the Kubergenta Cenozoic thrust (9 in Fig. 2), almost completely overlapping the Neogene red beds located between them. And the epicenters of the strongest earthquakes in Central Asia that occurred at the turn of the 19th and 20th centuries are localized at the junction of the sinistral Chiliko-Kemin with the dextral Kurmentinsky strike-slip faults (Fig. 4), (Abdrakhmatov et al., 2016).



1. 1. 1. -2. Jul . 3. 1. 4. 1. -5. T.Y. -6. * .7

Fig. 4. Tectonic scheme of the eastern part of the Trans-Yili and Kungei Ranges. Compiled according to (Abdrakhmatov et al., 2016; Chabdarov et al., 1962; Chabdarov and Bazhanov, 1971).

1 – Kurmenty dextral strike-slip fault; 2 – Chiliko-Kemin sinistral strike-slip fault; 3 – Cenozoic reverse and thrust faults; 4 – Cenozoic faults, mainly strike-slip faults; 5 – Faults covered by Quaternary deposits; 6 – Paleozoic tectonic zones: TY – Trans-Yili, IK – Issyk-Kul terrane, BY – Balkhash-Yili volcano-plutonic belt; 7 – Epicenters of destructive earthquakes. Additional indexes on the schema: N – Variegated Neogene deposits of intermountain depressions, N₂-Q₁ – Conglomerates of the Sharpyldak Formation, Q – Quaternary deposits.

Рис. 4. Тектоническая схема восточной части Заилийского и Кунгейского хребтов. Составлена по материалам (Чабдаров и др. 1962, Чабдаров, Базанов, 1971; Abdrakhmatov et al., 2016).

1 – Курментинский правый сдвиг; 2 – Чилико-Кеминский левый сдвиг; 3 – кайнозойские надвиги, взбросы; 4 – кайнозойские крутопадающие разломы, в том числе сдвиги; 5 – разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 6 – тектонические зоны палеозоид: КЗ – Кендыктас-Заилийская, ИС – Иссыккульская, БИ – Балхаш-Илийский вулканический пояс; 7 – эпицентры разрушительных землетрясений. Дополнительные индексы на схеме: N – пестроцветные неогеновые отложения межгорных впадин, N₂-Q₁ – конгломераты шарпылдаксой свиты, Q – четвертичные отложения.

4. Geological characteristics of the border regions of Kyrgyzstan, Kazakhstan, and The Xinjiang Uygur Autonomous Region of China

Obviously, only a systematic description of the complexes that make up the border regions of the Central Asian countries and China can remove the accumulated contradictions in understanding both the relationship between the main structural units of Tianshan and their formational composition. Since within the Southern Tianshan the issues of correlation of the structural complexes of Xinjiang and Kyrgyzstan were discussed earlier (Alexeiev et al., 2015; Biske, 2018), we restrict ourselves to considering only the Middle and Northern Tianshan.

4.1. The Middle Tianshan in most of the territory of Kyrgyzstan is represented by Mid-

dle Paleozoic carbonate deposits of the passive margin of the Kazakh paleocontinent (Alexeiev et al., 2017), but east of the 76° meridian, at the level of the erosional cut, a Late Riphean (= Tonian) riftogenic complex appears, overlain by deposits of the Ediakaran-Early Paleozoic passive margin (Bakirov and Maksumova, 2001; Ghes, 2008; Mikolaichuk et al., 2020; Neevin et al., 2011). In the Akshiyryak Range (78°E ---see Fig. 1B) and further to the east, metamorphic rocks of the Kuilyu Complex with U-Pb zircon age of 2.3 - 1.85 Ga are exposed (Kiselev et al., 1988; Kröner et al., 2017) (see Fig. 2, Table 1), intruded by 820±20 Ma U–Pb granitoids dated by zircons (Glorie et al., 2011; Kiselev et al., 1993; Kröner et al., 2011b). There are also narrow tectonic blocks bounded by sinistral strike-slip faults (10, 11, 12 in Fig. 2) and composed of the Middle Paleozoic differentiated series of calc-alkaline volcanic rocks

or coeval carbonate deposits of the passive margin (Mikolaichuk et al., 2019), (see Fig. 2).

Table 1

U-Pb zircon ages of intrusive and metamorphic complexes within the Terksey, Sarydzhaz and Kopyl Ranges

Таблица 1

U-Pb датировки интрузивных и метаморфических комплексов в пределах Терксейского, Сарыджазского и Копыльского хребтов

Sample	Latitude	Longi-	Age in	Rock type	Complex	Laboratory,	Reference
no.	Eatitude	tude	Ma	Rook type	compten	method	
7TS304	42.31024	79.64671	2332±4	Migmatized gneiss	Kuilyu	Beijing, SHRIMP II	Kröner et al., 2017
1433	42.42715	80.12492	1075 ± 34	Gneiss	Sarytor	KazIMS, Almaty,	Esmintsev, 1989;
	6	6				TIMS	laichuk et al., 2008
36-83,	42.45780	79.40752	526±34	Quartz	Central	Institute of Geol-	Kiselev, 2014
77-87, 77-87/1-4	7	4		diorite	Turuk	ogy, Bishkek, TIMS	
277	42.48430	80.08705	440 ± 4	Granodiorite	Aktash	KazIMS, Almaty,	Esmintsev, 1989;
	1	2				TIMS	cited by
							Mikolaichuk et al., 2008
13573	42.60401	80.00283	441±5	Granite	Aktash	KazIMS, Almaty,	Esmintsev, 1989;
	4	1				TIMS	cited by
							Mikolaichuk et al., 2008
1233	42.53931	79.30535	412±4	Granite	Alama	Institute of Geol-	Severinov, 1990;
	7	3				ogy, Bishkek, TIMS	cited in Mikolaichuk et al., 2008
11432-1,	42.45853	80.12921	407±5	Quartz	Sauruksai	KazIMS, Almaty,	Esmintsev, 1989;
11432-3,	3	5		monzodio-		TIMS	cited by
11432-4				rite,			Mikolaichuk et al.,
1011/1 /	42 42462	00 11242	27619	granosyenite	Dananaha *	$\mathbf{V} = \mathbf{D} \mathbf{I} \mathbf{C} + \mathbf{A} \mathbf{I}_{\text{transfer}}$	2008 E
1211/1-4, 120/2	42.42402	80.11342	3/0±8	Monzoulo-	Donarcha *	Kaziivis, Aimaty,	Esminisev, 1909;
13042,	2	0		ranosvenite		111015	laichuk et al 2008
MAV90/0	42 33777	80 20871	336+3	Granite-	Sarykoinou	Reijing	Kröner et al. 2009
7	0	3	550-5	oneiss	Sarykoniou	SHRIMP II	Mikolaichuk et al
<i>'</i>	0			Suciss			2008
1-1	42.34310	80.19237	300±4	Granite	East	KazIMS, Almaty,	Esmintsev, 1989;
	7	1			Sonkul	TIMS	cited by
							Mikolaichuk et al.,
							2008

Note: * Donarcha complex is represented by small bodies and is not shown on geological maps

The Kuilyu Complex has been studied in most detail at the junction of the Akshiryak and Sarydzhaz Ranges (see Fig. 1A). Here, at the confluence of the Kuilyu and Sarydzhaz Rivers, a field of gneisses of granodiorite composition, biotite and amphibole-biotite gneisses, amphibolites, garnet-micaceous and pyroxene paragneisses, marbles, quacites, graphite and quartzbiotite schists are exposed. Often, the rocks are intensively mylonitized and injected with granitic migmatites, which, apparently, fix the second age limit of 1.85 Ga, followed by metamorphism of the entire complex (1.83 Ga) under conditions of the amphibolite facies, and then by diaphthoresis to the greenschist facies (Bakirov, 1984; Korolev, 1972; Kröner et al., 2017). Early Proterozoic metamorphites, together with the Late Riphean granites that cut through them, form the watershed part of the Saryjaz Range.

This block, being limited from the south by the Atbashi-Inylchek fault (1 in Fig. 2), and in the north by the Nikolaev Line (3 in Fig. 2), can be traced further to the east along the watershed part of the Nalati Range. On Chinese territory, the eastern segment of the Atbashi-Inylchek fault is known as the Changawuzi fault, and the Nikolaev Line as the Adenbulak fault (Gou and Zhang, 2016). Here, in the upper Muzhaerte River and further to the east, green shales of the Proterozoic Qiongkushitai Group (Gou et al., 2015; "XBGMR," 1981), or Nalati Group (Xia et al., 2014a) are described. Establishing the presence of orthogneisses in the Muzhaerte metamorphic sequence, the authors of the research limit themselves to the investigation of metasedimentary rocks only. According to their mineral paragenesis, the latter correspond to the sillimanite-almandine subfacies of the amphibolite facies of metamorphism. Using the U-Th-Pb monazite method for metapelites of the Muzhaerte sequence, two isochron datings of 376 ± 8 Ma and 280 ± 8 Ma were obtained, the second of which is synchronous with the dating of anatectic granites formed from metasedimentary rocks at a pressure of 7.21 kbar and a temperature of 728° C (Gou et al., 2015, 2012), (samples W8011-W8015 in Table 2).

Table 2

Таблица 2

			0-10	датировки, хј	p. mapar		
Sample no.	Latitude	Longitude *	Age in Ma	Rock type	River or <i>Pluton</i>	Laboratory, method	Reference
DV44 – DV48	42.63307 6	80.581700 3	516±7.4	Basalt	Muzhaerte River	Beijing, SHRIMP	Qian et al., 2009
08ZS1- 1	42.71953	81.054538	497±5.9	Biotite monzogranite	Akeyazi River	Northwest Uni- versity, China. LA-ICP-MS	Xu et al., 2013
BK7	42.63835 7	81.363404	479±2	Granite	Bikai River	Beijing, LA-ICP- MS	Gao et al., 2009
DV49	42.61204 4	80.586945 5	470±12	Diorite	Muzhaerte River	Beijing, SHRIMP	Qian et al., 2009
W8034	42.44903 19	80.868883 2	453±4	Mylonitic monzodiorite	Chagawuzi mylonitic pluton	Beijing, LA-ICP- MS	Gou and Zhang, 2016
D1011- D1012	42.51404 6	80.660447	446-436	Quartz monzonite	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Gou and Zhang, 2016
D1021	42.52635 2	80.650791	443±3	Quartz monzonite	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Gou and Zhang, 2016
XT17	42.56478 2	80.703616 1	437±1	Hornblende granodiorite	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Long et al., 2011
08ZS2- 1	42.74722	81.062355	429.2	Gabbro	Akeyazi River	Northwest Uni- versity, China. LA-ICP-MS	Xu et al., 2013
BK15	42.61373 2	81.315147	419±2	Granodiorite	Bikai River	Beijing, LA-ICP- MS	Gao et al., 2009
BK14	42.60606 4	81.306973	413±1	Granite	Bikai River	Beijing, LA-ICP- MS	Gao et al., 2009
AK8	42.60572 5	81.105128	409±1.6	Diorite	Akeyazi River	Beijing, LA-ICP- MS	Long et al., 2011
BK13	42.59418 7	81.302388	401±1	Granite	Bikai River	Beijing, LA-ICP- MS	Gao et al., 2009
AK 224 Zircon core	42.63269 1	81.095682	410±3	Granodioritic gneiss	Akeyazi Valley	Beijing, LA-ICP- MS	Xia et al., 2014 a; Xia and Zhang., 2021
AK 224 Zircon rim	42.63269 1	81.095682	401±3	Granodioritic gneiss	Akeyazi Valley	Beijing, LA-ICP- MS	Xia et al., 2014 a; Xia and

U-Pb датировки, хр. Нарат

U-Pb zircon ages of the Nalati Range

							Zhang., 2021	
X06- zircon core	42.48121 51	80.825406	399±4	Migmatite (melanosome)	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Xia et 2014 a; Xia Zhang., 2021	al., and
X06- zircon rim	42.48121 51	80.825406	273±3	Migmatite (melanosome)	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Xia et 2014 a; Xia Zhang., 2021	al., and
W8024	42.49040 06	80.782877 67	393±7	Metapelite	Huotanbu- lake River	Beijing, LA-ICP- MS	Gou et 2015	al.,
WQ003	42.48636 52	80.827606 9	482±19; 366±10; 282±17	Metapelite	Muzhaerte River	Beijing, EMP monazite dating (U–Th–Pb)	Gou et 2015	al.,
W8028, W8037	42.45815 8	80.854180 4	333-326	Gneissic granodiorites	Changawusi	Curtin University, Aus- tralia. SHRIMP- II	Gou et 2012	al.,
W8027, W8206	42.52103 2	80.787267 4	294-293	Granodiorite	Alasan	Beijing, LA-ICP- MS	Gou et 2012	al.,
no number	42.48738 9	80.660152 7	299±5	Anatectic migmatites (granites) **	Dongdeguli River	Beijing, LA-ICP- MS	Xia Zhang., 2021	and
W8011	42.49434 04	80.821196 2	275±3	Anatectic migmatites (granites) **	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Gou et 2015	al.,
W8015, W8017	42.49273 40	80.775919 7	266±13 278±3	Anatectic migmatites (granites) **	Huotanbu- lake River	Beijing, LA-ICP- MS	Gou et 2015	al.,
X07	42.48121 51	80.825405 95	273±3	Anatectic migmatites (Granitic vein) **	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Xia et 2014 a	al.,
XT18	42.52103 2	80.787267 4	247±0.88	Hornblende granodiorite	Alasan	Beijing, LA-ICP- MS	Long et 2011	al.,
08ZS3	42.74397 2	81.058083	434±6;425±5 ; 412±5 Peak values: 421	Detrital zircons	Akeyazi River	Beijing, LA-ICP- MS	Ren et 2011	al.,
08ZS4	42.66733	80.579361 1	488±5;430±5 268±3 Peak values: 422, 290	Detrital zir- cons	Muzhaerte River	Beijing, LA-ICP- MS	Ren et 2011	al.,
08ZS5	42.69028	80.279889	$478\pm7.4;461$ $\pm5;$ 325 ± 4 Peak values: 475, 345	Detrital zir- cons	Kayintemuzh ate River	Beijing, LA-ICP- MS	Ren et 2011	al.,

Notes: * The coordinates are obtained by a graphical method from the figures given in the publications ** Migmatites as small bodies are not shown in Fig. 2

In the northern part of the belt, the green shales are superposed by metamorphic facies of moderate pressures, represented by biotitehornblende plagiogneisses, granite-gneisses, metasedimentary rocks with a subordinate amount of marbles and rare lenses of granulites, the Devonian age of which is confirmed by U-Pb and U-Th-Pb dates (see Fig. 2; Table 2) (Gou and Zhang, 2016; Xia et al., 2014a). Despite the fact that significant differences are recorded in the history of the formation of the Kuilu Complex and Qiongkushitai (or Nalati)

Group, on both sides of the Kazakh-Chinese border, metamorphites are cut through by a very characteristic complex of Early Carboniferous gneissic granitoids, indicating their belonging to a single tectonic unit — the Kyrgyz Middle Tianshan. In the upper Bayankol River this is the Sarykoinou pluton with an age of 336.0±3.3 Ma (Kröner et al., 2009; Mikolaichuk et al., 2008), and in the upper reaches of the Muzhaerte River, the Changawusi pluton with an age of 333–326 Ma (Gou et al., 2012), which, in turn, are intruded by Permian porphyritic granites with an age of 300–293 Ma (see Fig. 2, Tables 1 and 2). Both intrusions are composed of garnet-bearing gneissic granodiorites and porphyritic tonalites (Fig. 5A), which belong to the

tholeiitic or calc-alkaline series in terms of petrochemical characteristics. Based on detailed geochemical studies of the Changawusi massif (Sr and Nd isotope ratios, rare and trace elements in the rock, as well as Hf isotopes in zircons), it is concluded that the gneissic granitoids of the Early Carboniferous were formed as a result of partial melting of the newly formed oceanic crust of the Turkestan paleoocean, during its subduction to the north (Gou et al., 2012). This conclusion is consistent with the presence in the Sarydzhaz Range of a differentiated series of calc-alkaline volcanic rocks with a U-Pb zircon age of 321.3 ± 2.9 Ma (Mikolaichuk et al., 2019).



Fig. 5. Photographs of typical outcrops in the Kazakhstan border area.

5a – gneissic granodiorites of the Sarykoinou pluton, sample MAV 90/07; 5b – quartz and arkose sandstones of the Koichi Formation at the confluence of the Izbushka and Bayankol Rivers; 5c – Deposits of the Dzhergalan group on the right board of Kokchukur River: O_1kk^1 – limestones, marls, arkose sandstones, O_1kk^2 – variegated shales, siltstones, quartz and arkose sandstones.

Рис. 5. Фотографии типовых обнажений по приграничной (казахстанской) территории.

5а – гнейсовидные гранодиориты комплекса сарыкойноу, место отбора пробы MAV 90/07; 56 – кварцевые и аркозовые песчаники койчинской свиты на слиянии рек Избушка и Баянкол; 5в – правый борт р. Кокчукур, O₁kk₁ – нижняя подсвита, O₁kk₂ – верхняя подсвита кокчукурской свиты.

In this summary, we do not consider postcollisional Permian granitoids, since these are transit complexes equally manifested in all three Tianshan tectonic units. But the anatectic granites of the upper Muzhaerte River deserve special attention (see Table 2). Having been formed at a pressure of 7.21 kbar (Gou et al., 2015, 2012; Xia et al., 2014a; Xia and Zhang, 2021), which corresponds to depths of 27-30 km, they turned out to be brought to the surface. The uplift of the Middle Tianshan to the east is accompanied by a reduction in its width in the same direction. And at 84.5° E, in the western part of the Erben Range, the complexes of the Kyrgyz Middle Tianshan are completely cut off by the South Nalati Fault, and the blue eclogitebearing and green shists of the South Tianshan are flanked with Neoproterozoic gneisses with an age of 826.3±3.2 Ma and intruding them Silurian granites typical of Central China (Alexeiev et al., 2015).

4.2. Caledonian complexes of the Kyrgyz North and Chinese Central Tianshan

4.2.1. The Kyrgyz North Tianshan is represented by the Caledonian complexes that up the Kyrgyz-Kazakh composite make paleocontinent (Bakirov et al., 2019; Bakirov and Maksumova, 2001; Ghes, 2008; Kröner et al., 2013) which are overlain with unconformity by the Middle Paleozoic superposed depressions developing synchronously with the Junggar-Balkhash and South Tianshan hercynides (see Fig. 1A). In the Caledonides of Kyrgyzstan, the Issyk-Kul terrane is traditionally distinguished, which is distinguished by a high standing of the crystalline base, and the Burkhan and Kyrgyz-Terskey zones that replace it to the south (Knauf, 1972; Korolev et al., 1983), (see Fig. 1B). In a number of publications, the Issyk-Kul terrane and the Burkhan zone are considered as part of a single North Tianshan (Kokchetav — North Tianshan) microcontinent (Alexeiev et al., 2019; Degtyarev et al., 2013; Windley et al., 2007).

4.2.1.1. The Issyk-Kul terrane is composed of Late-Middle Riphean (Tonian-Stenian) amphibolite-facies schists, gneisses, granite-

gneisses, and marbles with U-Pb age of 948– 1043 Ma based on multigrain zircon samples (TIMS) (Bakirov and Maksumova, 2001; Kiselev, 2014, 1999; Kiselev et al., 1993). Dating of single zircon grains from orthogneisses and migmatized granites (U-Pb SHRIMP II) fixed their age in the range of 1045-1151 Ma (Kröner et al., 2013).

The crystalline basement of the Issyk-Kul terrane plunges to the east, and in the border area at the level of the erosional cut, Lower Paleozoic terrigenous-carbonate deposits of the cover appear, which differ little from the coeval deposits of the Burkhan zone. And only the Central Terskey Fault, clearly expressed in the relief, reactivated at the latest stage (Macaulay et al., 2014, 2013), makes it possible to trace these tectonic units along strike (see Fig. 2A, B, fault 5).

But the three-four-phase complexes that make up the Late Ordovician-Early Silurian time series of syncollisional S- and I-type granitoids, gravitating on the TAS diagram to the line of separation of rocks of the normal and subalkaline series are predominantly developed within the terrane, as well as in the Burkhan zone traced to the south (Ghes, 2008). Their composition includes gabbroids and diorites of the first phase, coarse-grained porphyritic granodiorites, and granites of the second, and medium-coarse-grained granites of the third phase. The formation of batholiths is completed by fine-medium-grained granites and leucogranites (De Grave et al., 2013; Ghes, 2008; Kiselev, 1999: Konopelko et al., 2008). Remnants of Cambrian-Middle Ordovician granitoids and continental arc volcanics have been identified among the syncollisional batholiths (Alexeiev et al., 2019; Kiselev, 1999). Along the northern and northeastern boundaries of the Issyk-Kul terrane, there are small bodies of Early Devonian ultra-acid leucogranites (414±7 Ma), granophyres (421±1 Ma), syenites (401±3 Ma), and subalkaline granites (399±3 Ma), whose appearance is associated with the formation of the Devonian volcanic belt of Kazakhstan (Apayarov, 2010; Apayarov et al., 2019; Mikolaichuk et al., 2008; Solomovich, 1997).

The Early Paleozoic deposits of the eastern end of the Issyk-Kul terrane, originally mentioned by V. I. Knauf (Knauf, 1972) as the Dzhergalan zone of the Late Caledonian folding, are more fully developed on the territory of Kazakhstan, where they form a sequence up to 3 km thick. In the visible base of the Dzhergalan Group, thin-layered limestones and marls occur with subordinate layers and lenses of arkose sandstones (250 m). The sequence is built over by variegated (purple, brown, or greengray) clayey shales and siltstones, alternating with light green or white quartz and arkose finegrained sandstones (350-600 m). The upper part of the sequence, up to 2400 m thick, is of gradation-layered composed polymictic sandstones interbedded with calcareous siltstones, siliceous shales, and cherts. Turbidites contain conodonts and graptolites of Flosian stage and Middle Ordovician, which substantiate the Early Paleozoic age of the series (Mikolaichuk et al., 2008), ((see Fig. 1, 2).

4.2.1.2. The Burkhan zone is separated from the Issyk-Kul terrane by the Central Terskey marginal fault and, in contrast to the terrane, is characterized by a wide development of Riphean (Mesoproterozoic) deposits (Korolev, 1972; Korolev et al., 1983). The crystalline base of the Burkhan zone is exposed in the Dzhetymbel Range and is composed of biotite-muscovite, biotite-zoisite-quartz, garnetamphibole-biotite-quartz schists and porphyroids with uranium-lead age 1113-1017 Ma. The crystalline schists and the unconformably overlying them bimodal rhyolite-basalt series (1093 Ma) are intruded by plagiogranites with an age of 1020 Ma (Kiselev, 2014, 1999). The close age values (207Pb/206Pb ratios) of the listed complexes are explained by the thermal effect of plagiogranites on zircons from host rocks (Kiselev, 2014, 1999). The above dates were obtained from multigrain zircon samples (TIMS method). At the same time, according to the results of dating of single zircon grains (U-Pb SHRIMP II), the age of rhyolites from the rhyolite-basalt series of the Dzhetymbel Range is 1365±6 Ma (Kröner et al., 2013). The overlying Upper Riphean and Lower Paleozoic terrigenous-carbonate deposits (Ghes, 2008, p. 1997; Korolev, 1972; Korolev et al., 1983; Mikolaichuk et al., 1997) are largely intruded by Ordovician-Early Silurian granitoids similar to the batholiths of the Issyk-Kul terrane (Ghes, 2008; Kiselev, 1999; Konopelko et al., 2008; Mikolaichuk et al., 1997), and early Devonian intrusions appear only in the area bordering China (Mikolaichuk et al., 2008).

At the eastern end of the Terskey Range, in the basin of the Bayankol River, shales and gneisses with an age of 1075 Ma are exposed (see Fig. 2A, Table 1). The Lower Paleozoic deposits lie Structurally above and are represented by light arkosic and variegated (lilac, brown, green) polymictic sandstones, siltstones with rare gravelstone lenses and thin limestone interlayers (Dzholkolotskaya Formation, 830 m). The top of the section is made up of a thin interbedding of black carbonaceous shales and dark gray, greenish gray, calcareous shales that include a 200-400 m horizon of massive marbled limestones and dolomites (Ashuairyk Formation, 770 - 1360 m) (Korolev, 1972; Mikolaichuk et al., 2008). The Early Paleozoic age of this sequence is assumed based on lithological similarity with the above-described section of the Dzhergalan Group, as well as the faunistically documented Chener Formation of the Kyrgyz Range (Apayarov et al., 2008; Degtvarev et al., 2013) and the Toraigyr Formation of the Kungei Range (Ogurtsova et al., 1993).

4.2.1.3. The Kyrgyz-Terskey zone is composed of Cambrian-Early Ordovician lavas and oceanic arc tuffs, back-arc ophiolites, and an accretionary complex thrust over the Burkhan zone and tracing the suture of the Terskey (Saka) paleoocean (Alexeiev et al., 2019; Bakirov et al., 2019; Bakirov and Maksumova, 2001; Burtman, 2006; Ghes, 2008; Lomize, 1994; Mikolaichuk et al., 1997). The front line of tectonic nappes, overthrusted from the Kvrgvz-Terskey zone, is fixed by isolated outcrops of allochthonous ophiolite and island-arc complexes of the Cambrian — Early Ordovician, identified within the Burkhan zone (Bakirov et al., 2019; Degtyarev et al., 2013; Ghes, 2008; Lomize, 1994; Mikolaichuk et al., 2008), (see Fig. 1B).

Along the Burkhan zone, the Kyrgyz-Terskey zone is represented by an accretionary complex, into which we combine a series of tectonic plates composed of gabbro, peridotites, serpentinites, polluted basalts, and siliceous

schists a few tens of meters thick. Less common are plates composed of lithoclastic tuffs and lavas of basic and intermediate composition, or marbled limestones, up to 150 m thick. The rocks of the complex are sheared and metamorphosed to varying degrees, in rare cases to actinolite schists and amphibolites, and also intruded by bodies of melanocratic tonalites and quartz diorites with an isochronous U-Pb age of 526±34 Ma for zircons (Table 1), (Kiselev, 2014). A block of Cambrian-Early Ordovician pillow lavas, clastolavas, and tuffs of the Turgen'aksu island-arc series, up to 1700 m thick, flanks the Central Terskey fault from the north (Ghes, 2008), and is a tectonic nappe overthrusted from the Kyrgyz-Terskey zone and fragmented by Late Paleozoic faults.

4.2.2. The Chinese Central Tianshan within the considered segment of the Nalati Range is represented by Precambrian crystalline schists, among which at least half of the area is composed of Paleozoic intrusive formations. We also refer to the same structural unit the formations of the northeastern slope of the Kopyl Range, bounded from the southwest by the Frontal Tianshan Dextral Strike-slip (FTDS) (see Fig. 2). Researchers of the Nalati Range, based on the histograms of the distribution of uranium/lead dates, identify a single family of Silurian-Early Devonian granitoids for this region (Huang et al., 2020; Zhang et al., 2017).

However, the similarity of the petrological, geochemical, and age characteristics of the granitoids of the Aktash complex of the Kopyl Range (Table 1) with the plutons developed in the Muzhaerte River (Table 2), (Gou and Zhang, 2016; Long et al., 2011), as well as granitoids of the Alaminsky and Sauruksai complexes (see Table 1) with plutons developed in the Bikay River and the Akeyazi River basins (see Table 2), (Gao et al., 2009; Long et al., 2011), convince us that in the western part of the Chinese Central Tianshan, as well as within the Kyrgyz Northern Tianshan, syncollisional granitoids of the Late Ordovician-Early Silurian time and Early Devonian subalkaline granitoids are most widely represented, among which sporadic remnants of Late Cambrian-Middle Ordovician plutons are found (see Fig. 2; Table 2).

The Lower Paleozoic terrigenous-carbonate deposits of the Bayankol River basin belong to the same structural unit, located to the east of the FTDS (see Fig. 2 and 3). In terms of the structure of the sequence and the complex of algae and acritarchs, they resemble the Toraigyr Formation of the Kungei Range (Ogurtsova et al., 1993). In the middle reaches of the Bayankol River, the Koichi Formation is developed, represented by gray-green thin-bedded siltstones, which up the sequence are replaced by coarse-bedded and massive light gray quartz and arkose sandstones with subordinate interlayers and lenses of gravelstones more than 1000 m thick (see Fig. 5B). In the Bayankol-Baimensai interfluve, the sequence builds up with the Bayankol Formation, composed of carbonaceous shales, siltstones, and thin-layered marmorized limestones (100 m). They are replaced by a horizon of massive light gray dolomitic limestones, but with thin-layered and brecciated textures, identified in the outcrops (310 m). The sequence is completed by interbedded arkose sandstones, siltstones, carbonaceous shales, and dolomitic limestones (60 m). Incomplete thickness of the Bayankol Formation is 470 m. Acritarchs and algae of the Ediakaran-Early Paleozoic age were identified in samples of carbonaceous shales by S. M. Blyakhova (Esmintsev, 1999).

The Bayankol Formation is overlain by a tectonic cover of basalts, which with equal probability could be thrusted over from both the Kyrgyz-Terskey or Dzhalair-Naiman zones (Alexeiev et al., 2019). According to our observations along the right tributaries of the Baimensai River, volcanic rocks are represented here by pillow amygdaloidal basalts that contain scattered swarms of parallel dikes of dolerite composition. The thickness of individual series of dikes is 10–15 m. The apparent thickness of the volcanogenic sequence does not exceed 400 m here. Baimensai basalts are traced as a discontinuous strip in the easterly direction to the Xaite village, where they have been subjected to detailed geochemical and geochronological studies. Their U-Pb age based on zircons from the Xaite basalts is 516.3 ± 7.4 Ma. Based on the results of the study of rare and trace elements, they belong to the MORB type (Qian et al., 2009). The sequence of Early Cambrian basalts is intruded by adakitic diorites with a U-Pb age after zircons of 470±12 Ma (Table 2). The authors believe that the Sr and Nd isotopic composition of the Xiate diorites indicates that their magmas were formed in a continental arc setting (Qian et al., 2009). The presence of 479 ± 2 and 497 ± 5.9 Ma granitoids in the field of Precambrian schists of the Nalati Range (Gao et al., 2009; Xu et al., 2013) suggests that there, as in the North Tianshan segment (Alexeiev et al., 2019), the setting of the continental arc persisted during the Late Cambrian–Middle Ordovician.

The rock complexes framing the Xiate basalt and diorite outcrops have not actually been studied, and their age is assumed by analogy with similar rocks in the adjacent areas (Qian et al., 2009). In this regard, our attention was drawn to the field of felsic volcanic rocks overlying crystalline schists in the Kayintemuzhate-Muzhaerte interfluve and undoubtedly being a source of drift for a sample of detrital zircons

with a pronounced grain peak of 488±5 Ma (sample 08ZS4, Table 2), (Ren et al., 2011). A site similar to the Kayintemuzhate-Muzhaerte interfluve is known at the northwestern end of the Issyk-Kul terrane. Here, in the southern wing of the Chiliko-Kemin fault, the Late Cambrian tuffs of rhyodacites of the Karakorum Formation with an age of 489±2 Ma (Alexeiev et al., 2019) are overlain by the Toraigvr Formation of quartzites, carbonaceous shales, and limestones. Structurally above them occurs a tectonic cover composed of mylonitized rocks of the ophiolite association (see Fig. 6) (Ghes, 2008; Mikolaichuk, 1998; Ogurtsova et al., 1993). Autochthonous and allochthonous formations are intruded by Late Ordovician granitoids with an age of 445 Ma (De Grave et al., 2013).



Fig. 6. Lower Paleozoic units of the Issyk-Kul terrane on the left side of the Chon Kemin River.

1 – seismodislocations, Holocene; 2 – Quaternary alluvial and glacial deposits; 3 – Early Devonian granitoids; 4 – Late Ordovician granitoids; 5 – Chiliko-Kemin tectonic zones: andesite-basalt calc-alkaline series (\mathbb{C} -O₁); 6-9 – Issyk-Kul terrane: 6 – Karakorum Formation, lavas and tuffs of rhyodacites (O₁), 7 – Toraigyr Formation, quartzites, carbonaceous shales and limestones, dolomites (O₁), 8 – ophiolite association: gabbro, pyroxenites, basalts and blastomylonites after mafic (\mathbb{C} ?), 9 – Proterozoic metamorphites; 10 – Chiliko-Kemin sinistral strike-slip fault; 11 – Late Paleozoic and Cenozoic faults; 12 – Early Paleozoic overthrust sheet; 13 – U-Pb age of dacitic tuffs in Ma, sample Mik22 by (Alexeiev et al., 2019).

Рис. 6. Нижнепалеозойские стратоны Иссык-Кульского террейна в бассейне р. Торайгыр.

1 – сейсмодислокации, голоцен; 2 – четвертичные аллювиальные и гляциальные отложения; 3 – раннедевонские гранитоиды; 4 – гранитоиды позднего ордовика; 5 – дифференцированная известковощелочная серия (C-O₁); 6 – каракорумская свита, лавы и туфы риодацитов (C₃-O₁); 7 – торайгырская свита, кварциты, углеродистые сланцы и известняки, доломиты, нижний палеозой; 8 – офиолитовая ассоциация (габбро, пироксениты, базальты и бластомилониты по базитам); 9 – протерозойские метаморфиты; 10 – Чилико-Кеминский краевой разлом ; 11 – прочие крутопадающие разломы; 12 – тектонический покров; 13 – U-Pb датировка дацитовых туфов в млн лет, проба Мік 22 (Alexeiev et al., 2019).

The above data give grounds to believe that the tectonic unit, described as the Chinese Central Tianshan, is the eastern continuation of the Issyk-Kul terrane, displaced along the FTDS to the southeast at a distance of at least 80 km.

4.3. Middle-Late Paleozoic superimposed troughs of Northern Tianshan

4.3.1. The Sonkul-Turuk trough is formed in the late Tournaisian (C_1) in the rear of the carbonate platform of the Middle Tianshan. where it is filled with turbidites and olistostromes brought from the north. The deep-sea turbidite trough is filled with sediments from the Late Tournaisian to Serpukhovian (C1) inclusive, with a total thickness of up to 3 km. In the upper parts of the sequence, shallow marine sandstones and shales of Bashkirian age are developed (Alexeiev et al., 2017; Khristov, 1970; Mikolaichuk et al., 1995). In the Turuk segment of the trough, which is traced along the southern slopes of the Terskey Range (see Fig. 2), lower Paleozoic deposits of different ages or Devonian monzonites are unconformably overlain by polymictic unsorted conglomerates (up to 250 m), which along strike are often replaced by arkose sandstones and gravelstones. The overlying thin-layered sandstones and siltstones are identified as the Turuk Formation with a thickness of 1000-1300 m. The gray-green color of the rocks predominates, rarely lilac and brown. The sequence of the formation is completed by a horizon of dark gray shales with intercalations of pelitomorphic limestones. Based on a few finds of brachiopods and floristic remains, the

age of terrigenous deposits is estimated as Late Visean (Dzhenchuraeva et al., 2015; Mikolaichuk et al., 2008).

Above, with a gradual transition, carbonate deposits of the Avusai Formation occur. Black clayey limestones (40 m) are overlain by gray massively layered organogenic limestones with remains of brachiopods and corals, alternating with light gray massive crinoid marbled limestones or dark gray dolomitic limestones (400-580 m). In the upper part of the formation, the role of terrigenous deposits increases. Dense greenish-gray calcareous siltstones appear. Dark gray thinly bedded calcarenites occur above, alternating with brachiopod limestones (300-500 m). The sequence of the formation is completed by black carbonaceous limestones interbedded in equal amounts with calcareous siltstones (450-550 m). The total thickness of the formation varies within 1150-1600 m. The Late Visean — Serpukhovian age of the Ayusai Formation is substantiated by numerous collections of brachiopods and foraminifers (Dzhenchuraeva et al., 2015; Mikolaichuk et al., 2008).

4.3.2. The Tyup trough is superimposed on Early Paleozoic granitoids and Early-Middle Devonian volcanic rocks in the eastern part of the Issyk-Kul massif. It can be traced in a northwestern direction, plunging under the Cenozoic deposits of the Issyk-Kul depression.

Sedimentation within the trough proceeded against the background of repeated reactivation of subparallel faults of northwestern strike, which was reflected in the thicknesses and facies of the Late Devonian, Early Carboniferous,



Fig. 7. Carboniferous and Permian deposits of the Tyup trough in the basin of Karkara River.

7A – Stratigraphic column, compiled according to (Dzhenchuraeva and Getman, 2019; Esmintsev, 2000; Galitskaya-Gladchenko, 1958; Skrinnik and Esmintsev, 2008); 7B – Transgressive overlay of red-colored conglomerates of the Tyup Formation on Silurian granitoids on the left side of the Karkara River.

Рис. 7. Каменноугольные и пермские отложения Тюпского прогиба в бассейне р. Каркара.

7А – стратиграфическая колонка, составлена по данным (Галицкая-Гладченко, 1958; Дженчураева, Гетман, 2019; Скринник, Эсминцев, 2008; Эсминцев, 2000). 7В – трансгрессивное налегание красноцветных конгломератов тюпской свиты на силурийские гранитоиды по левому борту р. Каркара.

and Permian deposits (see Fig. 2, Fig. 7A), (Galitskaya-Gladchenko, 1958; Knauf, 1972). The southwestern side of the trough is filled with gravel-pebble coastal-marine deposits devoid of organic remains, which presumably correspond to the Late Devonian Kyzyldzhar Formation (Galitskaya-Gladchenko, 1958; Mikolaichuk et al., 2008).

To the northeast, in the Kopyl Range, Silurian granites and coarse clastic deposits of the Kyzyldzhar Formation with unconformity and basal conglomerates up to 15 m thick are overlain by terrigenous deposits reaching 1250-1650 m in thickness, which are identified as the the Kopyl Formation (Mikolaichuk et al., 2008). Its lower part is represented by dark gray and black thinly bedded sandstones and siltstones with numerous plant remains. The upper part is dominated by arkose and essentially quartz sandstones of brown and pinkish-brown color. Based on the few finds of foraminifera and remains of terrestrial flora, its age is determined as Tournaisian-Visean (Chabdarov and Sevastianov, 1971; Skrinnik and Esmintsev, 2008). Above lies the Kokpak Formation, which differs from the underlying deposits in the appearance of limestone and calcarenite interbeds in the sequence. The thickness of the deposits varies within 1500-1700 m. The fauna of brachiopods and foraminifers was collected throughout the sequence, which makes it possible to date the Kokpak Formation to the Late Visean and the entire Serpukhovian (Chabdarov and Sevastianov, 1971; Galitskaya-Gladchenko, 1958; Skrinnik and Esmintsev, 2008). Predominantly terrigenous deposits are built up by the Kokdzhar Formation with a gradual transition. The latter is composed of alternating light gray pelitomorphic and organogenic limestones and dolomites with rare interlayers of arkose sandstones. Up the sequence, the role of dolomites increases. The maximum thickness of the described deposits reaches 530 m. Numerous collections of foraminifers characterize the Early Bashkirian age of host rocks (see Fig. 7A), (Dzhenchuraeva and Getman, 2019). The sequence is further built up by the Tyup Formation (180–250 m), composed of red-colored conglomerates, gravelstones and sandstones, among which lenses and interlayers of limestones appear in the upper part. To the northeast, in the middle reaches of the Karkara River, red-colored conglomerates of the Tyup Formation overlie Silurian granites transgressively, where their thickness does not exceed 30 m (see Fig. 7B).

Above lies the Uchkashka Formation of beige thick-layered limestones and dolomitic limestones (110-415 m) and the Chaarkuduk Formation, represented by interbedded variegated (brown, blue, green) sandstones, siltstones, mudstones, light gray marls and limestones with interlayers of dirty gray, white and pink farinaceous gypsum, conformably overlying the deposits of the Uchkashka Formation. Near the Chaarkuduk pass, the deposits of the formation reach a maximum thickness of 530 m. A rich complex of Early Bashkirian foraminifers was collected throughout the sequence, which belong to the zones: Plectostaffella bogdanovkensis — Pseudostaffella praegoskyi, (Dzhenchuraeva et al., 2015; Dzhenchuraeva and Getman, 2019; Galitskaya-Gladchenko, 1958).

The sequence of the Tyup trough ends with the Tekes Formation, which overlies with unconformity both the Lower Carboniferous and Lower Bashkirian deposits in the Tyup-Tekes interfluve (see Fig. 2). The lower subformation is represented by red-colored conglomerates and sandstones, the upper one by variegated siltstones and sandstones (Esmintsev, 2000). At the base of the lower subformation lies a unit of red-colored medium-coarse-grained arkose and

quartz sandstones with lenses of gravelites and conglomerates 200-600 m thick. Cross-bedded textures are often found. Up the sequence, there are unevenly sized pebble, often boulder, conglomerates with lenses and cross-beds of sandygravelites (1000-1900 m). They are built up with unevenly grained arkose sandstones (1000-1800 m), in which, along with parallel-bedding, both uni- and multidirectional cross beddings are observed. Interlayers and lenses of gravelstones, small-pebble conglomerates, as well as limestones are found among sandstones. The upper subformation conformably, with a gradual transition, overlies the lower one and is mostly represented by gray, greenish-gray and crimson sandstones, siltstones with sporadical intergravelstones and lavers of limestones. Multidirectional crossbedding is observed in sandstones with a thickness of cross-bedded series of a few centimeters. The incomplete thickness of the described deposits is 635-980 m. Early Bashkirian foraminifers and algae were identified in pebbles from the lower subformation, and in the upper subformation, Permian palynological complexes were identified and flora remains were collected, based on which the Moscow-Permian age is accepted (Dzhenchuraeva and Getman, 2019; Esmintsev, 2000; Skrinnik et al., 1998).

By the nature of sedimentation and thickness distribution, the Tyup trough resembles the Givetian-Early Carboniferous grabens of the Sarysu-Teniz watershed, the distinguishing feature of which is compensated shallow-water terrigenous-carbonate sedimentation, with a contrasting distribution of sediment thickness, varying within 600–4000 m. Their appearance is explained by the formation of extension structures in the places of the sharpest bend of the Kazakh orocline (Daukeev et al., 2002; Degtyarev, 2012; Levashova et al., 2012).

4.4. The Balkhash-Yili volcano-plutonic belt was initiated and formed during the bending of the Kazakh orocline, unconformably overlying the Middle Paleozoic turbidites and tuffaceous-terrigenous sequences of the Dzhungar-Balkhash Hercynides and the underlying Caledonian formations (Degtyarev, 2012; Levashova et al., 2012; Ryazantsev, 2001; Wang et al., 2007; Windley et al., 2007). It should be noted that if the Silurian and Devonian formations of the northern branch of the orocline were turned around 160–190° clockwise, the turn of the Carboniferous deposits of the Balkhash-Yili belt did not exceed 40° to the same direction. In the Permian, the configuration of the Kazakh orocline remained virtually unchanged (Levashova et al., 2012; Wang et al., 2007).

Within the territory under consideration (Fig. 1B, C; Fig. 2), the Carboniferous and Permian formations of the Balkhash-Yili belt are traced along the northwestern flank of the FTDS, forming the southern branch of the orocline, the orientation of which remained unchanged throughout the entire Carboniferous and Early Permian time (Levashova et al., 2012). Their exposures on both sides of the Kazakh-Chinese border are reliably correlated with each other.

On the territory of Kazakhstan, the most complete sequences of the southern branch of the Balkhash-Yili belt are described in the Ketmen Range (see Fig. 1). Tournai-Lower Visean deposits, up to 3000 m thick, are identified as the Ketmen Series. Terrestrial volcanic rocks of basalt-andesitic composition up the sequence are replaced by rhyolites, dacites, their tuffs and ignibrites. In the sandy-siltstone interlayers present among the volcanics, spore-pollen complexes and remains of the terrestrial flora of the Tournai-Lower Visean age were established. They are overlain, with erosion and a horizon of polymictic conglomerates at the base, by organogenic limestones of the Kungei Formation (up to 1000-1200 m) of the Upper Vizean-Lower Serpukhovian that occasionally includes horizons of ash tuffs. The Kungey Formation is built up by gray-colored terrigenous deposits of the Dalashik Formation with a thickness of 800-2000 m with subordinate horizons of tuffites and limestones, characterized by brachiopods and goniatites of the Upper Serpukhovian-Lower Baskirian. (Chakabaev et al., 1981; Skrinnik and Esmintsev, 2008).

East of the Chinese state border, in the Wusun Range, Early Carboniferous volcanogenic deposits are described under the name of the Dahalajunshan Group. Here, early Carboniferous volcanics of the calc-alkaline and alkaline series overlie the Mesoproterozoic metamorphites with unconformity. The lower part of the sequence is dominated by felsic volcanics and their tuffs interbedded with terrigenouscarbonate deposits characterized by the Tournaisian fauna. At the upper part of the Dahalajunshan Group, a homodromous succession of volcanic deposits is observed: basalts, andesites, trachyandesites, and dacites. According to U-Pb dating of zircons, several eruptive events with ages of 355–350 Ma, 337 Ma, and 325 Ma are identified in this part of the rock sequence. The thickness of volcanic deposits along the Tekes sequence reaches 7500 m. The volcanics are overlain with erosion by the marine terrigenouscarbonate deposits of the Akeshake Formation, with Visean corals and brachiopods (Su et al., 2022, 2018; Xia et al., 2004).

The Early Carboniferous volcanic stage ended with intense tectonic deformations of stratified deposits (Su et al., 2022), and the intrusion of the Late Carboniferous Belbulak complex, composed, in the Ketmen Range, of largemedium crystalline pinkish-gray biotite and biotite-hornblende granites (Chakabaev et al., 1981), which marks the end of the collision of the Katyrasan-Kotanemel volcanic arc and the Kazakhstan paleocontinent, identified as the Saurian folding (Tevelev, 2001). Chinese researchers, however, believe that the Early Carboniferous volcanics of the Wusun Range and the sedimentary rocks associated with them represent a back-arc structure (Su et al., 2022).

The granitoids of the Belbulak complex and volcanic rocks of the Lower Carboniferous are overlain with angular unconformity by terrestrial basalts, andesite-basalts, and trachyandesites of the Degeresk Formation (up to 400 m). The Lower Bashkirian age of the latter is based on a palynological complex established in terrigenous layers present among volcanics and not exceeding 10 % of the volume of the formation. The Late Paleozoic sequence is completed by the Kugalinskaya Formation (200-950 m) composed of lacustrine predominantly terrigenous deposits containing numerous flora remains and palynological complexes of Late Carboniferous and Early Permian age. The upper part of the formation is composed of brown, lilac-pink tuffs, tuff lavas, and dacitic and rhyolitic ignimbrites (Chakabaev et al., 1981; Skrinnik and Esmintsev, 2008). In the Wusun Range, they are correlated with alkaline and calc-alkaline bimodal volcanics of the Late Carboniferous Yishijilike Formation (which include basalts, basaltic trachy-andesites, dacites and rhyolites), with a U-Pb zircon age of 322 to 313 Ma (Su et al., 2022, 2018). The Yishijilike Formation is unconformably overlain by the Permian Wulang conglomerates, indicating the completion of the Andean-type continental marginal belt (Su et al., 2022, 2018; Tevelev, 2001).

To the south, in the Kopyl and Nalati Ranges (see Fig. 2), the volcanic rocks of the Ketmen and Dahalajunshan Groups unconformably overlie formations and intrusive complexes of Precambrian, Early Paleozoic, and Silurian age, whereas their thickness is reduced to 1000– 1350 m. The Paleozoic sequence is completed by the carbonate deposits of the Kungei and Akeshake Formations (700–1600 m), transgressively overlying the Early Carboniferous volcanic rocks and underlying them Early Paleozoic and Precambrian deposits (Mikolaichuk et al., 2008; Skrinnik and Esmintsev, 2008; "XBGMR," 1981).

5. Conclusions

1. Comparing the structural features of the border regions of Kyrgyzstan, Kazakhstan and Xinjiang suggests that the structures of the Kyrgyz Middle and most of the Northern Tianshan, including the superimposed Middle-Late Paleozoic troughs, cannot be traced to China, but are successively cut and displaced along the FTDS.

2. Virtually every publication on the Narat Range and adjacent areas is completed with a geodynamic reconstruction based on the petrological characteristics of the igneous rocks, with an assumed subduction under the Chinese Central Tianshan from both the Tarim and/or the Dzungaria. And only in a few works (Huang et al., 2020; Xiao et al., 2013) an attempt is made to take into account the Kazakh orocline in paleoreconstructions, the northeastern branch of which turned out to be 160–190° rotated relative to the southwestern branch during the Middle-Late Paleozoic (Degtyarev, 2012; Levashova et al., 2012; Wang et al., 2007).

But we consider these reconstructions of the Kazakh orocline incomplete since they do not account for the subsequent strike-slip displacements. Within the domain which inherited the folded structures of the Kazakh orocline (Central Kazakhstan and Chinese Central Tianshan,), first dextral strike-slips appeared in the Late Permian — beginning of the Triassic (Charvet et al., 2011; Chitalin, 1996, 1991; de Jong et al., 2009; Lin et al., 2009; Wang et al., 2010; Xiao et al., 2013), whereas the territory of the Kyrgyz Tianshan at the same time was dominated by the sinistral strike-slips (Bazhenov et al., 1999; Bazhenov and Mikolaichuk, 2004; Biske, 1996; Burtman, 2006). The latter where reactivated at the latest stage of tectonic development (Bachmanov et al., 2008; Bazhenov and Mikolaichuk, 2004; Burtman, 2012; Macaulay et al., 2014, 2013; Morozov et al., 2014; Rolland et al., 2020; Selander et al., 2012).



Fig. 8. Tectonic scheme of Paleozoic units in Southern Kazakhstan and Tianshan, modified after (Windley et al., 2007; Kröner et al., 2011a).

Рис. 8. Тектоническая схема палеозоид Южного Казахстана и Тянь-Шаня, по (Windley et al., 2007; Kröner et al., 2011a).

3. The tectonic reduction of most of the structural units of the Kyrgyz Middle and Northern Tianshan took place along the FTDS which manifests itself at the collision boundary of two structural domains characterized by differently directed mass movements. The kinematics of the junction of the "dextral domain" of the Chinese Central Tianshan with the "sinistral domain" of the Kyrgyz Tianshan is similar to the interaction of oblique boundaries of convergent lithospheric plates (Díaz-Azpiroz et al., 2016), along which tectonic erosion of adjacent geological complexes prevails (Safonova and Khanchuk, 2021).

4. The continuation of the FTDS within the limits of the Southern and Central Kazakhstan is apparently the Dzhalair-Naiman dextral strike-slip (Fig. 8), with which it seems to have been a single structure before it was broken and displaced relative to it in the Cenozoic along sublatitudinal transpressional faults that control the formation of the northern ranges of the Kyrgyz Tianshan (Kendyktas, Trans-Yili and Kungei Ranges) on the border with the Yili Depression (Grützner et al., 2019, 2017; Selander et al., 2012).

Acknowledgments

The authors are grateful to D.V. Alexeiev (GIN Russian Academy of Sciences), G.S. Biske (St. Petersburg University), Z.A. Kalmetyeva, (Central-Asian Institute for Applied Geosciences, Bishkek, Kyrgyzstan), V.V. Korobkin (Kazakh-British Technical University, Almaty, Kazakhstan) and A. Peretyatko (Kumtor Gold Company, Kyrgyzstan) for consultations and constructive discussion of various aspects of geology and recent geodynamics of the region under consideration.

References

Abdrakhmatov, K.E., Walker, R.T., Campbell, G.E., Carr, A.S., Elliott, A., Hillemann, C., Hollingsworth, J., Landgraf, A., Mackenzie, D., Mukambayev, A., Rizza, M., Sloan, R.A., 2016. Multisegment rupture in the 11 July 1889 Chilik earthquake (Mw 8.0–8.3), Kazakh Tien Shan, interpreted from remote sensing, field survey, and paleoseismic trenching. J. Geophys. Res. Solid Earth 121, 4615–4640. https://doi.org/10.1002/2015JB012763

Alexeiev, D.V., Biske, Yu.S., Wang, B., Djenchuraeva, A.V., Getman, O.F., Aristov, V.A., Kröner, A., Liu, H., Zhong, L., 2015. Tectono-Stratigraphic framework and Palaeozoic evolution of the Chinese South Tianshan. Geotectonics 49, 93–122.

https://doi.org/10.1134/S0016852115020028

Alexeiev, D.V., Cook, H.E., Djenchuraeva, A.V., Mikolaichuk, A.V., 2017. The stratigraphic, sedimentological and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 427, 231–269. https://doi.org/10.1144/SP427.3 Alexeiev, D.V., Kröner, A., Kovach, V.P., Tretyakov, A.A., Rojas-Agramonte, Y., Degtyarev, K.E., Mikolaichuk, A.V., Wong, J., Kiselev, V.V., 2019. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U-Pb zircon ages and geochemical data. Gondwana Res. 66, 93–115. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.09.005

Apayarov, F., 2010. Early Devonian intrusions of the Northern Tien Shan. Nat. Resour. J. Nat. Resour. Minist. Kyrg. Repub. 14–21.

Apayarov, F.Kh., Kiselev, V.V., Zakhozhaya, I.G., Lepekhina, E.N., Lvov, P.A., 2019. New data on the age of rocks of magmatic complexes of Aktuz-Boordinsky ore region (Northern Tianshan, Kyrgyzstan). Proc. NAS KR 34–42.

Apayarov, F.Kh., Mambetov, A.M., Mikolaichuk, A.V., Bashkirov, A.P., 2008. The Lower Paleozoic of western part of Kyrgyz Range, in: Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geoenvironmental Problems. Abstract and Thesis. Presented at the Fourth International Symposium, Bishkek, pp. 82–85.

Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Mikolaichuk, A.V., Vishnyakov, F.A., Zarshchikov, A.A., 2008. The Ming-Kush-Kökömeren zone of recent transpression in the Middle Tien Shan. Geotectonics 42, 186–205.

https://doi.org/10.1134/S0016852108030035

Bakirov, A.B., 1984. Endogenous geological formations of Kyrgyzstan. Ilim, Frunze.

Bakirov, A.B., Maksumova, R.A., 2001. Geodynamic evolution of the Tien Shan lithosphere. Geol. Geofiz. 42, 1435–1443.

Bakirov, A.B., Sakiev, K.S., Orosbaev, R.T., Togonbaeva, A.A., Bakirov, A.A., 2019. The Proterozoic–Early Paleozoic Sak Paleoocean in the North Tien Shan. Izv. NAS KR 24–33.

Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Dvorova, A.V., 1999. Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt. Central Asia: the succession and style of tectonic deformation. Tectonophysics 312, 303–329.

Bazhenov, M.L., Mikolaichuk, A.B., 2004. Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. Geotectonics Vol. 38, 379–393.

Biske, G.S., 2018. South Tien Shan: Toward a new geological synthesis. Vestn -Peterb Gos Univ, Nauki o Zemle 416–462.

Biske, Yu.S., 1996. Palaeozoic Structure and History of Southern Tian-Shan. Izd. S.-Petersb. Univ., St. Petersburg.

Bogatikov, O.A., Petrov, O.V., Sharpenok, L.N. (Eds.), 2008. Petrographic Code of Russia. Magmatic, Metamorphic, Metasomatic and Impact rockassemblages, Second edition reworked and supplemented. ed. VSEGEI Press, St. Petersburg.

Burtman, V.S., 2012. Tien Shan and High Asia: Geodynamics in the Cenozoic. GEOS, Moscow.

Burtman, V.S., 2006. Tien-Shan and High Asia. Tectonics and Geodynamics in the Palaeozoic era. GEOS, Moscow.

Chabdarov, N.M., Bazhanov, O.V., 1971. Explanatory note to the Geological Map K-44-VIII. Scale 1: 200,000. «Nedra» Publishing House, Moscow.

Chabdarov, N.M., Sevastianov, V.G., 1971. Carboniferous system. Trans-Ili region, in: South Kazakhstan. Geological description, Geology of the USSR. Moscow: Nedra, pp. 298–311.

Chabdarov, N.M., Starichenko, F.A., Bazhanov, O.V., 1962. Explanatory note to the Geological Map K-44-VII. Scale 1: 200,000. «Nedra» Publishing House, Moscow.

Chakabaev, S.E., Bespalov, V.F., Nikitchenko, I.I., 1981. Geological map of the Kazakh SSR. Scale 1: 500,000. South Kazakhstan series. Explanatory note. Alma-Ata.

Charvet, J., Shu, L., Laurent-Charvet, S., Wang, B., Faure, M., Cluzel, D., Chen, Y., De Jong, K., 2011. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China. Sci. China Earth Sci. 54, 166–184. https://doi.org/10.1007/s11430-010-4138-1

Chediya, O.K., Gumadylova, Ch.K., Turnilin, S.I., 1998. Biforeterskey Marginal Fault between Rivers Getyogus – Tossor. Proc. Acad. Sci. Kirghiz SSR Phys.-Tech. Math. Sci. 79–88.

Chitalin, A.F., 1996. Variscian structural evolution of Central Kazakhstan. Cranite-Relat. Ore Depos. Cent. Kazakhstan Adjac. Areas 93–102.

Chitalin, A.F., 1991. Late Variscan Strike-Slip Tectonics of Central Kazakhstan. Vestn. Mosk. Univ., Geology.

Daukeev, S.Zh., Uzhkenov, B.S., Lyubetsky, B.H., Lyubetskaya, L.D., Bespaev, X.A., Bikeev, B.C., Shabalina, L.V., 2002. Deep structure and mineral resources of Kazakhstan. Alamaty.

De Grave, J., Glorie, S., Buslov, M.M., Stockli, D.F., McWilliams, M.O., Batalev, V.Yu., Van den

haute, P., 2013. Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia). Gondwana Res., Ultrahigh-pressure and high-pressure metamorphic terranes in orogenic belts: reactions, fluids and geological processes 23, 998–1020. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.014

de Jong, K., Wang, B., Faure, M., Shu, L., Cluzel, D., Charvet, J., Ruffet, G., Chen, Y., 2009. New 40Ar/39Ar age constraints on the Late Palaeozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress. Int. J. Earth Sci. 98, 1239–1258. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0338-8

De Pelsmaeker, E., Glorie, S., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Poujol, M., Korobkin, V.V., Vanhaecke, F., Vetrov, E.V., De Grave, J., 2015. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. Tectonophysics, Special issue on Comparative tectonic and dynamic analysis of cratons, orogens, basins, and metallogeny: 662, 416–433.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.014

Degtyarev, K.E., 2012. Tectonic Evolution of the Early Paleozoic Island Arcs and Continental Crust Formation in Caledonides of Kazakhstan. GEOS, Moscow.

Degtyarev, K.E., Ryazantsev, A.V., Tretyakov, A.A., Tolmacheva, T.Yu., Yakubchuk, A.S., Kotov, A.B., Salnikova, E.B., Kovach, V.P., 2013. Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge (Northern Tian Shan) caledonides. Geotectonics 47, 377–417. https://doi.org/10.1134/S0016852113070017

Díaz-Azpiroz, M., Brune, S., Leever, K.A., Fernández, C., Czeck, D.M., 2016. Tectonics of oblique plate boundary systems. Tectonophysics 693, 165– 170. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.028

Du, J.-X., Zhang, L.-F., Shen, X.-J., Bader, T., 2014. A new P-T-t path of eclogites from Chinese southwestern Tianshan: constraints from P-T pseudosections and Sm-Nd isochron dating. Lithos 200–201, 258–272.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.009

Dzhenchuraeva, A.V., Getman, O.F., 2019. Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Paleozoic Deposits of the Northeast Part of Kyrgyz Tianshan. Izv. NAS KR 3–23.

Dzhenchuraeva, A.V., Zakharov, I.L., Zhukov, Ju.L., Getman, O.F., Maksumova, R.A., Neyevin, A.V., Nogaeva, L.P., Reninberg, R.E., 2015. Stratified formations of Kyrgyzstan. Kyrgyz-Russian Slavic University Publishing House. Esmintsev, A.N., 2000. Carboniferous-Permian sedimentary complex of the Central Tien Shan. Geol. Kazakhstan 135–143.

Esmintsev, A.N., 1999. Stratigraphic position of the Bayankol Formation (Central Tien Shan). Geol. Kazakhstan 31–42.

Galitskaya-Gladchenko, A.Ya., 1958. To the stratigraphy of the Jergalan and Tekess Rivers Lower-Carboniferous sediments. Kyrg. SSR Geol. Inst. Works 3–15.

Gao, J., Long, L., Klemd, R., Qian, Q., Liu, D., Xiong, X., Su, W., Liu, W., Wang, Y., Yang, F., 2009. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks. Int. J. Earth Sci. 98, 1221–1238. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0370-8

Ghes, M.D., 2008. Terrane structure and geodynamic evolution of the Tien Shan Caledonides. NAS KR.

Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Stockli, D.F., Batalev, V.Y., Izmer, A., Van den haute, P., Vanhaecke, F., Elburg, M.A., 2011. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation. Tectonics 30.

https://doi.org/10.1029/2011TC002949

Gou, L.-L., Zhang, L.-F., 2016. Geochronology and petrogenesis of granitoids and associated mafic enclaves from Xiate in Chinese Southwest Tianshan: Implications for early Paleozoic tectonic evolution. J. Asian Earth Sci. 115, 40–61. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.09.024

Gou, L.-L., Zhang, L.-F., Lü, Z., Shen, T.-T., 2015. Geochemistry and geochronology of S-type granites and their coeval MP/HT meta-sedimentary rocks in Chinese Southwest Tianshan and their tectonic implications. J. Asian Earth Sci. 107, 151–171. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.020

Gou, L.-L., Zhang, L.-F., Tao, R.-B., Du, J.-X., 2012. A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the Southwest Tianshan UHP belt, NW China. Lithos, Processes in continental collision zones 136–139, 201–224.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.10.005

Grützner, C., Campbell, G., Walker, R. t., Jackson, J., Mackenzie, D., Abdrakhmatov, K., Mukambayev, A., 2019. Shortening Accommodated by Thrust and Strike-Slip Faults in the Ili Basin, Northern Tien Shan. Tectonics 38, 2255–2274. https://doi.org/10.1029/2018TC005459

Grützner, C., Walker, R.T., Abdrakhmatov, K.E., Mukambaev, A., Elliott, A.J., Elliott, J.R., 2017. Active Tectonics Around Almaty and along the Zailisky Alatau Rangefront. Tectonics 36, 2192–2226. https://doi.org/10.1002/2017TC004657

Han, B.-F., He, G.-Q., Wang, X.-C., Guo, Z.-J., 2011. Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan–Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China. Earth-Sci. Rev. 109, 74–93. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.09.001

Han, Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P.R., Hou, W., Zhang, X., Liu, Q., Wang, B., Liu, D., Xu, B., 2016. Late Paleozoic subduction and collision processes during the amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt along the South Tianshan suture zone. Lithos 246–247, 1–12. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.016

Huang, H., Wang, T., Tong, Y., Qin, Q., Ma, X., Yin, J., 2020. Rejuvenation of ancient microcontinents during accretionary orogenesis: Insights from the Yili Block and adjacent regions of the SW Central Asian Orogenic Belt. Earth-Sci. Rev. 208, 103255.

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103255

Khristov, E.V., 1970. Structural features, evolution of 'Main structural line of the Tien Shan' on Hercynian stage. Proc. USSR Acad. Sci. 193, 895– 897.

Kiselev, V.V., 2014. Isotope-geochronological constraints on the ages of rock complexes, in: Bakirov, A.B., Pak, N.T. (Eds.), Geodynamic and Mineralization of Tianhan (Kyrgyzstan). Ilim, Bishkek, pp. 228–258.

Kiselev, V.V., 1999. The U-Pb (by zircons) geochronology of magmatic displays of Northern Tianshan. Proc. Natl. Acad. Sci. Kyrghyz Repub. Probl. Geol. Geogr. Kyrghyzstan 21–33.

Kiselev, V.V., Apayarov, F.Kh., Komarevtsev, V.T., Sinusova, E.M., Tsyganok, E.N., 1988. Uranium-lead age of zircons from Pre-Cambrian basement strata of the Middle Tianshan Hercynides. Proc. Acad. Sci. Kyrg. SSR Appl.-Phys. Math. Sci. 76–82.

Kiselev, V.V., Apayarov, F.Kh., Komarevtsev, V.T., Tsyganok, E.N., Lukashova, E.M., 1993. Isotope ages of zircons from crystalline complexes of the Tianshan, in: Kazakov, I.K. (Ed.), Early Pre-

cambrian of the Central Asian Fold Belt. Nauka, St. Petersburg, pp. 99–115.

Knauf, V.I., 1972. Tectonics, in: Kyrgyz SSR, Geology of the USSR. Moskow: Nedra, pp. 156–280.

Konopelko, D., 2011. Hercynian post-collisional magmatism in Tien Shan: possible geodynamic scenarios. Presented at the Modern Problems of Geodynamics and Geoecology of Intracontinental Orogens. The 5th Int. Symp., Bishkek, p. 196.

Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Kiseleva, M., Matukov, D., Sergeev, S., 2008. Deciphering Caledonian events: Timing and geochemistry of the Caledonian magmatic arc in the Kyrgyz Tien Shan. J. Asian Earth Sci., Geodynamics and Metallogeny of the Altaid Orogen 32, 131–141. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.10.017

Korolev, V.G., 1972. Stratigraphy. Precambrian, in: Kyrgyz SSR, Geology of USSR. Moskow: Nedra, pp. 38–74.

Korolev, V.G., Kiselev, V.V., Maksumova, R.A., 1983. Main features of the Paleozoic tectonics of the North and Middle Tianshan within the limits of Kirghiz SSR, in: Gubin, I.E., Zakharov, S.A. (Eds.), Tectonics of the Pamirs and Tien Shan. Nauka, Moscow, pp. 55–60.

Kröner, A., Alexeiev, D.V., Hegner, E., Corsini, M., Mikolaichuk, A., Xia, X., Zack, T., Windley, B.F., Sun, M., Rojas-Agramonte, Y., Liu, D., 2009. New zircon, Sa-Nd and Ar-Ar ages for Precambrian and Palaeozoic rocks from the Tianshan orogenic belts in Kyrgyzstan and disappearance Archaean. Presented at the International Excursion and Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Paleozoic Chinese Tianshan, Urumqi. China., pp. 42–43.

Kröner, A., Alexeiev, D.V., Hegner, E., Rojas-Agramonte, Y., Corsini, M., Chao, Y., Wong, J., Windley, B.F., Liu, D., Tretyakov, A.A., 2011a. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan. Gondwana Res. 21, 901–927.

Kröner, A., Alexeiev, D.V., Kovach, V.P., Rojas-Agramonte, Y., Tretyakov, A.A., Mikolaichuk, A.V., Xie, H., Sobel, E.R., 2017. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3–1.8Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – The oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt. J. Asian Earth Sci. 135, 122–135. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.022

Kröner, A., Alexeiev, D.V., Rojas-Agramonte, Y., Hegner, E., Wong, J., Xia, X., Belousova, E., Mikolaichuk, A.V., Seltmann, R., Liu, D., Kiselev, V.V., 2013. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen. Gondwana Res., Construction and Destruction of Cratons 23, 272–295. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.004

Kröner, A., Alexeiev, D.V., Rojas-Agramonte, Y., Wong, J., Hegner, E., Mikolaichuk, A., Kiselev, V.V., Liu, D., Sun, M., 2011b. New single zircon ages and Hf isotopic systematics for igneous and metamorphic rocks of the Kyrgyz Tianshan and tectonic implications. Presented at the Modern Problems of Geodynamics and Geoecology of Intracontinental Orogens. Abstracts Fifth International Symposium, Bishkek, pp. 207–208.

Levashova, N.M., Degtyarev, K.E., Bazhenov, M.L., 2012. Oroclinal bending of the Middle and Late Paleozoic volcanic belts in Kazakhstan: Paleomagnetic evidence and geological implications. Geotectonics 46, 285–302. https://doi.org/10.1134/S0016852112030041

Lin, W., Faure, M., Shi, Y., Wang, Q., Li, Z., 2009. Palaeozoic tectonics of the south-western Chinese Tianshan: new insights from a structural study of the high-pressure/low-temperature meta-morphic belt. Int. J. Earth Sci. 98, 1259–1274. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0371-7

Lomize, M.G., 1994. The key structural line of the Tien Shan: The Nikolaev Line 60 years later. Vestn. Mosk. Univ., Geologiya 48–64.

Long, L., Gao, J., Klemd, R., Beier, C., Qian, Q., Zhang, X., Wang, J., Jiang, T., 2011. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the Western Tianshan Orogen: Implications for continental growth in the southwestern Central Asian Orogenic Belt. Lithos 126, 321–340. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.015

Macaulay, E.A., Sobel, E.R., Mikolaichuk, A., Kohn, B., Stuart, F.M., 2014. Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan. Tectonics 33, 135–165. https://doi.org/10.1002/2013TC003376

Macaulay, E.A., Sobel, E.R., Mikolaichuk, A., Landgraf, A., Kohn, B., Stuart, F., 2013. Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basement-cored Terskey Range, Kyrgyz Tien
 Shan.
 Tectonics
 32,
 487–500.

 https://doi.org/10.1002/tect.20040
 487–500.
 487–500.

Mikolaichuk, A.V., 1998. Riphean and Lower Paleozoic Formations of the Isykkul massif. Proc. Natl. Acad. Sci. Kyrg. Repub. 50–55.

Mikolaichuk, A.V., Apayarov, F.Kh., Buchroithner, M.F., Chernavskaja, Z.I., Skrinnik, L.I., Ghes, M.D., Esmintsev, A.N., Charimov, T.A., 2008. Digital Geological Map of the Khan Tengri Massif (Kyrgyzstan), ISTC Project No KR-92. http://www.kyrgyzstan.ethz.ch/other-projects/istcproject-no-kr-920/

Mikolaichuk, A.V., Kotov, V.V., Kuzikov, S.I., 1995. Structural position of the Malyi Naryn metamorphic complex as related to the problem of the boundary between the North and Median Tien Shan. Geotectonics 29, 157–166.

Mikolaichuk, A.V., Kröner, A., Seitkaziev, N.O., 2019. Middle Paleozoic volcanic belt of the Middle Tien Shan (Saryjaz Valley). Proc. Natl. Acad. Sci. Kyrg. Repub. 53–59.

Mikolaichuk, A.V., Kurenkov, S.A., Degtyarev, K.E., Rubtsov, V.I., 1997. Northern Tien Shan: Main Stages of Geodynamic Evolution. Geotectonica 31, 445–462.

Mikolaichuk, A.V., Seitkaziev, N.O., Gordeev, D.V., 2020. Carbonate Massifs of Talas Sections in Tectonic Setting of the Middle Tien Shan. Geotectonics 54, 494–509. https://doi.org/10.1134/S0016852120040081

Morozov, Yu.A., Leonov, M.G., Alexeiev, D.V., 2014. Pull-apart formation mechanism of Cenozoic basins in the Tien Shan and their transpressional evolution: Structural and experimental evidence. Geotectonics 48, 24–53. https://doi.org/10.1134/S0016852114010051

Neevin, A.V., Biske, G.S., Neevin, I.A., 2011. Lower Paleozoic stratigraphy of the Syrdaria continental massif in the eastern Middle Tien Shan and its relationship with the paleogeographic and geodynamic problems. Vestn. St. Petersburg Univ., 7 21–36.

Nikolaev, V.A., 1933. On the key structural line of the Tien Shan. Zap Vseross Miner. O-Va 347–354.

Ogurtsova, R.N., Ghes, M.D., Mikolaichuk, A.V., 1993. New data in the biostratigraphy of the Precambrian and Paleozoic of Kyrgyzstan, in: Micropaleontological characteristics and conditions for the formation of the Toruaygyr suite (Kungey Ala-Too). Ilim, Bishkek, pp. 56–62.

Qian, Q., Gao, J., Klemd, R., He, G., Song, B., Liu, D., Xu, R., 2009. Early Paleozoic tectonic evolution of the Chinese South Tianshan Orogen: constraints from SHRIMP zircon U–Pb geochronology and geochemistry of basaltic and dioritic rocks from Xiate, NW China. Int. J. Earth Sci. 98, 551–569. https://doi.org/10.1007/s00531-007-0268-x

Rastsvetaev, L.M., 1987. Paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic displacements, in: Problems of structural geology and physical-tectonic processes. GIN AN SSSR, Moscow, pp. 173–230.

Ren, R., Han, B.-F., Ji, J.-Q., Zhang, L., Xu, Z., Su, L., 2011. U–Pb age of detrital zircons from the Tekes River, Xinjiang, China, and implications for tectonomagmatic evolution of the South Tian Shan Orogen. Gondwana Res. 19, 460–470. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.005

Rolland, Y., Jourdon, A., Petit, C., Bellahsen, N., Loury, C., Sobel, E.R., Glodny, J., 2020. Thermochronology of the highest central Asian massifs (Khan Tengri — Pobedi, SE Kyrgyztan): Evidence for Late Miocene (ca. 8 Ma) reactivation of Permian faults and insights into building the Tian Shan. J. Asian Earth Sci. 200, 104466. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104466

Ryazantsev, A.V., 2001. Structural Grain of Middle and Late Paleozoic of the Ural–Mongolian Foldbelt, in: Milanovsky, V.V., Veinmar, A.B., Tevelev, A.V. (Eds.), Evolution of the Southeastern Margin of the Kazakh Paleocontinent in the Late Paleozoic. Moscow State University, Moscow, pp. 51–64.

Ryazantsev, A.V., 1999. Structures of the Middle Paleozoic Active Margin in Kazakhstan:Their Lateral Zoning and Migration. Proc. Russ. Acad. Sci. Earth Sci. Sect. 369(A), 1259–1263.

Safonova, I., Biske, G., Romer, R.L., Seltmann, R., Simonov, V., Maruyama, S., 2016. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan. Gondwana Res., Tectonic evolution of the Qinling orogen and adjacent orogenic belts 30, 236–256. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.03.006

Safonova, I.Yu., Khanchuk, A.I., 2021. Subduction Erosion at Pacific-Type Convergent Margins. Russ. J. Pac. Geol. 15, 495–509. https://doi.org/10.1134/S1819714021060087

Selander, J., Oskin, M., Ormukov, C., Abdrakhmatov, K., 2012. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: Example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tian Shan. Tectonics

https://doi.org/10.1029/2011TC003002

Seltmann, R., Konopelko, D., Biske, G., Divaev, F., Sergeev, S., 2011. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt. J. Asian Earth Sci., Continental accretion and intracontinental deformation of the Central Asian Orogenic Belt 42, 821–838. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.08.016

31.

Skrinnik, L.I., Esmintsev, A.N., 2008. Lateral rows of Carboniferous deposits of the Northern Tien Shan. Proc. NAS Repub. Kazakhstan, Geological Series 4–16.

Skrinnik, L.I., Grishina, T.S., Radchenko, M.I., 1998. Stratigraphy and paleogeogeography of the Carboniferous of South-East Kazakhstan. Geol. Explor. Bowels Kazakhstan 9–18.

Solomovich, L.I., 1997. Hercynean magmatic intrusions of Kyrgyzstan (geodynamics, petrogenesis, ore-bearing) (A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy). Bishkek.

Solomovich, L.I., Trifonov, B.A., 2002. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan. J. Asian Earth Sci. 21, 7–21. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00008-1

Su, W., Cai, K., Sun, M., Wan, B., Wang, X., Bao, Z., Xiao, W., 2018. Carboniferous volcanic rocks associated with back-arc extension in the western Chinese Tianshan, NW China: Insight from temporal-spatial character, petrogenesis and tectonic significance. Lithos 310–311, 241–254. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.012

Su, W., Cai, K., Sun, M., Wang, X., Bao, Z., He, Z., De Grave, J., 2022. Carboniferous back-arc extension in the southern Yili-Central Tianshan Block and its significance to the formation of the Kazakhstan Orocline: insights from the Wusun Mountain volcanic belt. Int. J. Earth Sci. 111, 215–243. https://doi.org/10.1007/s00531-021-02111-y

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. GSA Bull. 100, 1666–1703. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2

Tevelev, A.V., 2001. Geology of Kazakhstan and Problems of the Ural–Mongolia Foldbelt, in: Milanovsky, V.V., Veinmar, A.B., Tevelev, A.V. (Eds.), Evolution of the Southeastern Margin of the Kazakh Paleocontinent in the Late Paleozoic. Moscow State University, Moscow, pp. 113–125. Trifonov, B.A., Solomovich, L.I., 2018. Metallogeny of the Saryjaz ore district, eastern Kyrgyz Tien Shan. Ore Geol. Rev. 99, 380–397. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.017

Wang, B., Chen, Y., Zhan, S., Shu, L., Faure, M., Cluzel, D., Charvet, J., Laurent-Charvet, S., 2007. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt. Earth Planet. Sci. Lett. 263, 288–308. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.037

Wang, B., Faure, M., Shu, L., de Jong, K., Charvet, J., Cluzel, D., Jahn, B., Chen, Y., Ruffet, G., 2010. Structural and Geochronological Study of High-Pressure Metamorphic Rocks in the Kekesu Section (Northwestern China): Implications for the Late Paleozoic Tectonics of the Southern Tianshan. J. Geol. 118, 59–77. https://doi.org/10.1086/648531

Wang, X.-S., Klemd, R., Gao, J., Jiang, T., Zhang, X., 2020. Early Devonian tectonic conversion from contraction to extension in the Chinese Western Tianshan: A response to slab rollback. GSA Bull. 133, 1613–1633. https://doi.org/10.1130/B35760.1

Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kröner, A., Badarch, G., 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. J. Geol. Soc. 164, 31–47. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022

XBGMR, (Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources) Geological map scale 1: 200000, Sheets K-44- XI, X, XI, XII, XV, XVI, XVII. Beijing, 1975- 1981

Xia, B., Zhang, L., 2021. High T/P Metamorphic Rocks in Southern Yili Plate: Representative for Precambrian Crystalline Basement or Active Continental Margin? Earth Sci. Vol. 46. https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.196

Xia, B., Zhang, L., Bader, T., 2014a. Zircon U– Pb ages and Hf isotopic analyses of migmatite from the 'paired metamorphic belt' in Chinese SW Tianshan: Constraints on partial melting associated with orogeny. Lithos 192–195, 158–179. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.003

Xia, B., Zhang, L., Xia, Y., Bader, T., 2014b. The tectonic evolution of the Tianshan Orogenic Belt: Evidence from U–Pb dating of detrital zircons from the Chinese southwestern Tianshan accretionary mélange. Gondwana Res. 25, 1627–1643. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.015

Xia, L.-Q., Xu, X.-Y., Xia, Z.-C., Li, X.-M., Ma, Z.-P., Wang, L.-S., 2004. Petrogenesis of Carbonif-

erous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China. GSA Bull. 116, 419–433. https://doi.org/10.1130/B25243.1

Xiao, W., Windley, B.F., Allen, M.B., Han, C., 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. Gondwana Res. 23, 1316–1341. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012

Xu, X.-Y., Wang, H.-L., Li, P., Chen, J.-L., Ma, Z.-P., Zhu, T., Wang, N., Dong, Y.-P., 2013. Geochemistry and geochronology of Paleozoic intrusions in the Nalati (Narati) area in western *Миколайчук Александр Владимирович*,

кандидат геол.-минерал. наук,

720044, Бишкек Кыргызстан, ул. Л. Толстого, 3, Кыргызский институт минерального сырья, старший научный сотрудник.

Mikolaichuk Alexander Vladimirovich,

Candidate of Geological-Miniralogical. sciences, 720044, Bishkek Kyrgyzstan, st. L. Tolstoy, 3, Kyrgyz Institute of Mineral Resources,

Senior Researche.

Апаяров Фарид Хурматович,

кандидат геол.-минерал. наук, 720044, Бишкек Кыргызстан, ул. Л. Толстого, 3, Кыргызский институт минерального сырья, старший научный сотрудник,

720040, г. Бишкек, бульвар Эркиндик 30, Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, старший научный сотрудник.

Apayarov Farid Khurmatovich,

Candidate of Geological-Miniralogical. sciences, 720044, Bishkek Kyrgyzstan, st. L. Tolstoy, 3, Kyrgyz Institute of Mineral Resources, Tianshan, Xinjiang, China: Implications for Paleozoic tectonic evolution. J. Asian Earth Sci., Geological Evolution of Asia 72, 33–62. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.11.023

Zhang, H., Zhu, Y., Feng, W., Tan, Y., An, F., Zheng, J., 2017. Paleozoic intrusive rocks in the Nalati mountain range (NMR), southwest Tianshan: Geodynamic evolution based on Petrology and Geochemical studies. J. Earth Sci. 28 (2), 196–217. https://doi.org/10.1007/s12583-016-0922-1

Senior Researche,

720040, Bishkek, Erkindik Boulevard 30, Adyshev Institute of Geology NAS KR, Senior Researche.

Гордеев Дмитрий Валентинович,

720044, Бишкек Кыргызстан, ул. Л. Толстого, 3, Кыргызский институт минерального сырья, инженер.

Gordeev Dmitry Valentinovich,

720044, Bishkek Kyrgyzstan, st. L. Tolstoy, 3, Kyrgyz Institute of Mineral Resources, Engineer.

Эсминцев Александр Николаевич,

050010, Алматы, Казахстан, ул. Валиханова, 69/94,

Институт геологических наук,

старший научный сотрудник.

Esmintsev Aleksander Nikolaievich,

050010 Almaty, Kazakhstan, Valikhanov st., 69/94, Institute of Geological sciences, Senior Researche.
УДК 550.844+546.791.027+632.126 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.37

Об изучении зеркал скольжения в очагах палеоземлетрясений в Прибайкалье и Монголии

В.В. Ружич, В.Б. Савельева

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. В работе представлены некоторые результаты изучения собранных в экспедициях разнообразных образцов зеркал скольжения, взятых в Прибайкалье и Монголии из разновозрастных сейсмодислокаций, в том числе из глубинных сегментов зон сейсмоактивных разломов, эксгумированных на земную поверхность. С применением методов петрофизического изучения процессов гидротермально-метасоматического преобразования истертого вещества горных пород в зеркалах скольжения проводился анализ петрохимических и термодинамических процессов в очагах палеоземлетрясений, происходивших сотни миллионов лет назад в глубинных сегментах разломов. Также представлены данные натурных и лабораторных экспериментов, проведенных с целью изучения механизмов образования зеркал скольжения и тектонических псевдотахилитов, возникших при фрикционном разогреве горных пород в моменты высокоскоростных смещений в разломах. Анализ совокупности полученных новых сведений указывает на то, что всестороннее изучение зеркал скольжения позволяет дополнить существующие представления о сейсмогеологических условиях возникновения очагов палеоземлетрясений в глубинных сегментах активных разломов, а также способствует созданию новых моделей очагов землетрясений и разработке методов прогноза землетрясений. В прикладном аспекте полученные фундаментальные результаты приобретают важное значение для оценок сейсмической опасности и разработки новых методов для ее снижения.

Ключевые слова: эксгумированные очаги землетрясений, зеркала скольжения, псевдотахилиты, механизмы возникновения зеркал скольжения.

On the study of slickensides in the foci of paleoearthquakes in the Baikal region and Mongolia

V.V. Ruzhich, V.B. Savelyeva

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

Abstract. The paper presents some results of studying various samples of slip surfaces collected during expeditions, taken in the Baikal region and Mongolia from seismic dislocations of different ages, including from deep segments of seismically active fault zones exhumed to the earth's surface. Using methods of petrophysical study of the processes of hydrothermal-metasomatic transformation of abraded rock matter in slip surfaces, an analysis of petrochemical and thermodynamic processes in the foci of paleoearthquakes that occurred hundreds of millions of years ago in the deep segments of faults was carried out. Also presented are data from field and laboratory experiments conducted to study the mechanisms of formation of slip surfaces and tectonic pseudotachylytes that arose during frictional heating of rocks at moments of high-speed displacements in faults. An analysis of the totality of the new information obtained indicates that a comprehensive study of slip surfaces makes it possible to supplement existing ideas about the seismogeological conditions of the occurrence of paleoearthquake foci and the development of earthquake prediction methods. In the applied aspect, the obtained fundamental results become important for assessing seismic hazard and developing new methods for its reduction.

Keywords: exhumed earthquake foci, slickensides, pseudotachylytes, mechanisms of formation of slickensides.

Введение

В настоящее время при решении мировой проблемы, касающейся обеспечения сейсмической безопасности, усилия многих исследователей сосредоточены преимущественно на обработке и анализе неполных сейсмологических сведений и результатов кратковременных и упрощенных лабораторных экспериментов. При ограниченной значимости имеющихся сведений необходимо привлечение дополнительных результатов всестороннего геолого-геофизического изучения глубинных процессов деструкции в литосферной оболочке Земли для дальнейшего продвижения при решении проблем обеспечения сейсмической безопасности. В предлагаемой работе уделено внимание изучению зеркал скольжения, возникающих в разломах в моменты землетрясений для того, чтобы более предметно изучать тектонофизические механизмы возникновения очагов землетрясений в глубинных сегментах разломов.

Зеркалами скольжения принято называть плоскости, по которым возникает скольжение крыльев разрывных нарушений, осложненные неровностями, бороздами скольжения и уступами (Геологический словарь, 2010). Традиционный интерес к зеркалам скольжения у геологов в большинстве случаев связан с реконструкциями напряженнодеформированного состояния массивов горных пород в расширенном пространственновременном диапазоне (Ребецкий и др., 2017). Однако в последние десятилетия значительно возрастает интерес к изучению зеркал скольжения в зонах разломов в связи с открывающимися новыми техническими возможностями получения новой информации о еще малоизвестных внутрикоровых физикохимических и геомеханических процессах в высоконапряженных глубинных сегментах разломов, в зонах которых происходит зарождение очагов опасных землетрясений (Громин, 1970; Уткин, 1980; Ружич, Рязанов, 1977; Ружич, 1989). Также выяснилось, что по зеркалам скольжения есть возможность изучать глубинные сегменты разломов, ставших доступными на земной поверхности в результате процессов эксгумации, связанной с процессами длительной денудации верхних горизонтов земной коры (Ружич, 1997, 2009; Савельева, Ружич, 2017). Отсюда весьма актуальное значение приобретает тематика исследований в области геомеханических процессов, возникающих при жестком контактном взаимодействии и разрушении многочисленных неровностей В тектонических разломах. Выясняется, что образцы зеркал скольжения, взятые из эксгумированных глубинных сегментов разломов, содержат информацию о тектонофизических условиях возникновения очагов землетрясений в труднодоступных глубинах земной коры. Ниже рассмотрены некоторые результаты геолого-геофизического изучения зеркал скольжения, а также данные проведения лабораторных и натурных экспериментов на природных объектах с целью выусловий яснения возникновения косейсмических режимов скольжения в глубинных сегментах разломов.

Приповерхностные зеркала скольжения

Такие зеркала фиксируются в сейсмодислокациях, которые возникли при современных и исторических землетрясениях. Пример современного зеркала скольжения, возникшего на земной поверхности в сейсмодислокации при землетрясении в Японии, приведен на рис. 1.



Рис. 1. Зеркало скольжения, возникшее в сейсмодислокации на земной поверхности при одном из разрушительных землетрясений в Японии 17.01.1995. Кобе, М=7.3. Снимок получен от японского сейсмогеолога И. Кинугасы.

Fig. 1. A slip mirror that arose in a seismic dislocation on the earth's surface during one of the destructive earthquakes in Japan on January 17, 1995, Kobe, M=7.3. The photo is obtained from Japanese seismogeologist I. Kinugasa.

На фото можно видеть, что в разрывном нарушении типа взбросо-сдвига уже была пластичная глинка трения, оставшаяся от более ранней по возрасту сейсмогенной подвижки. На слое глинки трения запечатлены новые штрихи скольжения. Направление смещений и амплитуд по косейсмическому разрыву легко установить по смещению маркеров, которыми являются кромки разрыва. Однако только по штрихам скольжения на зеркале подобное определение было бы затруднено. Более масштабные зеркала скольжения на земной поверхности в мезозойских глинистых осадках были особенно наглядно представлены при Гоби-Алтайском землетрясении 04.12.1957 (М=8.1; рис. 2.) (Солоненко, 1960).



Рис. 2. Косейсмические разрывы Гоби-Алтайского 11-балльного землетрясения 4.12.1957. (M=8.1). *а* – фото сегмента взбросо-свиговой сейсмодислокации и характерные присдвиговые оперяющие разрывы; *б* – зеркало скольжения в Долиноозерском разломе в урочище Хутусудж на юге Монголии (фото В.П. Солоненко, 1958 г.).

Fig. 2. Coseismic ruptures of the Gobi-Altai earthquake, 11-magnitude earthquake of December 4, 1957 (M = 8.1). *a* – photo of a segment of a reverse-fault seismic dislocation and characteristic near-

strike feathering faults; δ – slip mirror in the Dolinoozersky fault in the Khutusudzh tract in Southern Mongolia (photo by V.P. Solonenko, 1958).

На представленном участке сейсмодислокации протяженностью 257 км, возникшей в моменты этого разрушительного землетрясения, была задокументирована плоскость смещения с амплитудой 3.5 м в суглинистых толщах палеозоя. По свежим следам при обследовании на ней были обнаружены штрихи скольжения с волнообразной левосторонвзбросо-сдвиговой траекторией. ней Направление движений было установлено по смещениям естественных природных маркеров в виде почвенного слоя и русел временных водотоков. В приповерхностных зеркалах скольжения нет многих сведений о глупроцессах бинных подготовки землетрясений, поэтому важное значение приобретает изучение более информативных глубинных зеркал скольжения.

Глубинные зеркала скольжения

К глубинному типу зеркал скольжения относятся те, что возникли в недрах земной

коры в прошедшие эпохи сейсмотектонических активизаций и стали доступными для визуального изучения в эксгумированных зонах разломов. Наш повышенный интерес к подобным зеркалам скольжения заключался в том, что они являются поисковыми признаками при выявлении косейсмических разрывов из очагов палеоземлетрясений, которые происходили в моменты быстрого проскальзывания и при повышенный давлениях и температурах. При определенных термодинамических РТ-условиях и повышенных скоростях скольжения (десятки и сотни см/с) на поверхности трещин достигается фрикционный разогрев до температуры плавления минералов горной породы и возникают псевдотахилиты (рис 3). На зеркалах скольжения следы плавления остаются в виде пленочного покрытия (Ружич, 2009; Wang et al., 2015).



Рис. 3. Псевдотахилит из зоны Приморского разлома в горном массиве на берегу оз. Байкал, в районе п. Куяда.

Fig. 3. Pseudotachylyte from the Primorsky fault zone in a mountain range on the shore of Lake Baikal near the Kuyada village.

Следы подобных процессов нередко сохраняются сотни миллионов лет после высокотемпературных физико-химических преобразований вещества горных пород. Выявленные псевдотахилиты изучались в зонах Приморского разлома Прибайкалья среди милонитизированных гранитов и гранодиоритов, где они слагали тонкие ветвящиеся прожил-ки шириной 1–5 мм в милонитизированной массе (Савельева, Ружич, 2017). Судя по шлифам, в них практически полностью из-

менено исходное состояние вещества из-за проявленного сильнейшего катаклаза, милонитизациии и метасоматоза. Сочетание зеркал скольжения со следами стекловатого пленочного покрытия рассматриваются как надежный поисковый критерий для выявления глубинных палеосейсмодислокаций (Bucher, Frey,1994; Spray, 2010; Wang et al., 2015; Савельева, Ружич, 2017). Подобные образования на поверхности зеркал скольжения были выявлены в эксгумированных очагах палеоземлетрясений зон Болнайского и Долиноозерского разломов в Монголии (Ружич, 1989, 1997). Ниже показан изученный образец глубинного зеркала скольжения, взятого в зоне Долиноозерского разлома в пустыне Гобийского Алтая (рис. 4).



Рис. 4. Поверхность глубинного зеркала скольжения с пленкой остеклования в зоне Долиноозерского разлома, возникшего в среднем палеозое на сейсмофокальных глубинах океанической земной коры (*a*) и снимок этой пленки остеклования, полученный с применением электронного микроскопа (δ).

Fig. 4. Deep slip surface with a vitrification film in the Dolinoozersky fault zone, which appeared in the Middle Paleozoic at seismofocal depths of the oceanic crust (*a*) and photo obtained using an electron microscope of this vitrification film with (δ).

Поверхность осложнена штрихами скольжения, уступами и остеклованным пленочным покрытием в глубинных горизонтах земной при существовавших там РТусловиях (Ружич, 1997). Подобного типа признаки можно увидеть на рис. 5, на котором в виде аншлифа представлен очень информативный образец древнего глубинного зеркала скольжения из этой же зоны Долиноозерского разлома. В данном образце представлены свидетельства двух палеосейсмологических событий, запечатленные после произошедших в далеком прошлом. После денудации верхнего слоя земной коры на дневной поверхности стали доступными для геологогеофизического изучения глубинные зеркала. Вверху образца виден тонкий слой коричневой пленки стекла. Ниже располагаются два различимых желтых слоя кварцгидротермальной эпидотовой минерализации, происходившей в моменты инжекции флюидов В образовавшуюся полость трещины с вакуумом при двух косейсмического эпизодах вскрытия разрыва. Минерализация сходного состава заполняет И другие одновозрастные оперяющие трещины растяжения.



Рис.5. Аншлиф древнего глубинного зеркала скольжения, взятого из эксгумированного сегмента Долиноозерского разлома (пояснения в тексте).

Fig. 5. Polished section of an ancient deep slip surface taken from an exhumed segment of the Dolinoozersky fault (explanations in the text).

Подобные инжекции флюидов в вакуумное пространство открывшихся полостей трещин происходили на сейсмофокальных глубинах земной коры при повышенном всестороннем давлении. Вероятно, флюиды с высокой скоростью проникали в освобожденное вакуумное пространство трещин в моменты косейсмического проскальзывания при землетрясениях и оставили осадок. В слое минерализации сохранились обломки разрушаемых неровностей породы, увлеченные потоками флюидов, быстро заполнявших вакуумированную полость косейсмического разрыва. Согласно существующим петрохимических моделям, такие явления, имели место при РТ-условиях, соответствующих зеленосланцевой фазе метаморфизма на сейсмофокальном горизонте земной коры в интервале глубин 8-20 км (Савельева, Ру-2017). Детальное петрохимическое жич, изучение глубинных зеркал скольжения позволяет судить о важных деталях РТ-условий формирования косейсмических разрывов в недрах земной коры при неизменном участии флюидов (Ружич и др., 2018). Белая стрелка вверху рис. 5 указывает направление смещений, происходивших по гладкой поверхности зеркала в сторону открытых углов падения оперяющих трещин. Следует обратить внимание на то, что установленное направление смещения по трещине происходило в сторону угла падения трещин оперения. Подобное условие согласуется с рассмотренным механизмом трещинообразования при сдвиге в глубинных зеркалах скольжения. По нему можно определять направленность смещений по разрывам в сторону именно против уступов, которые в действительности не существуют при сомкнутом состоянии двух сторон зеркала скольжения и потому не могут препятствовать скольжению по плоскости зеркала.

На рис. 6 представлен аншлиф другой части рассматриваемого зеркала скольжения. На нем отчетливо видны уступы, возникшие результате обламывания заостренных В окончаний горной породы в местах сочленения оперяющих трещин растяжения с плоскостью скольжения. Большой стрелкой указано направление смещений, происходивших по зеркалу против уступов и открытых углов падения оперяющих трещин. На данном образце хорошо видны уступы, возникшие при обламывании остроугольных кромок треугольных выступов образца в местах соединения оперяющих трещин с поверхностью скольжения. На рис. 6 б мелкими стрелками указаны небольшие оперяющие трещины отрыва. Они свидетельствуют о проявлении типичного механизма и сдвиговой деформации растяжения, возникающего при смещении в направлении, указанном крупными стрелками, то есть именно «против шерсти». При разъеме зеркала нередко мелкие обломки кончиков горной породы остаются на противоположной части зеркала или теряются при откалывании образцов.



Рис. 6. Аншлиф образца древнего глубинного зеркала скольжения, взятого в зоне Долиноозерского разлома на участке эксгумированного палеоочага доисторического палеоземлетрясения (*a*) и мелкие оперяющие трещины, отмеченные небольшими стрелками (*б*) (пояснения в тексте).

Fig. 6. Polished section of a sample of an ancient deep slip surface taken in the Dolinoozersky fault zone in the area of the exhumed paleo-focus of a prehistoric paleoearthquake (*a*) and small feathering cracks clearly visible and marked by small arrows (δ) (explanations in the text).

Результаты изучения зеркал скольжения в зоне Приморского рифтогенного сброса

Далее целесообразно обратится к более детальному описанию зеркал скольжения из

Приморского сейсмоактивного разлома, трасса которого представлена на космоснимке (рис. 7).



Рис. 7. Схема строения Приморского сброса, зона которого отчетливо прослеживается на космическом снимке. Прямоугольниками на схеме показаны районы, в которых проводилось детальное изучение зеркал скольжения и псевдотахилитов.

Fig. 7. Scheme of the structure of the Primorsky fault, the zone of which is clearly visible on the satellite image. The rectangles in the diagram show the areas where a detailed study of glide mirrors and pseudotachylytes was carried out.

Имеющиеся геологические сведения о Приморском участке коллизионного краевого шва Сибирского кратона свидетельствуют об унаследованном формировании Байкальской рифтовой впалины в миоценплиоценовом временном интервале и ее приуроченности к древней механически ослабленной зоне краевого шва Сибирского кратона (Ружич, 1997). С начала среднего палеозоя в результате длительного многокилометрового денудационного среза зоны краевого шва происходило постепенное приближение некогда бывших глубинных сегментов разлома к земной поверхности. К настоящему времени на дневной поверхности стали доступными для визуального изучения глубинные сегменты зоны краевого шва, в которых запечатлены косейсмические разрывы Приморского сброса с соответствующими зеркалами скольжения. Их изучение открывает доступ к изучению строения и условий зарождения очагов палеоземлетрясений в дорифтовый и, собственно, рифтогенный временные этапы сейсмотектонических активизаций.

В зоне краевого шва, в скальных обнажениях устья р. Большой Бугульдейки, были выявлены и изучались многочисленные глубинные зеркала скольжения. Среди них особый интерес привлекли зеркала с проявлениями минерального залечивания флюидами с турмалиновой минерализацией. В некоторых залеченных турмалином трещинах в произошли дальнейшем косейсмические смещения, оставившие следы в виде зеркал скольжения. Абсолютный возраст и термодинамические условия, существовавшие при палеоземлетрясениях, оценивались при изучении условий, характерных для турмалиновой минерализации. Абсолютный возраст 637±42 млн лет образца турмалина из глубинной трещины был определен А.В. Травиным в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований

СО РАН, (г. Новосибирск) методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования (Ружич и др., 2018). В последующие периоды эволюции в раннем среднем палеозое, после эксгумации глубинных горизонтов земной коры к поверхности происходило снижение температур и давлений в недрах земной коры от эпидотамфиболитовой фации до фации зеленых сланцев с характерным диапазоном параметров: Т≈350-550 °С и Р≈1.5-3.5 кбар, которые соответствуют глубинам порядка 10÷12 км. В этот период очередной сейсмотектонической активизации в косейсмических разрывах, залеченных турмалином, возникали очаги палеоземлетрясений, о чем свидетельствуют зеркала скольжения и сопутствующие им псевдотахилиты. Изотопное датирование одного из образцов псевдотахилита сейсмотектонического происхож-A.B. Травиным, дения, проведенное показало значение 432±5 млн лет. Этот результат позволил в первом приближении увязывать возраст зеркал скольжения с завершающей стадией сейсмотектонической коллизии Ольхонского террейна с Сибирским кратоном, рассмотренной в работе (Гладкочуб и др., 2014).

Далее обратимся к оценкам температур и глубин возникновения многочисленных зеркал скольжения, возникших в период рифтогенной активизации. Отбор образцов был сделан в районе п. Петрова на двух карьерах автомобильной трассы вдоль Иркутск-Еланцы. На рис. 8 представлены зеркала скольжения, возникшие в раздробленных и перетертых гранитах Приморского комплекса. Они имеют характерные уступы и признаки наличия различимых следов фрикционного плавления в виде пятен тончайшей остеклованной пленки, характерной для косейсмических разрывов.



Рис. 8. Зеркало скольжения в Петровском сегменте Приморского сброса с бороздами скольжения (а) и зеркало скольжения, на котором стрелками помечены более светлые гладкие пятна (б). На фотографии (а) можно видеть, что при произошедшем рифтогенном сбросовом смещении возникли уступы, направленные в сторону скольжения навстречу уступам, вопреки «правилу» Гофера, на фотографии (б) – светлые гладкие пятна свидетельствуют о наличии тончайшей пленки остеклования.

Fig. 8. Slip surface in the segment of the Primorsky rift fault (a) and sliding mirror, on which lighter smooth spots are marked with arrows (δ). On *a*, one can see that when a rift fault displacement occurred, most ledges were directed towards the sliding surface to meet the ledges, contrary to Gopher's "rule". On b, white smooth spots indicate presence of a thin vitrification film.

Петрохимическое изучение рифтогенных зеркал скольжения показало, что сейсмогенные деформации в обсуждаемом сегменте разлома происходили в условиях добиотитовой субфации зеленосланцевой фации при глубинных температурах порядка 300–400 °C.

О механизмах образования зеркал скольжения на разных глубинах

Физико-механические условия возникновения зеркал скольжения в приповерхностных условиях при небольших давлениях, температурах и скоростях скольжения, воспроизводились в упрощенном виде посредством проведения натурных физикомеханических испытаний на плоскости Ангарского разлома с его естественными неровностями (Ostapchuk et al., 2019). Для этого использовалась армированная бетонная плита весом 0.65 тонны, установленная на реальной плоскости скольжения в сегменте Ангарского разлома с уклоном 42° (рис. 9).





Рис. 9 Экспериментальная установка для моделирования механизмов возникновения источников генерации сейсмических импульсов и зеркал скольжения с бетонной плитой, скользящей по неровностям одной из плоскостей Ангарского разлома (п. Листвянка) (*a*) и зеркало скольжения, возникшее при срезании неровностей (δ). На фотографии δ стрелка указывает направление движения плиты.

Fig. 9. An experimental setup for modeling the mechanisms of occurrence of sources of generation of seismic impulses and slip mirrors with a concrete slab sliding along the irregularities of one of the planes of the Angara fault (Listvyanka village) (a) and a slip mirror that appeared when cutting off the irregularities (b). In photograph b, the arrow indicates the direction of movement of the plate.

Эксперименально было показано, что вблизи земной поверхности возникновение зеркал скольжения происходит вследствие перемещений тяжелой плиты со срезанием ее торцовой кромкой реальных неровностей на плоскости разлома. Установленные на плите полевые сейсмические станции и датчики смещений синхронно фиксировали всплески сейсмической эмиссии, характеризующие механическое взаимодействие скользящей плиты с неровностями.

Также для изучения механизма образования зеркал скольжения проводились испытания с использованием сервоуправляемого пресса. На рис. 10 показан способ разрушения керна, содержащего залеченную кальцитом природную трещину. Можно видеть естественные неровности в трещине, на которых при сдвиговом смещении образовались штрихи скольжения новообразованного зеркала. При его возникновении регистрировались пакеты сейсмоакустических импульсов, типичные для для микроземлетрясений.



Рис. 10. (*a*) Образец керна с минерализованной трещиной, которая при сжатии на прессе была вскрыта в момент сдвига на существовавших ранее неровностях, что привело к возникновению зеркал скольжения белого цвета с характерной штриховкой (они указаны черными стрелками) и (δ) простейшая модель возникновения зеркал скольжения при механическом контактном вза-имодействии неровностей в моменты смещении берегов трещины (место контактного взаимодействия отмечено прямоугольником).

Fig. 10. Core sample with a mineralized crack, which, when compressed in a press, was opened at the moment of shear on pre-existing irregularities, which led to the appearance of white slip mirrors with characteristic shading (they are indicated by black arrows) (*a*) and a simplest model of the appearance of slip mirrors during mechanical contact interaction of irregularities at moment of displacement of the crack faces (the place of contact interaction is marked with a rectangle) (δ).

Однако в эксперименте весьма сложно воспроизвести в совокупности все геологические РТ-условия, характерные для процессов трения длительностью в сотни-тысячи лет в глубинных сегментах разломов до проявления кратковременной финальной фазы сильного землетрясения (Ружич, 1997). Наряду с подобными испытаниями, также проводились технически более сложные лабораторные эксперименты для выяснения механизмов возникновения псевдотахилитов в условиях еще близких к геологическим, то есть при высоких скоростях смещений, порядка 1–2 м/с, типичных для косейсмических разрывов (Yao et al., 2023).

В Институте физики земли РАН специалистами было детально изучено строение поверхности древнего глубинного зеркала

скольжения, взятого нами на глубине 650 м со дна сверхглубокого карьера «Удачный», через который проходит зона Вилюйского разлома. Судя по минеральному покрытию поверхности зеркала скольжения установлено, что оно образовалось при температуре T=350-450 °C и давлении Р= 200-400 МПа (на глубине 5-8 км). В результате анализа данных, полученных методами инфракрасной и рамановской спектроскопии, в частности, было установлено, что поверхностный слой зеркала скольжения толщиной ~10 мкм состоит из нанокристаллов кварца и альбита. Основным механизмом преобразования породы на наноуровне является динамометаморфизм в зоне разлома, вызвавший измельчение как первичного вещества, так и гидротермально-метасоматических

новообразований кальцита и кварца. Установлено, что их кристаллическая решетка сжата на величину ≈0.6 %, а величина эффективного напряжения сжатия решетки нанокристалла кварца составляла 0.23 ГПа. Все исследованные слои зеркала скольжения насыщены водой, которая находится в крупных пузырях и порах (Соболев и др., 2015). Таким образом, при изучении строения зеркал скольжения на наноуровне было показано, что при сильнейшем трении на зеркалах может происходить возникновение тончайших водонасыщенных слоев, что способствует запуску высокоскоростного косейсмического скольжения (DiToro et al, 2006; Соболев и др., 2012, 2015).

Обсуждение результатов и выводы

Проведенный петрофизический анализ условий возникновения зеркал скольжения и псевдотахилитов в зонах Главного Саянского и Приморского разломов позволяет судить о процессах подготовки землетрясений на глубинных уровнях существования зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. В настоящее время в Прибайкалье и Монголии сейсмофокальный горизонт в земной коре располагается в сходных условиях.

Разрабатываемые в России и за рубежом новые методологические подходы позволяют более объективно оценивать следующие трибологические параметры внутрикоровой подготовки очагов палеоземлетрясений: температуры, давления, наличие флюидов разного состава в залечивании косейсмических разрывов и другие (Ruzhich, Kocharyan, 2017; Кочарян и др., 2015; Кочарян, 2021).

Проведенное изучение механизмов возникновения уступов на зеркалах скольжения подтвердило ошибочность использования «правила» австрийского геолога Гофера (Нідже, нередко применяемого при попытках реконструкции палеотектонических полей напряжений. Оно основано на чувствительности кожи рук и ощущении «гладкости скольжения» поверхности зеркала. Достоверность такого «правила» вызывает недоумение. Оно уже справедливо критиковалась многими упомянутыми выше геологами. Применение данного подхода во многих случаях приводило к ошибочным результатам определения направленности осей сжатия И растяжения при реконструкциях палеотектонических полей напряжений в геоблоках земной коры (Ружич, 1997; Ребецкий и др., 2019). Для выяснения направленности смещений по глубинным зеркалам скольжения правильнее ориентироваться на расположение оперяющих примыкающих трещин, плоскостям зеркал скольжения. Но наиболее надежные сведения для этих целей могут быть получены путем выяснения направленности смещений в разрывах по установленным маркерам.

Детальное многоуровневое И многомасштабное изучение зеркал скольжения в эксгумированных сегментах сейсмоопасных разломов позволяет получать важную дополнительную информации о трибологических режимах и механизмах подготовки современных землетрясений очагов В сегментированных участках разломов И построению адекватных моделей очагов землетрясений. Получение таких сведений необходимо для совершенствования различных видов прогноза землетрясений и разработок более эффективных способов обеспечения сейсмической безопасности.

Финансирование

Работа подготовлена в рамках государственного задания Института земной коры РАН по теме НИР «Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии», № FWEF-2021-0009. Исследования проводились с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (грант № 075-15-2021-682).

Литература

Геологический словарь. В трех томах. Изд. третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А–Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (≈ 500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН – 2014. – Т. 457. – № 4. – С. 429–453.

Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). – Тр. Ин-та геол. и геогр. СО АН СССР. М.: Наука, 1970. С. 16–24.

Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса. Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41. DOI: 10.31857/S0002333721040062

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В., Ружич В.В., Батухтин И.В. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть II: Полевые эксперименты и феноменологическая модель // Физическая мезомеханика. – 2015. – Т. 18. – № 6. – С. 75–85.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы /; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва: Издательство ГЕОС, 2017. 234 с.

Ребецкий Ю. Л., Маринин А.В., Л. А. Сим Л. А. Проблемы интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути ее решения // Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 6. С. 860—880.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы /; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва: Издательство ГЕОС, 2017. 234 с.

Ружич В.В. Очаг землетрясения как объект геологического изучения // Физика Земли. 2009. № 11. С. 60–68.

Ружич В.В. Физико-механические условия формирования зеркал скольжения в зонах разломов // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 39–45.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

Ружич В.В., Рязанов Г.В. О зеркалах скольжения и механизме их образования // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977. С. 105–108.

Ружич В. В., Кочарян Г. Г., Травин А. В. (и др.) Определение РТ-условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва сибирского кратона / // Доклады Академии наук. 2018. Т. 481, № 4. С. 434-437. DOI 10.31857/S086956520001774-4.

Савельева В.Б., Ружич В.В. Тектонические псевдотахилиты как свидетельство палеоземлетрясений в зонах Главного Саянского и Приморского разломов краевого шва Сибирского кратона / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 235-238.

Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Иванова Л.А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов и механизма образования зеркала скольжения // Вулканология и сейсмология. 2015, № 3. С. 3–14.

Соболев Г.А., Киреенкова С.М., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Веттегрень В.И., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И. Исследование нанокристаллов в зоне динамической подвижки // Физика Земли. 2012. № 9/10. С. 17–25.

Солоненко В.П. Гоби-Алтайское землетрясение // Геология и геофизика. 1960. №2. С. 3–27.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.

Bucher K., Frey M. Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th edition complete revision of Winkler's textbook // Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1994. 320 p. Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Ruzhich V.V. et al. Seismic-acoustics of a block sliding along a fault / Pure and Applied Geophysics. 2019. P. 163–168. https://doi: 10.1007/s00024-019-02375-1

Ruzhich V.V., Kocharyan G.G. On the structure and formation of earthquake sources in the faults located in the subsurface and deep levels of the crust. Part I. Subsurface level // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, No. 4. P. 1021–1034. DOI:10.5800/GT-2017-8-4-0330

Spray J.G. Frictional Melting Processes in Planetary Materials: From Hypervelocity Impact to Earthquakes // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2010. Vol. 38. P. 221–254.

Wang H., Li H., Janssen C., Sun Z., Xi J. Multiple generations of pseudotachylyte in the Wenchuan Fault Zone and their influence on seismic attenuation // Journal of Structural Geology. 2015. Vol. 74. P. 159–171.

http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.007.

Yao L., Ma S. and Di Toro G. Coseismic fault sealing and fluid pressure enhancement during earthquakes // National commune. 2023. Vol. 14. P. 1136. https://doi.org/10.1038/s41467-023-36839-9

Di Toro, G., Hirose, T., Nielsen, S., Pennaccioni, G., Shimamoto, T. Natural and experimental evidence for melt lubrication of faults during earthquakes // Science. 2006. Vol. 311. P. 647–649.

References

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Lepekhina E.N. Fragment of the Early Paleozoic (\approx 500 million years) island arc in the structure of the Olkhon terrane (Central Asian fold belt) // DAN - 2014. - T. 457. - No. 4. - P. 429–453.

Gromin V.I. Small structural forms and paleorheological reconstructions (using the example of Eastern Transbaikalia). – Tr. Institute of Geol. and geogr. Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. M.: Nauka, 1970. pp. 16–24.

Kocharyan G.G. The emergence and development of sliding processes in zones of continental faults under the influence of natural and man-made factors. Review of the current state of the issue. Physics of the Earth. 2021. No. 4. P. 3–41. DOI: 10.31857/S0002333721040062

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Ruzhich V.V., Batukhtin I.V. Experimental study of various modes of block sliding along the interface. Part II: Field experiments and phenomenological model // Physical mesomechanics. - 2015. - T. 18. - No. 6. - P. 75-85.

Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. From slip surfaces to tectonic stresses. Methods and algorithms /; resp. editor Yu.G. Leonov; Institute of Physics of the Earth named after. O.Yu. Schmidt RAS. Moscow: GEOS Publishing House, 2017. 234 p.

Rebetsky Yu. L., Marinin A.V., L.A. Sim L.A. Problems of interpreting the results of tectonophysical reconstruction of paleostresses and possible ways to solve it // Geology and Geophysics, 2019, v. 60, No. 6. P. 860 -880.

Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. From slip surfaces to tectonic stresses. Methods and algorithms /; resp. editor Yu.G. Leonov; Institute of Physics of the Earth named after. O.Yu. Schmidt RAS. Moscow: GEOS Publishing House, 2017. 234 p.

Ruzhich V.V. Earthquake source as an object of geological study // Physics of the Earth. 2009. No. 11. P. 60–68.

Ruzhich V.V. Physico-mechanical conditions for the formation of slip surfaces in fault zones // Geology and Geophysics. 1989. No. 11. pp. 39–45.

Ruzhich V.V. Seismotectonic destruction in the crust of the Baikal rift zone. Novosibirsk: Publishing house SB RAS, 1997. 144 p.

Ruzhich V.V., Ryazanov G.V. About slip mirrors and the mechanism of their formation // Mechanisms of formation of tectonic structures of Eastern Siberia. – Novosibirsk: Nauka, 1977. pp. 105–108.

Ruzhich V.V., Kocharyan G.G., Travin A.V. (et al.) Determination of PT conditions during the formation of seismogenic movements along the deep segment of the marginal suture of the Siberian craton // Reports of the Academy of Sciences. 2018. T. 481, No. 4. P. 434-437. DOI 10.31857/S086956520001774-4.

Savelyeva V.B., Ruzhich V.V. Tectonic pseudotachylytes as evidence of paleo-earthquakes in the zones of the Main Sayan and Primorsky faults of the marginal suture of the Siberian craton / Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent): Proceedings of the meeting. Vol. 15. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2017, pp. 235-238.

Sobolev G.A., Vettegren V.I., Ruzhich V.V., Ivanova L.A., Mamalimov R.I., Shcherbakov I.P. Study of nanocrystals and the mechanism of glide mirror formation // Vulcanology and Seismology. 2015, No. 3. pp. 3–14.

Sobolev G.A., Kireenkova S.M., Morozov Yu.A., Smulskaya A.I., Vettegren V.I., Kulik V.B., Mamalimov R.I. Study of nanocrystals in the zone of dynamic displacement // Physics of the Earth. 2012. No. 9/10. pp. 17–25.

Solonenko V.P. Gobi-Altai earthquake // Geology and Geophysics. 1960. No. 2. pp. 3–27.

Utkin V.P. Shear dislocations and methods for their study. M.: Nauka, 1980. 144 p.

Bucher K., Frey M. Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th edition complete revision of Winkler's textbook // Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1994. 320 p.

Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Ruzhich V.V. et al. Seismic-acoustics of a block sliding along a fault / Pure and Applied Geophysics. 2019. P. 163–168. https://doi: 10.1007/s00024-019-02375-1

Ruzhich V.V., Kocharyan G.G. On the structure and formation of earthquake sources in the faults located in the subsurface and deep levels of the crust.

Ружич Валерий Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, главный научный сотрудник, email: ruzhich@crust.irk.ru.

Ruzhich Valariy Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Major Researcher, email: ruzhich@crust.irk.ru. Part I. Subsurface level // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, No. 4. P. 1021–1034. DOI:10.5800/GT-2017-8-4-0330

Spray J.G. Frictional Melting Processes in Planetary Materials: From Hypervelocity Impact to Earthquakes // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2010. Vol. 38. P. 221–254.

Wang H., Li H., Janssen C., Sun Z., Xi J. generations Multiple of pseudotachylyte in the Wenchuan Fault Zone and their influence on seismic attenuation // Journal of Structural Geology. 2015. Vol. 74. P. 159–171. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.007.

Yes L. Mc C. and Di Tana C. Cassiania

Yao L., Ma S. and Di Toro G. Coseismic fault sealing and fluid pressure enhancement during earthquakes // National commune. 2023. Vol. 14. P. 1136. https://doi.org/10.1038/s41467-023-36839-9

Di Toro, G., Hirose, T., Nielsen, S., Pennaccioni, G., Shimamoto, T. Natural and experimental evidence for melt lubrication of faults during earthquakes // Science. 2006. Vol. 311. P. 647–649.

Савельева Валентина Борисовна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, email: vsavel@crust.irk.ru.

Savelyeva Valentina Borisovna,

Candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, email: vsavel@crust.irk.ru.

УДК 552.5:552.3(571.5) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.51

Сходство и различие состава среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала: Оценка вклада обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-Манзурки

А.Р. Монгуш¹, А.А. Бокарева¹, А.Н. Подлинов^{1,2}, В.В. Прокопчик¹, В.С. Риттер¹, Н.М. Максимов¹, В.С. Калинин¹, М.С. Зарипов¹, С.А. Дамбаев¹, С.Н. Коваленко¹, Т.А. Ясныгина², И.С. Чувашова^{1,2}, Е.В. Саранина^{2,3}, С.В. Рассказов^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Проводится сравнительный анализ состава галек и песчаного наполнителя галечниковой пачки, завершающей разрез нижнеплиоценового бугульдейского горизонта аллювия в средней части долины Пра-Манзурки, с составом галек и песчаного цемента среднеюрских конгломератов нижнекотовской подсвиты из обнажений Ангаро-Котинской впадины юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна. Устанавливается частичное сходство содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов в трахидацитах и риолитах галек из плиоценовых и юрских отложений. Определяется различие содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов песчаного наполнителя нижних и верхних слоев галечниковой пачки долины Пра-Манзурки и делается вывод о различии их источников. Предполагается, что сближение состава песчаного наполнителя нижних слоев плиоценовой галечниковой пачки с составом содержащихся в них трахидацит-риолитовых галек и составом песчаного цемента среднеюрских конгломератов может отражать размыв обломочного материала среднеюрских конгломератов и его вынос в среднюю часть долины Пра-Манзурки в начальную фазу поднятия Приморского хребта. Наличие Th/Co аномалии в нижних слоях галечниковой пачки, не характерной для юрских конгломератов, свидетельствует об образовании галечников из дополнительного источника обломочного материала.

Ключевые слова: Иркутский угленосный бассейн, Байкал, юра, ааленский ярус, плиоцен, манзурский аллювий, риолит, трахидацит, плюмазитовые породы.

Similarities and differences in the composition of Middle Jurassic and Lower Pliocene sediments on the northwestern shore of Lake Baikal: Assessment of the contribution of clastic material from the Primorsky Range to the alluvium in the middle part of the Pra-Manzurka valley

A.R. Mongush¹, A.A. Bokareva¹, A.N. Podlinov^{1,2}, V.V. Prokopchik¹, V.S. Ritter¹, N.M. Maksimov¹, V.S. Kalinin¹, M.S. Zaripov¹, S.A. Dambaev¹,S.N. Kovalenko¹, T.A. Yasnygina², I.S. Chuvashova^{1,2}, E.V. Saranina^{2,3}, S.V. Rasskazov^{1,2}

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ²Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia ³A.P.Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. A comparative analysis is performed between compositions of pebbles and sandy filler of a pebble package that finalizes a section of the Lower Pliocene Buguldeyka alluvium horizon in the middle part of the Pra-Manzurka valley and those of pebbles and sandy cement of the Middle Jurassic conglomerates of the Nizhniy Koty sub-formation from outcrops of the Angara-Koty depres-sion in the southeastern part of the Irkutsk coal basin. A partial similarity in major oxide and trace element contents in trachydacites and rhyolites of pebbles from Pliocene and Jurassic deposits is defined. From the difference in major oxide and trace element contents of the sand filler of the lower and upper layers of the pebble package of the Pra-Manzurka valley, the difference in their sources is inferred. It is proposed that the convergence between the composition of the sandy filler of the lower layers of the Pliocene pebble package and those of the trachydacite-rhyolite pebbles from this and of the sand cement of the Middle Jurassic conglomerates may reflect the erosion of the clastic material of the Middle Jurassic conglomerates and its removal into the middle part of the Pra-Manzurka valley in the initial phase of the uplift of the Primorsky Range. Occurrence of a Th/Co anomaly in the lower layers of the pebble unit, not typical for Jurassic conglomerates, indicates the formation of the pebbles from another source of clastic material.

Keywords: Irkutsk coal-bearing basin, Baikal, Jurassic, Aalenian stage, Pliocene, Manzurka alluvium, rhyolite, trachydacite, plumasitic rocks.

Введение

Аллювий плиоцен-плейстоценовых долин северо-западного побережья Байкала служил объектом исследований в многочисленных работах (Павловский, Фролова, 1941; Логачев и др., 1964; Попова, 1968, 1981; Адаменко, 1975; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Лопатин, Томилов, 1977, 2004; Путеводитель..., 1981; Белова, 1985; Кононов, Мац, 1986; Трофимов, 1990; Трофимов и др., 1995; Уфимцев и др., 2000; Кононов, 2005, 2016; Лопатин, 2016; Кононов, Хлыстов, 2017; Аль Хамуд и др., 2022; Рассказов и др., 2022). Предполагалось, что источником аллювия Пра-Манзурки в основном служил материал юрских конгломератов, который оказался спроецированным в эту долину с поднимающегося Приморского хребта (Логачев и др., 1964). Предположение о таком происхождении осадочных отложений основывалось на высокой степени окатанности галек эффузивов кислого состава в манзурском аллювии. До сих пор, однако, конкретные сравнительные исследования состава юрского и плиоцен-плейстоценового обломочного материала не проводились.

История изучения манзурского аллювия в долине Пра-Манзурки с их литологогеохимического характеристикой недавно подробно рассматривалась в работе (Рассказов и др., 2022). Представительные коллекции образцов трахидацит-риолитовых галек из обнажений районов Больших Котов и Листвянки были проанализированы и рассматривались в сопоставлении с породами вулканических И вулканоплутонических комплексов верхнего палеозоя и мезозоя в совместной работе студентов и преподавателей геологического факультета ИГУ (Олиферовский и др., 2022). Цель нового совместного исследования студентов и преподавателей заключается В определении сходства и различия обломочного материала манзурского аллювия с материалом в предположительном источнике сноса на основе сравнительного анализа содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов в гальках и песчаной составляющей осадочных пород.

Общая характеристика объектов исследования

Объекты исследования находятся на северо-западном побережье Южного Байкала. Расстояние между обнажениями юрских конгломератов и плиоценовых галечников, вовлеченных в сравнительный анализ, составляет около 150 км. Потенциальная территория размыва юрских отложений Иркутского угленосного бассейна на северозападном побережье Байкала соответствует поднятой территории, простирающейся юговосточнее выходов отложений угленосного Иркутского бассейна (рис. 1).



Рис. 1. Местоположение объектов исследований: среднеюрские конгломераты – Большие Коты (БК) и Листвянка (ЛС); нижнеплиоценовые галечники – Косая Степь-3 (КС). Схема составлена с использованием материалов из работ (Замараев, Самсонов, 1959; Логачев и др., 1964; Логачев, 1974; Павлов и др., 1976; Скобло и др., 2001).

Fig. 1. Location of research sites: Middle Jurassic conglomerates – Bolshie Koty (БК) and Listvyanka (ЛС); Lower Pliocene pebbles – Oblique Steppe-3 (КС). The map was compiled using data from (Zamaraev, Samsonov, 1959; Logatchev et al., 1964; Logatchev, 1974; Pavlov et al., 1976; Skoblo et al., 2001).

Юрские конгломераты Ангаро-Котинской впадины

Юрские конгломераты опробованы в районе пос. Листвянка, в локальном обнажении водораздела, и в районе пос. Большие Коты, на утесе Скрипер. Конгломерат представляет собой породу с окатанной галькой различных размеров вплоть до валунов 30×40 см. Местами конгломерат содержит до 50% гравелистого и песчанистого цемента. В составе галек нередко преобладают вишневые породы трахидацит-риолитового состава (рис. 2).



Рис. 2. Вишневые гальки трахадацит-риолитового состава в юрских конгломератах района Больших Котов, тн. 025, фото 1344.

Fig. 2. Cherry pebbles of trachydacite-rhyolite composition in the Jurassic conglomerates of the Bolshiye Koty area, site 025, photo 1344.

BMB	-		OHT	ноеиd			BTR	Ангаро-Котинская межгорная	я впадина
CMCTE	Отдег	Apyc	Гориз	Подго	Cepuis	Свита	Подсв	Центральная часть	Предгорная часть
		BAЙOC				3 C K A A	Верхнекотовская	Конгломераты разногалечные, песчаники разнозернистые, полимиктовые и полево- шпатовые-кварцевые, прослои алевропсам- митовых туффитов и туфов киспого состава (более 30 м)	
	ЕДНИЙ	ЕH			АЯ	KOTOE	Нижнекотовская	Конгломераты крупно-разногалечные, менее гравелиты, разнозернистые песчаники поли- миктовые и полевошпатово-кварцевые, мало мощные пропластки алевролитов, алевро- псаммитовых туффитов и туфов кислого состава (50-60 м)	Конгломераты галечно- валунные, крупновалунные (более 45 м)
A A	CP	ААЛ	4	CYXOBCKOЙ	C K	AHCKAR	Верхнетальцинская	До пяти трансгрессивных пролювиально- аллювиальных ритмов, в каждом - полимик- товые песчаники (от гравелистых до мелко- зернистых), прослои алевролитов и аргиллитов, часто углистых, маломощные пропластки алевропелитовых туффитов и туфов;в верхних ритмах - разногалечные конгломераты (50-100 м	(Конгломераты средне- мелкогалечные, гравелиты, реже разнозернистые лесчаники, туффиты, туфы (50 м)
c K		TOAP	CARHCKN	иданский	K Y T	ТАЛЬЦІ	Нижнетальцинская	Один трансгрессивный пролювиально-аллю- виальный ритм с преобладанием конгломератов от разногалечных до мелкогалечныхя; в верхней части - гравелиты, разнозернистые полимик- товые песчаники с прослоями апевролитов, аргиллитов (в т.ч. углистых), туфоалевро- псаммитов, пелитовых гуффитов и туфов (70-80 м)	Конгломераты валунно- галечные, выше - средне- малкогалечные, с линзами гравелитов, песчаников, туфопесчаников (80 м)
9 0	ни жний	5 A X	ПΡИ	VCTb-BAJIEЙCKIÚ	и и Р	АЯ	Верхнедабатская	Четыре, пять трансгрессивных пролювиально- аплювиальных ритмов, каждый - от средне- мелкогалечных конгломератов к разнозернистым, песчаникам, полимиктовым и полево-шпатово- кварцевым, и далее - к алевролитам и аргилли- там с линзами углей (до 0,4 м) и пропластками псаммитоалевритовых и псаммитовых туффитов и туфов риолитов. ПК аналогичен усть-балей- скому, с «трипартиновым» горизонтом (до 80 м)	Конгломераты разногалеч- ные, валунно-галечные, в верхней части мелко- галечные, с линзами гравелитов, углей, туффитов, туфов кислого состава (80 м)
		ПЛИНС	ховский	BEPXHEYE- PEMXOBCKMM	ч	ABATCK	Среднедабатокая	До четырех трансгрессивных аллювиальных ритмов, каждый - от гравелитов либо разно- зернистых полимиктовых песчаников в основании к пойменно-озерным алевролитам и аргиллитам с линзами углей (0,1 - 0,3 м) и пропластками псаммитоалевритовых и пелитовых туффитов и туфов кислого состава; в нижнем ритме - конгломераты (120 м)	Конгломераты мелкогалеч- ные реже разногалечные, линзы гравелитов, песча- ников, углей, туффитов и туфов кислого состава (150 м)
			HEPEM	нижнечере. Ремховский		ЧЦ	Нижнедабатская	До трех трансгрессивных горно-аллювиальных ритмов - конгломераты валунноразно-галечные, хлидолиты, песчаники, при участии в верхних ритмах алевролитов, аргиллитов (местами углистых); пропластки псаммито-алевритовых туффитов и туфов кислого состава (более 100 м	Брекчии, хлидолиты, пес- чаники полимиктовые (до 10 м)
По	дст	илан	оши	e of	pas	ован	RNH	PR-V	

Стратиграфия юры Ангаро-Котинскои межгорной впа	лин	M	И	Ä	ï	f	ĺ	â	ł	k	k	i	ł	ł	ĺ	ĺ	ê	ĺ	Ê	Ê	i	ł	ķ	Ļ	ł	ĺ	4	ł	Ì	Ì	Ż	k	ł	f	ĺ	ĺ	ĺ	Ø	ił	Ì	ġ	Ű	Û	í	١	í	ĺ	í	í	ł	í	١	1	ł	h	Ň	Ň	Å	ł	ł	١	ł	١	١	1	ł	ł	١	١	١	ı	١	ł	ł	ł	ł	h	h	ł	ł	Ì	1	Ì	Ì	Ì	į	Ì	1	Ì	1	1	į	į	Ì	Ì	h	h	h	1	j	1	ÿ
---	-----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Рис. 3. Стратиграфическое положение конгломератов нижнекотовской подсвиты, обнажающейся на берегу Байкала, в схеме стратиграфии Ангаро-Котинской впадины. Схема стратиграфии основана на палеонтологических данных (Скобло и др., 2021). Жирным шрифтом выделена информация о нижнекотовской подсвите, которая содержит конгломераты с дацитриолитовыми гальками.

Fig. 3. Stratigraphic position of conglomerates of the Lower Koty sub-formation, which is exposed on the shore of Lake Baikal, in the stratigraphic scheme of the Angara-Koty depression. The stratigraphic scheme is based on paleontological data (Skoblo et al., 2021). Information about the Nizhniy Koty sub-formation, which contains conglomerates with dacite-rhyolite pebbles, is highlighted in bold.



Толща конгломератов предгорной части Ангаро-Котинской впадины рассматривается в составе прииркутской серии и расчленяется, по палеонтологическим данным, на три свиты (снизу вверх): дабатскую, тальцинскую и котовскую. На берегу Байкала наблюдаются выходы только нижней подсвиты котовской свиты. Этот стратон датируется верхней частью ааленского яруса, возраст которого в современной хроностратиграфической шкале составляет 174–170 млн лет (рис. 3).

Плиоценовые галечники долины Пра-Манзурки

Манзурский аллювий распределяется вдоль долины Пра-Манзурки (рис. 4) и пред-

ставляет собой переслаивание и линзование галечников и песков. По вертикали чередуются слои песков и галечников, мощность которых достигает 5 м. Параллельная слоистость проявляется в пачках мелкозернистых алевритистых песков и галечников, в песках преобладает косая слоистость. В подавляющей массе пески манзурского аллювия разнозернисты и хорошо отмыты от глинистых частиц (Павловский, Фролова, 1941; Логачев и др., 1964).

В галечниках преобладает галька среднего и мелкого размера. Валуны тяготеют к низам разреза. Однородные галечниковые пачки составляют от первых метров до нескольких десятков метров (рис. 5).



Рис. 5. Общий вид галечниковой пачки 5 в карьере Косая Степь-3, долина Пра-Манзурки. Наблюдается смена слабо индивидуализированных слоев несортированного обломочного материала горизонтально-слоистыми песками и галечниками с резко выраженными границами слоев.

Fig. 5. General view of pebble unit 5 in the Kosaya Step-3 quarry, Pra-Manzurka valley. Change of weakly individualized layers of unsorted clastic material by horizontally layered sands and pebbles with clearly defined layer boundaries is observed.

В южной части долины Пра-Манзурки, близкой к Байкалу (район пос. Б. Голоустное), среди галек представлена в основном обширная гамма эффузивных пород, местами составляющих до 70 %. Распространены гальки вишневого цвета. Петрографически они определяются как порфиры, фельзиты, ортофиры, порфириты, туфы и туфобрекчии. Встречаются также кремнистые породы, кварциты и кварц, реже – граниты, граносиениты, кристаллические сланцы, окремнелые доломиты и известняки, плотные окатанные обломки конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов (Логачев и др., 1964). В карьере Косая Степь-3 средней части долины Пра-Манзурки (район пос. Косая Степь) обнаружены единичные трахидацитриолитовые гальки. Хорошая окатанность галек округлой формы (в основном 3 и 4 класс по шкале А.В. Хабакова) (рис. 6) свидетельствует о переносе обломков в реке на значительное расстояние. Окраска эффузивных галек преимущественно черная и розовая. Гальки вишневого цвета почти не встречаются (Рассказов и др., 2022). В северной части долины (район пос. Манзурка) с формированием аллювий связывался «мощной речной сети», представленный разнозернистыми желтыми полимиктовыми песками с прослоями и линзами серых вязких глин. В составе гальки отмечены исключительно изверженные и метаморфические породы докембрия местного происхождения. Гальки эффузивов отсутствуют (Павловский, Фролова, 1941). В аллювии, вскрытом харбатовскими карьерами «среди галек преобладают эффузивы (отмечены сильно выветрелые разности)...» (Трофимов и др., 1995, стр. 16). В данном случае не ясно, о

каких эффузивах идет речь. Харбатовский горизонт несколько моложе бугульдейского (рис. 7), и возможно, действительно содержит транзитные трахидацит-риолитовые гальки, что требует проверки.

Исходя из таких сравнительных наблюдений, можно сделать предварительный вывод о том, что большая насыщенность манзурского аллювия гальками эффузивов вишневого цвета в южной части долины Пра-Манзурки, скорее всего, обусловлена местным источником обломочного материала, поступившего из водораздельных среднеюрских конгломератов в результате их размыва. В среднюю часть долины Пра-Манзурки выносились редкие трахидацит-ЛИШЬ риолитовые гальки, а ее северной части такие гальки не достигали. В настоящей работе делается акцент на данных по составу галек и песчаного наполнителя галечников из средней части долины (см. рис. 4).



Рис. 6. Окатанные гальки черного и розового цвета почти шарообразной формы трахидацитриолитового состава из манзурского аллювия (пачка 5 разреза Косая Степь-3).

Fig. 6. Rounded pebbles of black and pink color, almost spherical in shape, of trachydacite-rhyolite composition from the Manzurka alluvium (unit 5 of the Kosaya Step -3 section).

Для манзурских отложений в общем характерен желтовато-коричневый цвет (Павловский, Фролова, 1941), хотя нередко встречаются и сильно обохренные породы. В палеодолине Пра-Манзурки различаются разновозрастные осадочные горизонты: от нижнеплиоценового бугульдейского до палеоплейстоценового верхнеманзурского (рис. 7). Возможно, имеются слои эоплейстоценового возраста, но неоплейстоценовые слои отсутствуют (Логачев и др., 1964).

Геологический возраст	Региональный горизонт	Обоснование возраста
Палеоплейсто цен (вторая половина хапровского времени) (Логачев и др., 1964)*	Верхнеманзурский	Растительность бореального типа (Белова, 1985).
Нижний- верхний плиоцен	Подтокский	Растительность полусаванного облика с доминированием Artemisia sp. (Логачев и др., 1964; Белова, 1985). Обратная намагниченность хрона Matuyama или хрона Gauss красноцветных отложений (Гнебиденко, Адаменко, 1976).
Нижний– верхний плиоцен	Харбатовский	Аллювий высокого уровня (80–90 м), вскрытый харбатовскими карьерами в северной части долины. Более молодая пыльцевая флора, по сравнению с флорой бугульдейского горизонта (Трофимов и др., 1995).
Нижний плиоцен (не моложе 4 млн лет)	Бугульдейский	Растительность умеренно-теплых и влажных климатических условий (Трофимов и др., 1995; Рассказов и др., 2022).

Рабочая схема основных стратонов аллювия в долине Пра-Манзурки

Хапровский фаунистический комплекс в настоящее время датируется интервалом 2.6–2.2 млн лет и относится к палеоплейстоцену (Титов, Тесаков, 2022).

Рис. 7. Положение пачки галечников бугульдейского горизонта (выделен жирным шрифтом) в рабочей схеме стратиграфии манзурского аллювия.

Fig. 7. Position of the pebble package of the Buguldeyka horizon (in bold) in the working stratigraphic scheme of the Manzurka alluvium.

Методика аналитических исследований

Петрогенные оксиды определялись классическим методом химического анализа (Сизых, 1985). Микроэлементы определялись методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра Agilent 7500се по методике, приведенной в работе (Ясныгина и др., 2015).

Группирование галек вулканических пород по петрогенным оксидам

Представительные составы галек помещены в табл. 1. Первичное группирование их состава проводится по содержаниям петрогенных оксидов с использованием факторного анализа (рис. 8). На диаграмме факторных нагрузок для петрогенных оксидов (рис. 8а) основная изменчивость совокупности пород (первый фактор, вес 42.14 %) определяется возрастанием степени связи между TiO₂ и Al₂O₃ и другими петрогенными оксидами при резко выраженной отрицательной корреляции с SiO₂. Менее выражена изменчивость (второй фактор, вес 15.56 %), обозначенная совместным возрастанием MgO, CaO и других петрогенных оксидов при обратной корреляции с этими оксидами К2О. Следовательно, изменчивость первых двух факторов определяется концентрациями SiO₂ и K₂O. Фактор 3 (вес 13.60 %) дает возрастание роли Na₂O при слабой связи этого оксида с Al₂O₃ и группой оксидов CaO, MgO, с ярко выраженным противоположным поведением оксидов K₂O и Fe₂O₃ при менее выраженном значении TiO₂, MnO и ППП. В координатах первых трех факторов в общем выделяется особая роль K₂O. На факторной диаграмме проб галек (рис. 8б) особая роль К2О выражается в смещении фигуративного поля манзурских галек и сходных с ними большекотовских галек гр. 2 относительно других составов.

Таблица 1

Представительные составы трахидацит-риолитовых галек из юрских конгломератов и плиоценового манзурского аллювия

Table 1

	BK-16-	BK-16-	BK-16-	BK-16-	BK-16-		MGal-8
Образец	14	21	17	16	20	LS-18-6	
Группа	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ ,							
мас.%	75.45	66.89	75.34	68.25	66.53	72.05	75.20
TiO ₂	0.15	0.76	0.27	0.68	0.76	0.51	0.22
Al ₂ O ₃	13.18	16.25	12.57	15.39	16.90	15.68	11.16
Fe ₂ O ₃	0.52	2.55	0.55	1.50	1.88	0.82	4.35
FeO	0.90	0.42	1.08	1.34	0.99	0.28	0.46
MnO	0.03	0.04	0.11	0.07	0.04	0.01	0.01
MgO	0.17	0.23	0.13	0.89	0.34	0.11	0.10
CaO	0.35	0.42	0.16	0.90	0.29	0.10	0.17
Na ₂ O	3.19	5.56	2.46	5.26	5.70	5.86	1.94
K ₂ O	5.50	5.67	6.02	4.18	5.71	4.11	5.31
P_2O_5	∢ НПО	0.08	∢ НПО	0.13	0.09	0.04	< 0.03
ППП	0.82	0.73	1.05	1.26	0.36	0.75	0.82
Сумма	100.26	99.61	99.73	99.85	99.59	100.32	99.62
Sc, мкг/г	4.1	6.8	6.5	11.0	6.6	3.7	<1.5
Cu	38	9	9	21	12	6	<2.7
Zn	67	74	65	81	73	24	25
Rb	165	202	167	85	185	145	105
Sr	94	22	31	255	36	13	18
Y	12	71	41	24	32	61	16
Zr	69	624	306	227	233	585	69
Nb	7	32	14	11	27	31	8
Cs	4.6	1.35	3.55	0.83	0.83	0.56	0.88
Ba	324	95	96	1288	65	132	151
La	43	110	52	47	59	103	14.7
Ce	82	257	110	93	114	234	18.4
Pr	8	27	13	10	13	24	3.1
Nd	26	97	46	37	46	83	10.6
Sm	4	17	9	6	9	14	2.3
Eu	0.4	1.7	1.0	1.5	1.0	1.4	0.29
Gd	3.0	14.6	7.8	5.3	7.5	11.7	2.3
Tb	0.4	2.0	1.1	0.7	1.0	1.9	0.5
Dy	2.3	12.5	6.6	4.2	5.9	11.1	3.2
Но	0.4	2.5	1.4	0.8	1.1	2.2	0.6
Er	1.2	7.0	4.1	2.4	3.1	6.4	1.8
Tm	0.19	0.96	0.60	0.36	0.44	0.98	0.24
Yb	1.2	6.6	4.0	2.4	2.9	6.4	1.4
Lu	0.19	0.91	0.61	0.35	0.44	0.97	0.22
Hf	2.8	13.8	8.3	6.1	6.0	13.7	1.18

Representative compositions of pebbles from Jurassic conglomerates and Pliocene Manzurka alluvium

Та	1.0	2.4	1.0	0.7	2.1	2.0	0.7
Pb	28	38	20	22	30	60	18
Th	18	21	15	10	10	25	2.6
U	1.8	3.4	3.7	2.5	1.8	6.2	0.7
Cr	83.0	6.5	<6	8.1	6.5	20.4	0.7
Со	2.1	1.5	1.6	3.8	2.4	< 0.2	1.1
Ni	12	12	10	14	12	16	3.8
V	7	32	7	31	22	12	15

ППП – потери при прокаливании. НПО – ниже предела обнаружения. 1–6 – гальки юрских конгломератов Больших Котов (BK) и Листвянки (LS); 7 – галька пачки 5 разреза Косая Степь-3 (MGal).



Рис. 8. Распределение факторных нагрузок для петрогенных оксидов галек из юрских и плиоценовых отложений (*a*, *б*) и результаты факторного анализа проб галек (*в*, *г*). Группы 1–5 – большекотовские, группа 6–7 – листвянские микрограниты (6) и эффузивы (7); 8–9 – манзурские сходные с трахидацитами гр. 2 Больших Котов (8) и основная группа (9). Для юрских га-

лек принимается группирование по петрогенным оксидам и микроэлементам всей совокупности диаграмм, приведенных в работе (Олиферовский и др., 2022). Штрих-пунктирная линия делит породы на группы 1, 3 и 6 (холодные тона значков и полей данных: зеленый, синий и голубой) и 2, 4 и 6 (горячие и теплые тона: красный, оранжевый, коричневый и фиолетовый). Расчеты выполнены в программе STATISTICA, версия 12, по методу главных компонентов без ротации.

Fig. 8. Distribution of factor loadings for major oxides of BolshiyeKoty and Listvyanka pebbles (*a*) and factor scores of pebble samples (*b*) on the diagrams. Groups 1-5 are from BolshiyeKoty, group 6 isfrom Listvyanka (see text). The grouping of pebbles according to major oxides and trace elements of the entire set of diagrams given in the work is accepted after (Oliferovsky et al., 2022). The dash-dotted line divides rocks into groups 1, 3, and 6 (cold tones of icons and data fields: green, blue and cyan) and 2, 4, and 6 (hot and warm tones: red, orange, brown, and purple). Calculations were performed in the STATISTICA program, version 12, using a method of principal components without rotation.

На классификационной диаграмме вулканических пород щелочи-кремнезем (TAS) (рис. 9) и диаграмме коэффициент агпаитности – кремнезем (рис. 10) фигуративные поля группы 6 листвянских галек и групп 1, 3 большекотовских галек перекрываются между собой. Фигуративные поля групп 2, 4, 5 большекотовских галек смещены относительно фигуративных полей групп 1, 3 большекотовских галек и группы 6 листвянских галек с уменьшением содержания кремнезема. По низкому коэффициенту агпаитности породы всех галек юрских конгломератов относятся к плюмазитовым.

Большинство галек из плиоценового стратона имеет риолитовый состав при высоком содержании SiO₂ (75–79 мас.%) и сопоставляется с крайними составами риолитовых галек групп 1,3 Больших Котов и гр. 6 Листвянки. Две гальки из плиоценового стратона (MGal-3 и MGal-9) имеют состав, подобный составу трахидацит-риолитовых галек большекотовской гр. 4, одна галька (MGal-13) относится к дациту, не имеющего аналогов среди юрских галек Больших Котов и Листвянки. Эта порода характеризуется необычно низким коэффициентом агпаитности ((Na+K)/Al = 0.5). Пониженные знаэтого показателя имеют также чения риолитовые гальки MGal-1 и MGal-15. Следовательно, эти гальки тоже не могут рассматриваться как производные юрских конгломератов.



Рис. 9. Распределение групп галек на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем. Для построения этой диаграммы содержание оксидов приведено к 100 мас.%. Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 8*6*.

Fig. 9. Distribution of pebble groups on the alkali–silica classification diagram. Content of oxides is recalculated to 100 wt.%. Symbols and division into groups are the same as in the factor diagram of Fig. 76.



Рис. 10. Распределение групп галек на диаграмме (Na+K)/Al – SiO₂. Отношение (Na+K)/Al (коэффициент агпаитности) рассчитано в атомных количествах. Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 86. Полоса пород латитовой серии Забайкалья показана по работе (Таусон и др., 1984).

Fig. 10. Distribution of pebble groups on the diagram (Na+K)/Al vs SiO₂. The ratio (Na+K)/Al (agpaitic coefficient) was calculated in atomic quantities. Symbols and division into groups are the same as in the factor diagram of Fig. 76. The strip of data points of the latite series of Transbaikal is shown after (Tauson et al., 1984).

Группирование галек вулканических пород по микроэлементам

Факторным анализом по микроэлементам (рис. 11) получено группирование состава галек, сходное с группированием по петрогенным оксидам. На панели *а* (диаграмма элементов факторов I и II) основная изменчивость совокупности пород (первый фактор, вес 54.69 %) определяется положительной корреляцией большинства микроэлементов при отрицательной корреляции их с Со, Ва, Sr и V. Менее выраженная изменчивость (второй фактор, вес 13.34 %) обозначает положительную корреляцию между Ва, Sr, V, Eu и Ni при отрицательной корреляции этих элементов с Co. В координатах первых двух факторов наблюдается общий тренд элементов, протягивающийся из квадранта I через квадрант II в квадрант III, и отдельная фигуративная точка Co в квадранте IV. Отчетливо проявляется аномальное поведение Co. В координатах факторов 2 и 3 фигуративная точка Co находится рядом с точкой Th (панель в) и принимает, таким образом, литогенетический смысл Th/Co аномалии.



Рис. 11. Распределение микроэлементов (*a*, *в*) и проб галек по группам (δ , *г*) на факторных диаграммах. Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 8 δ .

Fig. 11. Distribution of trace elements (a, b) and factor scores of pebble groups (b, c) in factor diagrams. Symbols and division into groups are the same as in the factor diagram of Fig. 76.



Рис. 12. Распределение групп галек на дискриминационных диаграммах гранитов FeO_{общ}/MgO – Zr+Nb+Ce+Y (*a*) и (K₂O+Na₂O/CaO – Zr+Nb+Ce+Y (*b*) (Whalen et al., 1987). Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 86. FG – фракционированные фельзические граниты, OGT – нефракционированные граниты M, S и I типа (орогенные граниты), А-тип – анорогенные граниты. Синим цветом показаны фигуративные поля разновозрастных гранитов Забайкалья (Олиферовский и др., 2022).

Fig. 12. Distribution of pebble groups on the discrimination diagram of granites (K_2O+Na_2O/CaO vs Zr+Nb+Ce+Y (Whalen et al., 1987). Symbols and division into groups are the same as in the factorial diagram in Fig. 76. FG – fractionated felsic granites, OGT – unfractionated M, S and I type granites (orogenic granites), A-TUII – anorogenic granites. The data fields of granites of different ages in Transbaikalia are shown in blue (Oliferovsky et al., 2022).

На панели рис. 11б вдоль основного тренда квадрантов I-II-III располагаются точки большекотовских галек. Большинство манзурских галек занимает область вблизи центра координат. В квадранте IV находятся манзурские гальки с высоким отношением FeO/MgO (три точки смещены в квадрант I). Таким образом, Th/Co аномалия связана с гальками, имеющими высокое железомагниевое отношение.

На панели в (диаграмма элементов факторов I и III) конкретизирует значение общего тренда точек по фактору 3 (вес 7.30 %), минимальные значения которого определяются высокой корреляционной связью Ва и Sr. Максимальные значения фактора 3 характеризуются высокой корреляционной связью легких редкоземельных элементов (РЗЭ). На панели г выделяются две совокупности фигуративных точек: одна характеризует общий тренд галек, протягивающийся из квадранта I в квадрант IV и далее в квадрант III, другая – тренд преимущественно большекотовских-листвянских галек, протягивающийся из квадранта I в квадрант II и далее в квадрант III. Во второй тренд вписываются только две фигуративные точки манзурских галек: MGal-19 и MGal-20. Обособленное положение занимает точка MGal-13.

На дискриминационных диаграммах гранитов (рис. 12) гальки юрских конгломератов образуют тренды, протягивающиеся из поля орогенных гранитов (FG и OGT) в поле анорогенных гранитов (А-тип). Часть фигуративных точек галек из манзурских отложений находится на этом тренде в поле орогенных гранитов (желтые фигуративные поля), другая часть смещена вдоль общего тренда юрских галечников в область гранитов А-типа. На панели *а* резко выделяется группа манзурских галек с высоким отношением FeO_{общ}/MgO (коричневое фигуративное поле).

Краткая петрографическая характеристика галек и песчаной составляющей манзурских галечников

Петрографически группы галек не различаются между собой. В шлифах наблюдается тонкозернистая основная масса кварцполевошпатового состава с рассеянным рудным минералом, в которую погружены хорошо оформленные шестоватые фенокристаллы олигоклаз-альбитового состава и калиевого полевого шпата. Темноцветные железо-магнезиальные силикатные минералы представлены редкими зернами биотита. Преобладает тонкозернистая основная масса, но встречаются также образцы с хорошо раскристаллизованной основной массой.

В цементирующей массе галечников содержится примерно равное количество полевого шпата и кварца, нередко первый преобладает. В тяжелой фракции содержание нестойких минералов (амфиболов, эпидота, цоизита, апатита) в 5–10 раз выше содержания стойких минералов (граната, рутила, циркона, турмалина, сфена). Амфиболы совместно с минералами эпидот-цоизитовой группы и рудными составляют до 80–90 % веса фракции (Логачев и др., 1964).

Петрогенные оксиды манзурских галечников

На рис. 13 пачка 5 расчленяется на 4 слоя. Первый слой представлен тремя пробами, отобранными выше поверхности размыва, перекрытой галечниками (обр. 49–51). Во втором слое насчитывается 11 проб (обр. 102–112), в третьем – 6 проб (обр. 101, 35– 39), в четвертом – также 6 проб (обр. 29–34). Слоям 1 и 2 соответствует несортированный галечник, слоям 3 и 4 – переслаивание галечника и песка (см. рис. 5).

Песчаный наполнитель слоев 1 и 2 имеет пониженное содержание SiO₂ (69.4–80.0 мас.%). В слоях 3 и 4 содержание SiO₂ в песчаных породах возрастает до интервала 78–83 мас.%. Минимальное содержание SiO₂ в пробе 112 (69.4 мас.%) соответствует среднему значению в цементе юрских конгломератов. Другие пробы имеют содержание SiO₂ на верхнем пределе интервала значений цемента юрских конгломератов. Два состава цемента юрских конгломератов. Два состава цемента юрских конгломератов Листвянки попадают в интервал этих же значений. Преобладающие гальки из пачки 5 разреза Косая Степь-3 показывают такие же значения SiO₂.



Рис. 13. Схема отбора проб из пачки 5 разреза Косая Степь-3 (*a*) и вариации SiO₂ песчаного наполнителя галечников четырех слоев этой пачки в сопоставлении с SiO₂ из галек этой же пачки и цемента юрских конгломератов. Номера слоев обозначаются римскими цифрами в кружках по порядку снизу вверх. Для сопоставления используются данные по составу цемента юрских конгломератов Забайкалье и Предбайкалье (Akulov et al., 2020).

Fig. 13. Scheme of the unit 5sampling in the Kosaya Step-3 section (*a*) and SiO₂ variations in a sand filler of pebbles in four layers of this unit in comparison with SiO₂ content of pebbles in the same unit and cement from Jurassic conglomerates. Layer numbers are indicated by Roman numerals in circles in order from bottom to top. For comparison, data on the composition of cement from the Jurassic conglomerates of Transbaikalia and Prebaikalia are used (Akulov et al., 2020).

При выделении геохимических критериев условий осадконакопления, наряду с концентрациями оксидов и микроэлементов, рассчитывается химический индекс выветривания (Chemical Index of Alteration), CIA=100×Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O (отн.%) (Nesbitt, Young, 1982). Чем выше СІА, тем сильнее выветривание. Определяется механическая сортировка кластического материала по титановому модулю TM=TiO₂/Al₂O₃ (Мигдисов, 1960), вариации которого зависят от устойчивости титансодержащих минералов к процессам выветривания и последующего накопления в грубых

фракциях кор выветривания, в то время как алюминий теряется в процессе разложения силикатных минералов. Рассчитывается гидролизатный модуль $\Gamma M = (AI_2O_3 + TiO_2 + P_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ как показатель степени выветривания пород. Определяется модуль общей нормативной щелочности НКМ=Na₂O+K₂O/Al₂O₃, котощелочным рый. наряду с модулем ЩМ=Na₂O/K₂O, характеризует интенсивность процессов химического выветривания в области источника сноса. Высокие значения НКМ свидетельствуют об осадках, содержащих обломки щелочных полевых шпатов из пород области сноса. Повышению ЩМ способствует увеличение поступления зерен плагиоклаза в область осадконакопления (Юдович, Кертис, 2000). Используется диаграмма Th/Co-La/Sc для определения в источниках сноса пород основного и кислого состава [Cullers, 2002]. Для определения границы отложений танхойской и аносовской свит в Баргузинской впадине использовалось резкое возрастание окисленности железа с пограничным значение $Fe_2O_3/FeO = 3$ (Рассказов и др., 2016). В породах глинистого состава определяются высокие потери при прокаливании (ППП), в среднем около 10 мас.%.

Песчаный наполнитель слоев 3, 4 пачки 5 манзурских галечников резко отличается от наполнителя слоя 2 пониженными значениями CIA, ГМ и ППП при повышенных значениях НКМ (рис. 14а,ж-и). Возрастание значений CIA в песчаном наполнителе плиоценовых галечников, относительно среднего значения в цементе юрских конгломератов, свидетельствует об усилении выветривания пород. В слое 2 явно содержится больше глинистого материала, чем в слоях 3, 4. Отсутствие сортировки галечника слоя 2 отразилось в его слабой промывке, тогда как галечник слоев 3, 4 промывался и частично лишался глинистой составляющей. В результате промывки из слоев 3, 4 оказались удаленными пылеватые частицы минералов железа и фосфора, нивелировались аномалии марганца (рис. 14в, р, с). Широкие вариации отношения Fe₂O₃/FeO в слоях 1, 2 (<1-9) сменились узким диапазоном этого отношения (3-5) (рис. 14б).

Содержания TiO_2 и Al_2O_3 в слоях 1, 2 и 3, 4 снижаются снизу вверх с подобным снижением значений $TM = TiO_2/Al_2O_3$. Вследствие промывки из песчаного наполнителя слоев 1 и 3 удалялись частицы, содержащие и TiO₂, и Al₂O₃ с преимущественным снижением первого оксида (со снижением TM). Содержания обоих компонентов и значений TM в наполнителе плиоценовых галечников ниже их средних содержаний и значений TM в цементе юрских конгломератов (рис. 14г– е).

Оксид Na₂O распределяется в песчаном наполнителе разреза галечников подобно оксиду Al₂O₃ (рис. 14д,к). Оба компонента содержатся в плагиоклазе. Судя по существенному смещению точек песчаного наполнителя плиоценовых галечников относительно среднего состава цемента юрских конгломератов, роль плагиоклаза в молодых осадках гораздо меньше чем в древних. Содержание K₂O плавно возрастает снизу вверх по разрезу в слоях 1,2,3. В слое 4 рост К2О замедляется (рис. 14л). Калиевый полевой шпат более неустойчив к выветриванию чем плагиоклаз и в переходе от слоя 2 к слоям 3, 4 не проявляется. Тренд К₂О песчаного наполнителя молодых галечников приблизительно соответствует его среднему содержанию в цементе более древних конгломератов. Следовательно, если осадочный материал конгломератов проецировался в долину Пра-Манзурки, калишпатовая составляющая отложений не претерпела существенных изменений. Интересно, что отношение K₂O/Na₂O в песчаном наполнителе подошвы и кровли галечниковой пачки 5 отличается от отношения К₂O/Na₂O ее средней части, в которой наблюдается возрастание значений (рис. 14м). Более высокие значения отношения K₂O/Na₂O в молодом материале, чем в материале более древних конгломератов, могут свидетельствовать об отсутствии прямой генетической связи между ними. Широкий диапазон отношения K₂O/Na₂O (0.63-39.2) в гальках из плиоценовых отложений предполагает участие в осадках долины Пра-Манзурки материала источников, отличающихся от юрских конгломератов. О вкладе других источников может свидетельствовать также более низкие содержания MgO и CaO, а также отношения CaO/Na₂O в молодом материале, чем в материале более древних конгломератов (рис. 14н-п).





Микроэлементы манзурских галечников

Для песчаного наполнителя слоев 1, 2 пачки 5 получаются значения Eu/Eu* менее 1, соответствующие отрицательной Euаномалии. Наиболее низкое значение Eu/Eu* имеет песчаный наполнитель обр. 112. Близкие низкие значения Eu/Eu*, в узком интервале (0.75–0.84), имеют дацит-риолитовые гальки из пачки 5. Для песчаного наполнителя слоев 3, 4 определяются значения Eu/Eu* больше 1, соответствующие положительной Eu-аномалии (рис. 15б). Значения Eu/Eu* существенно ниже 1 имеют обогащенные глинистыми минералами породы озерной пачки 3 разреза Косая Степь-3 (Рассказов и др., 2022).

В интервал отрицательных значений Eu/Eu* попадает цемент конгломератов Листвянки. Состав средних РЗЭ цемента большекотовских конгломератов не определялся. Если цемент этих конгломератов и подобных пород сопредельных территорий, подобно цементу листвянских конгломератов, имеет отрицательную Eu-аномалию, этот показатель может иметь маркирующее значение для отложений из источника юрских конгломератов. В этом случае, положительные значения Eu/Eu* песчаного наполнителя галечников пачки 5 в слоях 3, 4 воспринимаются как свидетельство поступления материала нового источника. Таким источником могут быть, например, метаморфические породы, плагиоклаз которых будет иметь положительную Euaномалию.

Содержания РЗЭ повышены в наполнителе галечников слоев 1, 2, снижаются в наполнителе галечников слоя 3 и несколько возрастают в наполнителе галечников слоя 4 (рис. 15а). Фигуративные точки отношения Th/Co по разрезу отражаются зеркально к точкам суммы РЗЭ. Отношения Th/Co понижены в наполнителе галечников слоев 1, 2, возрастают в наполнителе галечников слоя 3 и несколько снижаются в наполнителе галечников слоя 4. Отношение Th/Co в наполнителе галечников слоя 3 соответствует отношениям в цементе юрских галечников и заметно снижается в наполнителе галечников слоев 1, 2 и 4 (рис. 15в).



Рис. 15. Вариации суммы РЗЭ (*a*), Eu/Eu* (*б*) и отношения Th/Co (*в*) песчаного наполнителя галечников четырех слоев пачки 5 разреза Косая Степь-3 в сопоставлении с гальками этой же пачки и цемента юрских конгломератов. Условные обозначения слоев соответствуют обозначениям рис. 13. Значения европиевой аномалии (Eu/Eu*) рассчитываются как разность измеренной концентрации Eu по отношению к соседним РЗЭ: Eu–(Sm+Gd)/2.

Fig. 15. Variations in the REE sum (*a*), Eu/Eu^* (*b*), and Th/Co ratio (*c*) of the sandy filler of pebbles of four layers of unit 5 of the Kosaya Step-3 section in comparison with pebbles of the same unit and cement from Jurassic conglomerates. Symbols of the layers are as in Fig. 13. Values of the europium anomaly (Eu/Eu^*) are calculated as the difference in the measured concentration of Eu relative to neighboring REE: Eu-(Sm+Gd)/2.

На диаграмме Co–Th–Zr/10 (рис. 16) фигуративные точки песчаного наполнителя галечников пачки 5 разреза Косая Степь-3 распределяются вдоль линии Th/Zr = 0.1, на которой, вблизи угла Co, находится точка гальки MGal-18. Фигуративные точки гальки в основном распределяются вдоль линии Th/Co = 5. Наиболее продвинуты к ториевому углу диаграммы точки MGal-3 и MGal-9. Часть точек, включая точку MGal-13, располагается на линии Th/Co = 1. Точки и фигуративные поля цемента юрских конгломератов в общем концентрируются вдоль линии Th/Co = 2 и ниже нее. Тренды цемента юрских конгломератов и наполнителя плиоценовых галечников сходятся на пересечении линий Th/Co = 2 и Th/Zr = 0.1. Совокупность точек наполнителя плиоценовых галечников характеризует возрастание роли Co, совокупность точек цемента юрских конгломератов – возрастание роли Zr.



Рис. 16. Сопоставление песчаного наполнителя галечников четырех слоев галечниковой пачки разреза Косая Степь-3 с гальками этой же пачки и цементом юрских конгломератов на диаграмме Co – Th – Zr/10. Для построения диаграммы использованы данные авторов. Диапазоны состава цемента из конгломератов района Больших Котов, рч. Никитина и скв. Л-3 (Листвянка) показаны по данным (Akulov et al., 2021).

Fig. 16. Comparison of the sandy filler of the pebbles of four layers of the pebble member of the Kosaya Step-3 section with pebbles from the same unit and cement from Jurassic conglomerates on the Co - Th - Zr/10 diagram. The authors' data are used to construct the diagram. Ranges of cement composition from conglomerates of Bolshie Koty, Nikitin creek, and well L-3 (Listvyanka) are shown after (Akulov et al., 2021).

Обсуждение

Источники обломочного материала нижнекотовской подсвиты

В работе (Олиферовский и др., 2022) был показан ограниченный (плюмазитовый) состав трахидацит-риолитовых галек нижнекотовской подсвиты, обнаженной на берегу Байкала, что исключает вероятность их происхождения за счет размыва пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя территории Забайкалья, среди которых существенную роль играют агпаитовые разности. Широкое распространение среднеюрских трахидацитвулканоплутонических риолитовых комплексов на территории Забайкалья не способствует однозначному решению вопроса об источнике трахидацит-риолитовых галек. В качестве вероятных источников трахидацит-риолитовых галек нижнекотовской подсвиты рассматривались вулканоплутонические комплексы среднеюрского возраста, расположенные вблизи обнажений нижнекотовской подсвиты и удаленные от них на расстояние 250-500 км и дальше. В случае ближнего источника, галечный материал не мог подвергаться плотностной сепарации, поэтому разрушенный эрозией среднеюрский вулканоплутонический комплекс должен был состоять из пород среднего-кислого состава. В случае удаленного источника, плотностная дифференциация в речном потоке обеспечивала задержку трахибазальтовых галек и продвижение трахидацитриолитовых галек в предгорную часть Ангаро-Котинской впадины.

По составу обломочного материала в гальках и цементе нижнекотовская подсвита составляет финальный стратон иркутской серии, которая характеризуется широким интервалом составов галечников, в том числе, содержащих щелочные темноцветные

минералы (Семейкина, 1980; Скобло и др., 2001). Наличие таких минералов в шлифах может свидетельствовать об агпаитовом составе галечников нижней и средней частей разреза Ангаро-Котинской впадины. В финальном (котовском) стратоне находятся трахидацит-риолитовые гальки только плюмазитового состава.

Источники обломочного материала манзурского аллювия

В средней части долины Пра-Манзурки обнаружены трахидацит-риолитовые гальки исключительно плюмазитового состава. Отсутствие галек с агпаитовой характеристикой накладывает ограничения на источники обломочного материала манзурского аллювия. Частичное сходство состава галек из юрских конгломератов и плиоценовых галечников, в общем подтверждает гипотезу (Логачев и др., 1964) о проецировании юрских галек с поднимающегося Приморского хребта в манзурский аллювий.

Однако в манзурском аллювии встречаются гальки, отличающиеся по составу от галек изученных обнажений юрских конгломератов. Галька MGal-13 имеет дацитовый (известково-щелочной) состав, подобный составу гранитов Ангаро-Витимского батолита (возраст 330-310 млн лет). В манзурском аллювии выделяется группа дацитриолитовых галек с повышенным отношением FeOобщ./MgO, не характерным для изученных юрских галек. Наконец, галька MGal-18 существенно обогащена кобальтом, что также не характерно для изученных юрских галек. Наличие таких галек отражает их поступление в манзурский аллювий из дополнительного источника (рис. 17), который на данном этапе исследования пока не определен.



Рис. 17. Схема поступления обломочного материала в долину Пра-Манзурки из юрских конгломератов при поднятии Приморского хребта и из дополнительного источника с Th/Co аномалией.

Fig. 17. Scheme of entry of clastic material into the Pra-Manzurka valley from Jurassic conglomerates during uplift of the Primorsky Range and from another source with a Th/Co anomaly.

Сравнительный анализ состава цемента юрских конгломератов и песчаного наполнителя плиоценовых галечников показывает частичное сходство этого мелкообломочного материала. Песчаный наполнитель молодых галечников имеет Th/Co аномалию, тогда как цемент более древних конгломератов такой аномалии не имеет.

Обр. 112 отличается от других образцов пачки 5 разреза Косая Степь-3 самым низким содержанием SiO₂ (см. рис. 15), минимальным отношением K₂O/Na₂O, аномально высокими содержаниями FeO_{общ.}, и P₂O₅, самыми высокими значениями CIA, TM, ГМ и ППП (см. рис. 14). Материал обр. 112 претерпел наиболее сильное выветривание. Снижение в нем роли SiO₂ и K₂O (по отношению к Na₂O) связано с неустойчивостью к выветриванию калиевого полевого шпата. Аномальное обогащение FeO_{общ.} над слоем 1 с высоким отношением Fe₂O₃/FeO отражает концентрирование железа на верхней границе этого слоя в субаридных климатических условиях. Представляет интерес также сопутствующее железу избыточное концентрирование P₂O₅ на верхней границе слоя 1.

Заключение

На северо-западном берегу Байкала впервые проведена общая оценка вклада среднеюрского обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-Манзурки на основе сравнительного анализа состава среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений. Выбраны объекты, удаленные друг от друга на расстояние около 150 км. Юрских конгломератов, расположенных ближе к долине Пра-Манзурки, не известно.

В манзурском аллювии средней части долины Пра-Манзурки обнаружены единичные трахидацит-риолитовые гальки, которые можно относить к размытым юрским конгломератам. Установлена существенная роль галек из других источников.

В составе мелкообломочного наполнителя манзурских галечников выявлены литогеохимические признаки вероятного присутствия в нем материала цемента юрских конгломератов. Наиболее показательна в этом отношении отрицательная Eu-аномалия, характерная не только для песчаного связующего материала юрских конгломератов и плиоценовых галечников, но и для трахидацит-риолитовых галек разновозрастных стратонов. Переход песчаного наполнителя к положительной Eu-аномалии может служить показателем возрастания роли материала, поступающего из источника метаморфических пород. Особенность источника (или источников) песчаного наполнителя манзур-
ских галечников проявляется в Th/Co аномалии.

Нерешенные вопросы

Более конкретная идентификация порций юрского материала В плиоценплейстоценовых галечниках будет выполнена при сравнительном анализе состава галек и связующей мелкообломочной составляющей среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений обломочного материала Приморского хребта и аллювия южной (приголоустенской) части долины Пра-Манзурки. Предполагается вовлечение в работу галек и связующего материала разновозрастных пород, содержащих до 70 % вишневых трахидацит-риолитовых галек (Логачев и др., 1964). В этом случае, может быть получено более близкое соответствие состава манзурского аллювия источнику юрских конгломератов.

Указание на то, что гальки эффузивов содержатся в харбатовском горизонте манзурского аллювия (Трофимов и др., 1995), который образовался несколько позже бугульдейского (рис. 7), требует проведения дополнительных наблюдений и опробования харбатовских галек. Действительно ли они имеют трахидацит-риолитовый состав, или состав эффузивов не имеет отношения к галькам эффузивов из юрских конгломератов?

Вклад авторов

На обнажениях манзурского аллювия и конгломератах района Листвянки ежегодно проводятся учебные практики студентов 1го курса геологического факультета Иркутского государственного университета, а на юрских конгломератах района Больших Котов - учебные геологические практики студентов 2-го курса (Коваленко, 2016). Авторами решалась образовательная задача подготовки статьи от постановки цели и задач исследования, отбора образцов из обнажений с участием студентов на учебной практике через выполнение аналитических работ и интерпретацию полученных данных до подготовки и оформления коллективной статьи в рамках проведения магистерского курса 2023 г. «Подготовка, оформление и представление результатов научноисследовательских и научнопроизводственных работ».

Благодарности

Аналитические исследования пород галек проводились в рамках работ Совместной лаборатории инженерной и динамической геологии Иркутского государственного университета и Института земной коры СО РАН. Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500се ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск (измерения А.П. Чебыкина). Петрогенные оксиды пород определялись химиками–аналитиками Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко, микроэлементы – М.Е. Марковой в ИЗК СО РАН.

Литература

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А., Ивановский Л.Н., Кейда Э.П., Снытко В.А. Возраст моласс Южно-Байкальской впадины и этапность необайкальской фазы рифтогенеза // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1975. С.44–45.

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А. Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Изд-во «Наука». Сибирское отделение, 1980. С. 81–98.

Адаменко Р.С. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 43. С. 136–145.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 156 с.

Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Магнитобиостатиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Д.Востока. Новосибирск, 1976. С. 59–74.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Во-

сточной Сибири. М.: Госпотехиздат, 1959. С. 465-474.

Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба // М.: Изд-во «Наука», 1976. 134 с.

Коваленко С.Н. Учебная полевая практика по геологической съемке на Байкале: учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2016. 183 с.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.

Кононов Е.Е. О новых данных по проблеме Пра-Манзурского канала стока байкальских вод // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 2 (55). С. 116–128.

Кононов Е.Е., Мац В.Д. История стока озера Байкал // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.

Кононов Е.Е., Хлыстов О.М. О возрасте глубоководного Байкала // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 118–129.

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

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во «Наука», 1964. 195 с.

Лопатин Д.В. Трансбайкальская гидросистема плейстоцена // Геоморфология. 2016. № 2. С. 113–119.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Древние долины Западного Прибайкалья в связи с проблемой образования Байкала // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. Ч.2. С. 101–103.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, выл. 1. С. 58–67.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.

Олиферовский Р.В., Седунова Е.А., Шаметова И.Б., Башкирцев А.В., Данилин Д.А., Монгуш А.Р., Коваленко С.Н., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Рассказов С.В. Источник трахидацит-риолитовых галек среднеюрских конгломератов на северо-западном берегу Байкала: сопоставление галек с породами магматических комплексов верхнего палеозоя и мезозоя Забайкалья // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 53–79. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.53

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мазилов В.М., Климанова В.М., Рыбаков В.Г. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Изд-во «Наука». Сибирское отделение, 1976. 160 с.

Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1941. Т. XIX (1). С. 65–79.

Попова С.М. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи Северо-Западного Прибайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 252– 258.

Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 186 с.

Путеводитель экскурсий А-13, С-13 (Прибайкалье) / Логачев Н.А., Адаменко О.М., Аксенов М.П., Базаров Д.Б., Белова В.А., Воробьева Г.А., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Ербаева М.А., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Мац В.Д., Медведев Г.И., Орлова Л.А., Осадчий С.С., Панычев В.А., Плешанов С.П., Покатилов А.Г., Попова С.М., Рассказов С.В., Ромазина А.А., Савельев Н.А., Свинин В.В., Сизиков А.М., Фирсов Л.В., Шимараева М.К. XI Конгресс ИНКВА. М.: Наука, 1981. 42 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А., Митькин Д.Ю., Федин А.Ю. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 117–127.

Семейкина Л. К. Петрографический состав галек конгломератов и расчленение юрских грубообломочных отложений в юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к гос. геол. картам (тез. докл.). ВостСибНИИГГиМС. Иркутск. 1980. С. 130– 131. Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина И.В., Руднев А.Ф. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.

Титов В.В., Тесаков А.С. Фаунистические ассоциации и палеоэкология Приазовья и сопредельных регионов в плейстоцене / Ранний и средний палеолит Приазовья: современное состояние исследований; под ред. А.К. Очередного, В.В. Титова. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2022. С. 27–40. DOI: 10.23885/978-5-4358-0227-6-2022-27-40

Трофимов А.Г. Палеопотамологический анализ манзурской толщи Западного Прибайкалья // Геолого-геоморфологические аспекты водохозяйственных проблем Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. С. 100–104.

Трофимов А.Г., Малаева Е.М., Куликов О.А., Попова С.М., Куланина Н.В., Шибанова И.В., Уфимцев Г.Ф. Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии). Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 1995. 50 с.

Уфимцев Г.Ф., Кулагина Н.В., Щетников А.А., Фогт Т. Древние долины западного побережья Среднего Байкала // Геология и геофизика. 2000. Т. 44. № 7. С. 983–989.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Akulov N.I., Melnikov A.I., Shtelmakh S.I., Akulova V.V., Hearn P.P. A geochemical and lithological correlation of lower Jurassic conglomerates in the area surrounding the Lake Baikal rift zone: an improved reconstruction of the region's palaeogeographic and tectonic evolution // International Geology Review. 2021. V. 64, No. 1. P. 1–16. DOI: 10.1080/00206814.2020.1836683

Cullers R. L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo // Chemical Geology. 2002. V.191. № 4. P. 305–327.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Kononov E.E., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Tregub T.F., Kulagina N.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. The main structural reorganization of the South Baikal Basin: Early Pliocene initiation of strong tectonic deformations and the Lena runoff from Lake Baikal // Limnology and Freshwater Biology 2020 (1): 332–334

Tomilov B.V. Age of Pleistocene Baikal formation // International project on paleolimnology and Late Cenozoic climate. JPPCCE News letters. 1996. No. 9. P. 34–40.

References

Adamenko O.M., Adamenko R.S., Belova V.A., Ivanovsky L.N., Keida E.P., Snytko V.A. Age of molasse of the South Baikal depression and stages of the Neo-Baikal phase of rifting // Problems of rifting (materials for the symposium on the rift zones of the Earth). Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 1975. P. 44–45.

Adamenko O.M., Adamenko R.S., Kulchitsky A.A. Reference sections and fauna of small mammals of the Eopleistocene deposits of the Baikal region // Kochkovsky horizon of Western Siberia and its age analogues in adjacent areas. Novosibirsk: Publishing house "Science". Siberian Branch, 1980. P. 81–98.

Adamenko R.S. Late Pliocene small mammals from new localities in the upper reaches of the Lena // Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. 1975. No. 43. P. 136–145.

AkulovN.I., MelnikovA.I., Shtelmakh S.I., Akulova V.V., Hearn P.P. A geochemical and lithological correlation of lower Jurassic conglomerates in the area surrounding the Lake Baikal rift zone: an improved reconstruction of the region's palaeogeographic and tectonic evolution // International Geology Review. 2021. V. 64, No. 1. P. 1–16. DOI: 10.1080/00206814.2020.1836683 Belova V.A. Vegetation and climate of the late Cenozoic in the south of Eastern Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1985. 156 p.

Cullers R. L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo // Chemical Geology. 2002. V.191. No. 4. P. 305–327.

Gnibidenko Z.N., Adamenko O.M. Magnetobiostatigraphic section of the Upper Pliocene deposits of the Baikal region // Paleomagnetism of the Mesozoic and Cenozoic of Siberia and the Far East. Novosibirsk, 1976. P. 59–74.

Kovalenko S.N. Educational field practice on geological surveying at the Baikal: a textbook. Ir-kutsk: ISU Publishing House, 2016. 183 p.

Kononov E.E. Baikal. Aspects of paleogeographic history. Irkutsk, 2005. 125 p.

Kononov E.E. On new data on the problem of the Pra-Manzurka drainage canal Baikal waters // News of the Siberian Branch of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, prospecting and exploration of ore deposits. 2016. Vol. 2, No. 55. P. 116–128.

Kononov E.E., Mats V.D. History of the flow of Lake Baikal // Izv. Universities. Geology and exploration. 1986. No. 6. P. 91–98.

Kononov E.E., Khlystov O.M. About the age of deep-sea Baikal // News of the Siberian Branch of the Section of Geosciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, exploration and development of mineral deposits. 2017. Vol. 40, No. 4. P. 118–129.

Logatchev N.A. Sayan-Baikal Stanovoe Highlands // Highlands of the Baikal region and Transbaikalia. Moscow: Nauka, 1974. P. 7–163.

Logatchev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheater. Moscow: Publishing house "Nauka", 1964. 195 p.

Lopatin D.V. Transbaikal hydraulic system of the Pleistocene // Geomorphology. 2016. No. 2. P. 113–119.

Lopatin D.V., Tomilov B.V. Ancient valleys of the Western Baikal region in connection with the problem of the formation of the Baikal // River systems and reclamation. Novosibirsk, 1977. Part 2. P. 101–103.

Lopatin D.V., Tomilov B.V. Age of Baikal // Bulletin of St. Petersburg State University. Ser. 7, 2004, Issue 1. P. 58–67. Migdisov A.A. On the ratio of titanium and aluminum in sedimentary rocks // Geochemistry. 1960. No. 2. P. 149–163.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Oliferovsky R.V., Sedunova E.A., Shametova I.B., Bashkirtsev A.V., Danilin D.A., Mongush A.R., Kovalenko S.N., Yasnygina T.A., Chuvashova I S.S., Saranina E.V., Rasskazov S.V. Source of trachydacite-rhyolite pebbles of Middle Jurassic conglomerates on the northwestern shore of Lake Baikal: comparison of pebbles with rocks of igneous complexes of the Upper Paleozoic and Mesozoic of Transbaikalia // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 53–79. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.53

Pavlov S.F., Kashik S.A., Lomonosova T.K., Mazilov V.M., Klimanova V.M., Rybakov V.G. Cenozoic weathering crusts and sedimentary formations of the Western Baikal region. Novosibirsk: Publishing house "Science". Siberian Branch, 1976. 160 p.

Pavlovsky E.V., Frolova N.V. Ancient valleys of the Lena-Angara-Baikal watershed // Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geol. Section. 1941. Vol. XIX, No. 1. P. 65–79.

Popova S.M. Eopleistocene continental mollusks of the Anga sequence of the North-Western Baikal region // Mesozoic and Cenozoic lakes of Siberia. Moscow: Nauka, 1968. P. 252–258.

Popova S.M. Cenozoic continental malacofauna of southern Siberia and adjacent territories. Moscow: Nauka, 1981. 186 p.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Kononov E.E., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Tregub T.F., Kulagina N.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. The main structural reorganization of the South Baikal Basin: Early Pliocene initiation of strong tectonic deformations and the Lena runoff from Lake Baikal // Limnology and Freshwater Biology 2020 (1): 332–334

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Usoltseva M.V., Rudneva N.A., Mitkin D.Yu., Fedin A.Yu. Pyroclastics as an indicator of the uplift of the Ikat ridge relative to the Barguzin depression of the Baikal rift zone // Geography and Natural Resources. 2016. No. 5. P. 117–127.

Guide to excursions A-13, C-13 (Baikal region) / Logatchev N.A., Adamenko O.M., Aksenov M.P., Bazarov D.B., Belova V.A., Vorobyova G.A., Galkin V.I., Goldyrev G.S., Endrikhinsky A.S., Erbaeva M.A., Kononov E.E., Kravchinsky A.Ya., Kulagina N.V., Mats V.D., Medvedev G. I., Orlova L.A., Osadchiy S.S., Panychev V.A., Pleshanov S.P., Pokatilov A.G., Popova S.M., Rasskazov S.V., Romazina A.A., Savelyev N.A., Svinin V.V., Sizikov A.M., Firsov L.V., Shimaraeva M.K. XI Congress of INQUA. Moscow: Nauka, 1981. 42 p.

Semeykina L.K. Petrographic composition of conglomerate pebbles and subdivision of Jurassic coarse clastic deposits in the southeastern part of the Irkutsk coal-bearing basin //Problem of ages of geological formations in Southern Siberia and directions of its decisions with aim of creation of legends for geological maps (abstracts of reports). East Siberian Scientific Institute of Geology, Geophysics, and Mineral Recources: Irkutsk. 1980, P. 130–131.

Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Open file report. Institute of the Earth's Crust SB AS USSR: Irkutsk, 1985. 50 p.

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

Tauson L.V., Antipin V.S., Zakharov M.N., Zubkov V.S. Geochemistry of Mesozoic latites in Transbaikalia. Novosibirsk: Nauka, 1984. 215 p.

Titov V.V., Tesakov A.S. Faunal associations and paleoecology of the Azov region and adjacent regions in the Pleistocene / Early and Middle Paleolithic of the Azov region: current state of research; edited by A.K. Ocherednoy, V.V. Titov. Rostov-on-Don: Publishing house of the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2022. P. 27–40. DOI: 10.23885/978-5-4358-0227-6-2022-27-40

Tomilov B.V. Age of Pleistocene Baikal formation // International project on paleolimnology and Late Cenozoic climate. JPPCCE News letters. 1996. No. 9. P. 34–40.

Trofimov A.G. Paleopotamological analysis of the Manzurka strata of the Western Baikal region // Geological and geomorphological aspects of water management problems of Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1990. P. 100–104.

Trofimov A.G., Malaeva E.M., Kulikov O.A., Popova S.M., Kulanina N.V., Shibanova I.V., Ufimtsev G.F. Manzurka alluvium (materials on geology and paleogeography). Irkutsk, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 1995. 50 p. Ufimtsev G.F., Kulagina N.V., Shchetnikov A.A., Vogt T. Ancient valleys of the western coast of Middle Baikal // Geology and Geophysics. 2000. Vol. 44, No. 7. P. 983–989.

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti in standard samples of the DV series by ICP-MS // Zavodskaya lab. Materials diagnostics. 2015. V. 81, No. 2. P. 10–20.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. Fundamentals of lithochemistry. St. Petersburg: Nauka, 2000. 497 p.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar: Geoprint, 2011. 742 p.

Zamaraev S.M., Samsonov V.V. Geological structure and oil and gas potential of the Selenga depression // Geology and oil and gas potential of Eastern Siberia. Moscow: Gospotehizdat, 1959. P. 465–474.

Zamaraev S.M., Adamenko O.M., Ryazanov G.V., Kulchitsky A.A., Adamenko R.S., Vikentyeva N.M. Structure and history of the development of the Pre-Baikal foothill basin // Moscow: Publishing house "Nauka", 1976. 134 p.

Монгуш Алсу Рахметовна,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, тел.: 89842769474, email: alsumongush@mail.ru. **Mongush Alsu Rakhmetovna,** 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course

email: alsumongush@mail.ru.

Бокарева Анастасия Александровна,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: nastiita@rambler.ru. **Bokareva Anastasiya Akexandrovna,** 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: nastiita@rambler.ru.

Подлинов Алексей Николаевич,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, teл.: 89842769474, email: podlinov8@mail.ru. **Podlinov Alexey Nikolaevich,** 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: podlinov8@mail.ru.

Прокопчик Владимир Владимирович,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: prokopchk3829@mail.ru. **Prokopchik Vladimir Vladimirovich,** 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: prokopchk3829@mail.ru.

Риттер Владислав Станиславович,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: vlad.ritter00@mail.ru. Ritter Vladislav Stanislavovich, 664003 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: vlad.ritter00@mail.ru.

Максимов Никита Михайлович,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: nikitajro1@mail.ru. **Maksimov Nikita Mikhailovich,** 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: nikitajro1@mail.ru.

Калинин Вячеслав Сергеевич,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: slavochka_kalinin_00@mail.ru. Kalinin Vyacheslav Sergeevich, 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: slavochka_kalinin_00@mail.ru.

Зарипов Максим Сергеевич,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: zarypov.2000@mail.ru. Zaripov Maxim Sergeevich 664003 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: zarypov.2000@mail.ru.

Дамбаев Содном Амагаланович,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант второго курса, email: sodadambaev13@gmail.com. Dambaev Sodnom Amagalanovich, 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student of the second course, email: sodadambaev13@gmail.com.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru. Kovalenko Sergei Nikolaevich, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Dynamic Geologychair, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51–16–59, email: ty@crust.irk.ru. Yasnygina Tatyana Alexandrovna, candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, tel.: (3952) 51–16–59, email: ty@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук. 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доцент кафедры динамической геологии, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51-16-59, email: chuvashova@crust.irk.ru. Chuvashova Irina Sergeevna, candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Dynamic Geology chair, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher. tel.: (3952) 51-16-59, email: chuvashova@crust.irk.ru.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, email: e_v_sar@mail.ru. Saranina Elena Vladimirovna, candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Engineer, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Lead Engineer, 664033 Irkutsk, Favorskiy str., 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, email: e_v_sar@mail.ru. 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 геохронологии, тел.: (3952) 51-16-59, email: rassk@crust.irk.ru. Rasskazov Sergei Vasilievich, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, 664025 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Chair, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 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.

УДК 552.5:552.3(571.5) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.82

Отложения верхнего миоцена-плиоцена Пра-Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного материала через Южно-Байкальскую впадину

С.В. Рассказов^{1,2}, С.А. Решетова³, Т.А. Ясныгина², И.С. Чувашова^{1,2}, Е.В. Саранина^{2,3}, М.Н. Рубцова², А. Аль Хамуд², А. Хассан^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Приводится характеристика верхнемиоценовых-плиоценовых отложений Аносовского разреза на южном побережье Байкала. В отложениях нижней (верхнемиоценовой) толщи устанавливается Co/Th аномалия. Предполагается, что аносовские отложения с Co/Th аномалией служили одним из источников аллювия долины Пра-Манзурки на его северо-западном побережье.

Ключевые слова: Байкал, миоцен, плиоцен, манзурский аллювий, аносовская свита.

Upper Miocene-Pliocene Sediments of Pra-Anosovka as Source of Pra-Manzurka Alluvium: Before-Baikalian Transfer of Clastic Material through the South Baikal Basin

S.V. Rasskazov^{1,2}, S.A. Reshetova³, T.A. Yasnygina², I.S. Chuvashova^{1,2}, E.V. Saranina^{2,3}, M.N. Rubtsova², A. Al Hamoud², A. Hassan^{1,2}

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ²Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia ³A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The Upper Miocene-Pliocene sediments of the Anosovka section are described on the southern coast of Lake Baikal. In the lower (Upper Miocene) stratum of the sediments, a Co/Th anomaly is detected. It is proposed that the Pra-Anosovka sedimentary material with the Co/Th anomaly served as one of the sources for alluvium in the Pra-Manzurka valley on its northwestern coast.

Keywords: Baikal, Miocene, Pliocene, Manzur alluvium, Anosovskaya formation.

Постановка вопроса

Гипотеза о проецировании материала юрских конгломератов в аллювий плиоценэоплейстоценовой долины Пра-Манзурки с поднимающегося Приморского хребта (Логачев и др., 1964) подтверждается сходством литогеохимических характеристик молодых отложений южного и северного побережий Байкала (Аль Хамуд и др., 2022). В юрских конгломератах северного побережья и плиоценовых галечниках средней части долины Пра-Манзурки этой же территории, однако, устанавливаются различные Th/Co отношения, свидетельствующие о присутствии в манзурском аллювии примеси материала, отличающегося от материала юрских конгломератов (Монгуш и др., 2023). Обнаружение Th/Co аномалии в манзурском аллювии ставит вопрос о поисках ее источника.

В настоящей работе приводится общая характеристика осадочных отложений Пра-Аносовки в Осиновской долине Танхойской тектонической ступени южного побережья Байкала (Рассказов и др., 2014) с определением в них Th/Co аномалии, которая, как предполагается, могла служить источником примеси Th/Co-аномального состава в отложениях долины Пра-Манзурки.

Геологические условия образования Th/Co аномалии в отложениях южного побережья Байкала – Аносовский разрез

Общая характеристика разреза

Разрез в обнажении левого борта р. Аносовки (рис. 1) рассматривался как стратотип аносовской свиты в схеме стратиграфии осадочного наполнения впадин Байкальской рифтовой зоны (Решения..., 1981; Базаров, 1986; Мазилов и др., 1972; Логачев, 1974; Рассказов и др., 2014). В основании осадочной толщи этого обнажения, однако, отмечались синие глины, содержащие споры и пыльцу позднего миоцена (Мац и др., 1985; Мац и др., 2001). Характеристика этого разреза до настоящего времени в опубликованной литературе отсутствует.



Рис. 1. Местоположение Аносовского разреза в 400 м от федеральной трассы Иркутск–Улан-Удэ.

Fig. 1. The location of the Anosovka section in distance over 400 m from the Irkutsk–Ulan-Ude federal highway.

В обнажении наблюдаются две толщи (рис. 2).

Нижняя толща, глинистая, представлена пачками 1–3 (снизу вверх):

Пачка 1 (интервал 0–4 м, обр. An-1–An-5) – глина, синяя, однородная, без видимой слоистости;

Пачка 2 (интервал 4–8 м, обр. Ап-6–Ап-9) – глина, зеленовато-коричневая, светло-коричневая;

Пачка 3 (интервал 8–16 м, обр. An-10–An-14) – в основании пачки находится прослой песка мелкозернистого, охристого с хорошо окатанной мелкой галькой. Пачка сложена алевритом, светло-коричневым, переходящим выше по разрезу в ритмичное переслаивание алеврита светло- и темнокоричневого цвета. В верхней части алеврит приобретает голубовато-коричневые тона. Пачка венчается 20-сантиметровым слоем голубоватого алеврита, насыщенного гравелистым материалом.

Верхняя толща, песчано-галечниковая, представлена пачками 5–7:

Пачка 4 (интервал 16–20 м, обр. An-15– An-16) – галечник, мелкий и песок, желтовато-серый, бурый, преимущественно крупнозернистый;

Пачка 5 (интервал 20–22 м, обр. An-17) отделяется от нижележащей пачки 2-

сантиметровым марганцевым прослоем. Пачка сложена песком, охристым, среднекрупнозернистым;

Пачка 6 (интервал 22–35 м, обр. An-18– An-23) – переслаивание мелких галечников и песков, светло- и темно-коричневых, средне-крупнозернистых;

Пачка 7 (интервал 35–40 м) сложена галечником с наполнителем песка, темносерого, крупнозернистого до гравелистого.



Рис. 2. Строение Аносовского разреза. **Fig. 2.** Structure of the Anosovka section.

Методика исследований осадочных отложений

Определения петрогенных оксидов в породах выполнялись методом «мокрой химии». Просушиванием пробы при температуре 105 °C удалялась гигроскопическая вода (H₂O⁻) и прокаливанием при температуре 950 °C – другие летучие компоненты (потери при прокаливании, ППП). Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал (Сизых, 1985). Микроэлементный состав пород определялся методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП-МС) на приборе Agilent 7500се. Методика охарактеризована в работе (Ясныгина и др., 2015).

Минералогический состав глинистых фракций определялся рентгенофазовым и электронно-микроскопическим методами. Рентгенофазовый анализ выполнялся методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.0. Для идентификации глинистых минералов подготавливался ориентированный материал пробы осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550° в течение 3-х часов и насыщением этиленгликолем (Рентгеновские методы..., 1965). В расчётах по корундовым числам методом RIR (Hubbard, Snyder, 1988) получались данные полуколичественного анализа фаз порошковых Электроннопроб.

микроскопический анализ выполнялся на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Quanta-200 FEI Company с ЭДСспектрометром. Метод позволяет выполнять исследования на небольшом образце в широком диапазоне увеличений от оптических (увеличение ×10) до электронно-оптических (увеличение ×50 000 и более).

Для гранулометрического анализа отбирались пробы весом не менее 500 г (точность весов 0.01 г). Пробы рассеивались на стандартном наборе строительных сит КСИ (40; 20; 10; 5; 2.5; 1.25; 0.63; 0.315; 0.14). Согласно расситовке получались фракции (>40; 40–20; 20–10; 10–5; 5–2.5; 2.5–1.25; 1.25–0.63; 0.63–0.315; 0.315–0.14; <0.14), предназначенные для определения зернового состава отдельных фракций щебня (гальки) и гравия по ГОСТ 8269.0–97, песка и глинистых частиц по ГОСТ 8735–88. На основании результатов гранулометрического состава рассчитывалось содержание каждой фракции (%).

Палинологический анализ проводился с помощью светового микроскопа Zeiss Axiolab при увеличении 400х и 630х раз по стандартной методике. Объем пыльцы групп растительности и каждого таксона рассчитывался от общего числа в спектре. Название палинозоны давалось по характерным таксонам и доминантам, которые указывались в порядке возрастания слева направо.

Гранулометрический состав отложений

Нижняя толща представлена плотными синими глинами, алевритами и алевритовыми песками. Содержание глинистой фракции (табл. 1) в исследуемых отложениях по данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образца составляет (%): 19.3 (An-2) и 10.9 (An-7). Количество пылеватой фракции достигает максимальных значений: 72.5 % - в первом образце (An-2) и 77.2 % - во втором (An-7). По классификации В.В. Охотина (классификация глинистых пород по гранулометрическому составу), породы имеют следующие наименования: глина песчаная пылеватая (An-2) и глина сильно песчаная пылеватая (An-7).

Таблица 1

Результаты гранулометрического анализа глинистых отложений из Аносовского разреза

Table 1

Nº	Содержание фракций, %					Тип отложений
образца	0.5-0.25	0.25-	0.05-	0.01-	< 0.002	
		0.05	0.01	0.002	MM	
A == 2	4.2	<u>4.0</u>	<u>54.2</u>	<u>18.3</u>	<u>19.3</u>	Глина песчаная пылеватая
An-2	2.8	3.1	51.4	16.6	26.1	(средняя пылеватая)
A 7	2.1	<u>9.7</u>	<u>58.0</u>	<u>19.3</u>	<u>10.9</u>	Глина сильно песчаная пылева-
An-/	1.8	4.3	48.1	24.5	21.3	тая (легкая пылеватая)

Results of granulometric analysis of clay sediments from the Anosovka section

Результаты гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образца позволяют судить о реальной глинистости отложений. Содержание глинистой фракции в представленных образцах составляет 26.1 и 21.3 %, что соответствует в обоих случаях (An-2 и An-7) глине песчанистой пылеватой.

Верхняя толща, представленная охристым, горизонтально-слоистым грубообломочным материалом, имеет пестрый литологический состав от среднезернистых песков (х*=0.43 мм) до мелкой гальки (х*=17.82 мм) (рис. 3а). По коэффициенту вариации (v=0.82–1.87) (рис. 3 б) определяется аллювиальное происхождение толщи.



Рис. 3. Гранулометрические параметры отложений верхней толщи Аносовского разреза: а – средневзвешенный диаметр частиц х*, б – коэффициента вариации v.

Fig. 3. Granulometric parameters of sediments of the upper strata in the Anosovka section: a – weighted average diameter of particles x^* , δ – coefficient of variation v.

Минеральный состав нижней толщи

В табл. 2 представлены результаты рентгенофазового анализа обр. Ап-3, Ап-6 и Ап-8 из нижней толщи Аносовского разреза.

Таблица 2

Соотношение основных минералов отложений нижней толщи Аносовского разреза по данным рентгенофазового анализа

Table 2

The ratio of the main minerals of sediments of the lower strata in the Anosovka section from X-ray phase analysis

	Содержание минералов в породе, %							
Пачка	Номер об- разца*	Кварц	Плагиоклаз	Каолинит	Гидрослюда	Хлорит	Вермикулит	
2	An-8	50	25	—	7	15	3	
2	An-6	60	23	5	5	5	2	
1	An-3	50	25	5	15	5	+	

В отложениях толщи преобладает терригенная фракция, среднее из четырех определений – 77.6 % (кварц – 53.3 %, плагиоклаз – 24.3 %) (табл. 3) при низком содержании глинистых минералов (22.3 %). Глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и вермикулитом (кроме обр. An-8, в котором каолинит отсутствует).

Таблица 3

Результаты статистической обработки данных минерального состава отложений нижней толщи Аносовского разреза

Table 3

Results of statistical processing of data on the mineral composition of sediments of the lower strata in the Anosovka section

Статистические парамет-	Содержание минералов, %					
ры	Кварц	Плагиоклаз	Глинистые минералы			
Верхнемиоценовые отложения (n=3)						
X _{cp.}	53.3	24.3	22.3			
σ	5.7	1.1	4.6			
V _{вар.}	11	5.0	21.0			

Примечание: X_{cp} – среднее значение содержания %; σ – стандартное отклонение; V_{вар} – коэффициент вариации, %; n – количество образцов.

Состав глинистых частиц обр. Ап-2 (синяя глина пачки 1) и Ап-7 (зеленоватокоричневая глина нижнего слоя пачки 2) исследовался методом СЭМ. В двух частицах обр. Ап-2 определена сульфатная сера (7.59– 10.42 %), а также небольшие концентрации красящих в синий цвет элементов: Со (0.14– 0.34 %) и Cd (0.48–0.55 %) (рис. 4).

Еще одна частица этого же образца в точке 3 показала низкую концентрацию серы (0.40 %) при концентрациях Со и Сd, соответственно, 0.22 и 0.15 % (рис. 5). Фосфор в этих частицах не обнаружен, поэтому присутствие фазы вивианита не предполагается. Синий красящий эффект связывается с примесью Со и Cd. В двух частицах обр. Ап-7 сера присутствует в ничтожно-малой концентрации (0.31–0.35 %) при измеряемой концентрации Со (до 0.38 %) (рис. 6).



Рис. 4. Результаты исследования частиц обр. Ап-2 синей глины методом СЭМ. *а*, *б* – точки 1 и 2 измерения; *в*, *г* – количественные соотношения элементов на 100 %.

Fig. 4. Results of the study of sample particles from sample An-2 blue clay by SEM. a, b – points 1 and 2 measurements; c, d – quantitative ratios of elements at 100%.



Рис. 5. Результаты исследования частицы обр. Ап-2 синей глины методом СЭМ. а – точка измерения; *б* – количественные соотношения элементов на 100 %. Видны фрагменты ископаемых диатомовых водорослей.

Fig. 5. Results of the study of sample particles from sample An-2 blue clay by SEM. a – measurement point; δ – quantitative ratios of elements at 100 %. Fragments of fossilized diatoms are visible.



Рис. 6. Результаты исследования частиц обр. Ап-7 зеленовато-коричневой глины методом СЭМ. На панелях. *а*, *б* – точки измерения; *в*, *г* – количественные соотношения элементов на 100 %.

Fig. 6. Results of the study of particles from sample An-7 greenish-brown clay by SEM. In panels *a*, δ – measurement points; *e*, *z* – quantitative ratios of elements at 100 %.

Палинологическое обоснование возраста отложений

На спорово-пыльцевой анализ из отложений Аносовского разреза отобрано 11 проб. Из образцов An-1–An-9 (пачки 1–2) выделены представительные спектры спор и пыльцы (более 500 экз.). По таксономическому и количественному составу они близки между собой, поэтому рассматриваются в пределах одной палинозоны *Taxodiaceae–Tsuga–Carya–Quercus–Ilex–Alnus–Picea–Pinus s/g Haploxylon* (рис. 7).



Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма осадочных отложений Аносовского разреза. На диаграмме с общим составом: треугольники – голосеменные, кружки – покрытосеменные и квадраты – споры. Условные обозн. см. рис. 2.

Fig. 7. Spore and pollen diagram of sedimentary deposits of the Anosovsky section. On the diagram with the general composition: triangles – gymnosperms, circles – angiosperms and squares – spores. Symbols are as in Fig. 2.

В спектрах доминирует пыльца покрытосеменных растений, составляя в среднем 44 %. Объемы пыльцы голосеменных растений не превышают 34 %, среди них преобладают зерна сосны *Pinus* s/g *Haploxylon*. Не более 10 % в спектрах содержится пыльцы ели *Picea* sp., сосны *P.s/g Diploxylon*, ольхи *Alnus* sp., менее 5 % пыльцы березы древесной *Betula* sect. *Albae*, лиственницы *Larix* sp., пихты *Abies* sp. Единичными экземплярами присутствует пыльца тсуги *Tsuga* sp. и широколиственных теплоумеренных родов: падуба *Ilex* sp. и дуба *Quercus* sp. Спорадически представлена пыльца липы *Tilia* sp., ле-

щины Corylus sp., каштана Castanea sp., ореха Juglans sp., а также гикори Carya sp., лапины Pterocarya sp. и пыльца Taxodiaceae. Кустарники составляют незначительную долю – 12 %, в их составе ива Salix sp., береза кустарниковая Betula sect. Nanae и ольховник Alnaster sp. Пыльцы трав 27 % (максимально до 39 % за счет пыльцы осоки Сурегаceae). Среди них преобладает пыльца злаковых Роаceae (10 %) и осоковых (7 %), полынь Artemisia sp. (3 %).

Остальные представлены единичными экземплярами семейств: вересковых Ericaceae, маревых Chenopodiaceae, лютиковых Ranunculaceae василистник *Thalictrum* sp., цикориевых Cichoriaceae, гераниевых Geraniaceae, гвоздичных Caryophyllaceae, сложноцветных Asteraceae и рода эфедры *Ephedra* sp. Спорадически встречается пыльца мареновых Rubiaceae, розоцветных Rosaceae, крестоцветных Brassicaceae, бобовых Fabaceae, зонтичных Apiaceae, в том числе володушки *Bupleurum* sp., валериановых Valerianaceae, кипрейных Onagraceae.

Постоянна в спектрах пыльца горца земноводного Polygonum amphibium L., редко пыльца рогоза *Турha* sp. Споры составляют 23 %. Среди них преобладает споры папоротников Polypodiaceae и сфагнового мха Sphagnum sp. Единично представлены различные плауны – булавовидный Lycopodium (L.), clavatum можжевельниковый L juniperoideum Sw. (Desv.), колючий L. pungens Le Pylaie., и баранец обыкновенный Huperzia selago (L.), споры гроздовника Botrychium sp., печеночных Riccia sp., бриевых Bryales sp. и меезиевых мхов Meesia sp. В образцах 6 и 9 появляются холодолюбивые споры плаунка сибирского Selaginella sibirica (Milde) Hieron. и плаунка плауновидного *Selaginella selaginoides* (L.) C. Mart.

Палинозона характеризует растительность позднего миоцена.

Выше по разрезу из образцов An-10, An-12, An-14, An-19, An-21 выделены единичные экземпляры пыльцевых зерен бореальных родов растений: березы, ели, ольхи, сосны; трав и спор, содержания которых недостаточно для проведения реконструкций.

Из образца An-17 (пачка 5) получен спорово-пыльцевой спектр, в котором более 500 ед. микрофоссилий *Corylus–Pinus* s/g *Diploxylon–Pinus* s/g *Haploxylon– Polypodiaceae*.

В его составе преобладают споры (57 %) и пыльца голосеменных растений (36 %), среди которых доминирует пыльца сосны Ріпия s/g Haploxylon (28%). Сопутствующими является пыльца сосны P.s/g Diploxylon (4%), пихты Abies sp. (3%), березы Betula sect. Albae (3%). Единичными экземплярами установлена пыльца ели Picea sp. Пыльцы кустарников в спектре содержится не более 4%, среди них – береза кустарниковая Betula sect. Nanae, ольховник Alnaster sp. и ива Salix sp. Объем пыльцы трав незначителен (4 %), среди которой: полынь Artemisia sp., злаковые Poaceae, осоковые Cyperaceae, маревые Chenopodiaceae, лютиковые Ranunculaceae, василистник Thalictrum sp., розоцветные Rosaceae, кипрейные Onagraceae и гвоздичные Caryophyllaceae.

Из широколиственных установлена только лещина Corylus sp. Среди спор (53 %) доминируют кочедыжниковые Polypodiaceae. единичными экземплярами установлены споры сфагнового мха Sphagnum sp., плаунов – булавовидного Lycopodium clavatum (L.), и можжевельникового L. juniperoideum Sw., (Desv.), гроздовника Botrychium sp. Peконструируются сосновые леса с участием пихты, ели, подлеском из кустарниковой березы, ивы, ольхи. Доминирование пыльцы Pinaceae, большое количество спор, отсутствие таксодиевых и единичные зерна лещины не противоречат времени накопления изученных отложений в плиоцене.

На факторной диаграмме, в пространстве факторов 1 и 3 (рис. 8), выделяются 2 группы спорово-пыльцевых спектров из осадочных отложений Аносовского разреза, отражающие основную изменчивость по фактору 1, отрицательные значения которого соответствуют компоненту елово-сосновых лесов с участием лиственницы, березы и ольхи, с незначительной примесью листопадных широколиственных теплоумеренных родов деревьев, мезофильных ореховых и редких Taxodiaceae в умеренно-прохладных климатических условиях позднего миоцена. Положительные значения фактора 1 и положительные и отрицательные значения фактора 3 свидетельствуют о доминировании бореальных видов деревьев сосны, пихты и березы, указывая на прохладные климатические условия плиоцена.

Группа 1 спектров верхнемиоценовых пачек 1 и 2 представлена фигуративными точками проб, рассредоточенных в квадрантах II и III, кроме одной пробы (An-3) смещенной в квадрант IV. Концентрированная группа 2 спектров пачек 3–6 плиоценовой толщи (включая пробу An-17)) смещена в квадранты IV и I.



Рис. 8. Факторные диаграммы спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений из Аносовского опорного разреза. Первый и третий факторы составили, соответственно, 59.9 и 32.8 % от суммарной изменчивости. Панель а – диаграмма образцов нижней (выделена серым цветом) и верхней (выделена розовым цветом) частей разреза. Панель δ – диаграмма переменных: древесные 1–11 (черного цвета): 1 – *Pinus sect. Cembrae*, 2 – *Corylus*, 3 – *Pinus sylvestris*, 4 – *Abies*, 5 – *Quercus*, 6 – *Larix*, 7 – *Juglans*, 8 – *Ilex*, 9 – *Castanea*, 10 – *Picea* sp., 11 – *Carya*; кустарники 1–4 (синего цвета): 1 – *Alnus*, 2 – *Betula* sp., 3 – *Alnaster*, 4 – *Salix*; травы и мхи 1–23 (красного цвета): 1 – Cichoriaceae, 2 – Onagraceae, 3 – *Sphagnum*, 4 – *Ephedra*, 5 – *Thalictrum*, 6 – Rubiaceae, 7 – Caryophyllaceae, 8 – Fabaceae, 9 – *Typha*, 10 – Asteraceae, 11 – *Taraxacum*, 12 – Chenopodiaceae, 13 – *Lycopodium*, 14 – Poaceae, 15 – Ericaceae, 16 – Cyperaceae, 17 – *Artemisia*, 18 – *Echinops*, 19 – *Achillea*, 20 – *Riccia*, 21 – *Botrychium*, 22 – *Meesia*, 23 – Rosaceae; споры 1–5 (зеленого цвета): 1 – *Mysci*, 2 – Polypodiaceae, 3 – *Osmunda*, 4 – Lycopodiales, 5 – *Selaginella*.

Fig. 8. Factor diagrams of spore-pollen spectra from sedimentary deposits of the Anosovka reference section. The first and third factors accounted for 32.8 and 59.9 % of the total variability, respectively. Panel a is a diagram of samples from the lower (highlighted in gray) and upper (highlighted in pink) parts of the section. Panel *b* – diagram of variables: woody 1–11 (black): 1 – *Pinus* sect. *Cembrae*, 2 – *Corylus*, 3 – *Pinus sylvestris*, 4 – *Abies*, 5 – *Quercus*, 6 – *Larix*, 7 – *Juglans*, 8 – *Ilex*, 9 – *Castanea*, 10 – *Picea* sp., 11 – *Carya*; bushes 1–4 (blue): 1 – *Alnus*, 2 – *Betula* sp., 3 – *Alnaster*, 4 – *Salix*; herbs and mosses 1–23 (red): 1 – Cichoriaceae, 2 – Onagraceae, 3 – Sphagnum, 4 – Ephedra, 5 – *Thalictrum*, 6 – Rubiaceae, 7 – Caryophyllaceae, 8 – Fabaceae, 9 – *Typha*, 10 – Asteraceae, 11 – *Taraxacum*, 12 – Chenopodiaceae, 13 – *Lycopodium*, 14 – Poaceae, 15 – Ericaceae, 16 – Cyperaceae, 17 – *Artemisia*, 18 – *Echinops*, 19 – *Achillea*, 20 – *Riccia*, 21 – *Botrychium*, 22 – *Meesia*, 23 – Rosaceae; spores 1–5 (green): 1 – *Mysci*, 2 – Polypodiaceae, 3 – *Osmunda*, 4 – Lycopodiales, 5 – *Selaginella*.

Литогеохимические данные

По химическому составу отложений Аносовский разрез разделяется на нижнюю толщу (толщу 1, включающую пачки 1, 2 и 3) и верхнюю толщу (толщу 2, включающую пачки 4, 5 и 6). Отложения нижней толщи имеют повышенные значения СІА (от 65 до 71), верхней толщи – более низкие значения этого показателя (от 61 до 63) (рис. 9). Нижняя толща имеет повышенные ППП (3.1-5.2 мас.%), верхняя – пониженные (1.3-2.9 мас.%). Отношение Fe₂O₃/FeO в синих глинах сравнительно низкое (<2), возрастает к кровле нижней толщи до 6 и затем снижается. Повышенные содержания K₂O (2.1-2.8 мас.%), Al₂O₃ (16.4-19.2 мас.%) и, возможно, MgO (1.4-2.1 мас.%) при низком SiO₂ (54.1-67.1 мас.%) в нижней толще, сочетающиеся с повышенными ППП, отражают определя-

ющую роль глинистой составляющей в отложениях этой части разреза.

Падение содержаний К₂O (1.4–1.9 мас.%), Al₂O₃ (12.2–13.0 мас.%) и MgO (0.7–1.0 мас.%) при возрастании SiO₂ (72.4–76.4 мас.%) с понижением ППП свидетельствует о резком снижении роли глинистой составляющей в верхней толще. Содержание P_2O_5 выдержано в отложениях всего разреза (0.11–0.18 мас.%). Исключение составляет устойчивое повышенное содержание P_2O_5 (0.23–0.35 мас.%) в отложениях пачки 5.



Рис. 9. Вариации химического индекса выветривания (CIA) (a), отношения Fe₂O₃/FeO (δ), содержаний P₂O₅ (e), ППП (e), K₂O (∂), Al₂O₃ (e), MgO (e), CaO (∞) и SiO₂ (3) в осадочных отложениях снизу вверх по Аносовскому разрезу.

Fig. 9. Variations in the chemical weathering index (CIA) (a), Fe₂O₃/FeO ratio (δ), P₂O₅ (e), LOI (z), K₂O (∂), Al₂O₃ (e), MgO (e), CaO (\mathcal{H}) contents, and SiO₂ (3) in sedimentary deposits from bottom to top in the Anosovka section.

Отложения нижней толщи имеют повышенные концентрации Cu (25.3–76.1 мкг/г) и Co (14.5–21.3 мкг/г) (рис. 10а,е), что, наряду с наличием серы в глинистых частицах, установленным методом СЭМ, свидетельствует о присутствии в глинистоалевритовом материале существенного количества тонкодисперсных сульфидов. Возрастание отношения Fe₂O₃/FeO от пачки 1 к пачке 3 отражает вторичное окисление сульфидов от кровли к подошве нижней (глинисто-алевритовой) толщи, произошедшее при накоплении пачек 4 и 5 верхней (песчано-галечниковой) толщи. Понижение содержаний Си и Со, соответственно, до интервалов 9.5–23.5 мкг/г и 4.7–12.6 мкг/г в отложениях верхней толщи отражает смену характера осадконакопления с исчезновением сульфидов. Обращает на себя внимание также резкая (согласованная) смена концентраций микроэлементов от нижней толщи к верхней: U (от интервала 2.0–5.1 мкг/г к интервалу 0.8–2.0 мкг/г), Ва (от интервала 722–826 мкг/г к интервалу 615–580 мкг/г), W (от интервала 0.2–1.2 мкг/г к интервалу 0.4–0.9 мкг/г), при смене отношения Th/U (от интервала 2.2–3.1 к интервалу 3.7–4.5) (рис. 10,6–д). Эта смена также свидетельствует о кардинальном различии в характере среды осадконакопления толщ. Осадки нижней толщи образовались в минерализованной озерной воде, верхней толщи – в проточной речной воде.





Fig. 10. Variations in concentrations of Cu (a), U (b), Th/U ratio (c), concentrations of Ba (d), W (e), and Co (f) in sediments from bottom to top in the Anosovka section.

Нижний слой синих глины Аносовского разреза имеет видимую мощность 4 м и резко сменяется вышележащим слоем коричневых глин мощностью 4 м. Резкая неровная граница между синим и коричневыми слоями глин (см. рис. 2) свидетельствует о качественном изменении среды осадконакопления. Однородная глина изначально накапливалась в минерализованном бессточном озере как сапропелевый ил, позже преобразованный проточной пресной водой *in situ*. Непромытый сапропелевый ил имеет синий цвет, перемытый и перемещенный внутри озера – коричневый. По химическому составу переотложенный коричневый пелитовый и алевро-пелитовый материал в основном подобен неперемещенному материалу синей глины.

Геологические условия проявления кобальтовой аномалии в

отложениях северного побережья Байкала

На северном побережье Байкала плиоценэоплейстоценовый аллювий трассирует долину Пра-Манзурки (рис. 11). В отложениях чередуются слои песков и галечников (Павловский, Фролова, 1941; Логачев и др., 1964). Торий-кобальтовая аномалия характеризует нижние слои галечниковой пачки 5 разреза Косая Степь-3 (Рассказов и др., 2022; Монгуш и др., 2023).



В разрезе пачки 5 слой 1 залегает на поверхности размыва крупнозернистых косослоистых песков манзурского аллювия. Концентрации Со в нем составляют 7.8–11.9 мкг/г. В слое 2 единичная проба дает концентрацию 27.1 мкг/г при фоновом диапазоне значений 2.1–5.0 мкг/г (рис. 12). В гальках этой пачки концентрация Со достигает 240 мкг/г.



Рис. 12. Вариации Со и Тh в песчаном наполнителе пачки 5 разреза Косая Степь-3. Номера слоев обозначаются римскими цифрами в кружках по порядку снизу вверх. Весь разрез охарактеризован в работе (Рассказов и др., 2022).

Fig. 12. Variations of Co and Th in the sandy filler of member 5 of the Kosaya Step-3 section. Layer numbers are indicated by Roman numerals in circles in order from bottom to top. The entire section was described in (Rasskazov et al., 2022).

Обсуждение

Различие северо-восточной и юго-западной частей Южно-Байкальской впадины

Южно-Байкальская впадина рассматривается как единая новейшая геологическая структура с общим осадочным наполнением (Logatchev, Zorin, 1992). Однако югозападная часть Южно-Байкальской впадины существенно отличается от северовосточной части по строению донных отложений и современному состоянию сейсмической и гидротермальной активности. По распространению гидротерм и высокой сейсмичности северо-восточная часть объединяется с районом дельты Селенги. В югозападную часть входит Танхойская и Байкальская тектонические ступени южного побережья Байкала и территория от Култука до Большого Голоустного северо-западного побережья.

Объяснение изменения современного состояния юго-западной и северо-восточной частей Южно-Байкальской впадины нужно искать, прежде всего, в геологическом строении докайнозойского фундамента, унаследованного рифтовой структурой. Юго-Запалный Бортовой разлом Южно-Байкальской впадины протягивается вдоль зоны гранулитового метаморфизма Слюдянского субтеррейна. Этот разлом находится в дискордантных отношениях с Южным Бортовым разломом, по которому промежуточ-Танхойская тектоническая ступень ная обособилась и от поднятого хр. Хамар-Дабан, и от опущенного днища озера. Обручевский разлом отделяет часть фундамента Сибирского палеоконтинента.



Рис. 13. Схема контроля пра-аносовского истока Пра-Манзурки краем кратонного фундамента Сибирского палеоконтинента. Фрагмент Слюдянского метаморфического субтеррейна показан по работе (Шафеев, 1970).

Fig. 13. Scheme of control of the Pra-Anosovka source of the Pra-Manzurka by the edge of the cratonic basement of the Siberian paleocontinent. A fragment of the Slyudyanka metamorphic sub-terrane is shown after (Shafeev, 1970).

Фундаменту Сибирского палеоконтинента, погребенному под осадочными отложениями в акватории Байкала, пространственно соответствует Култукско-Мишихинский фрагмент Южно-Байкальской впадины, опущенный по Обручевскому разлому, простирающемуся на восток-северо-восток. Средняя и северо-восточные части Южно-Байкальской впадины и Северо-Байкальская впадина унаследовали структуры северовосточного простирания Ольхонского метаморфического террейна, сопредельного с Сибирским палеоконтинентом (рис. 14).

Граница между опущенным углом кратонного фундамента и Ольхонским метаморфическим террейном трассируется землетрясениями (Rasskazov et al., 2020). В югозападной части Южно-Байкальской впадины имеются признаки инверсии растягивающих усилий коры на сжимающие, выраженные в образовании складок донных отложений Байкала на этой границе (Рассказов, Чувашова, 2023). Сжатие на рубеже миоцена и плиоцена отражено также в опрокидывании эоцен-нижнеплиоценовых отложений в Мишихинском разрезе Танхойской тектонической ступени (Аль Хамуд и др., 2021).

Пра-Аносовка входила в состав системы миоцен-плиоценовых водотоков Осиновской палеодолины (рис. 14). Эта крупная палеодолина простиралась из Пра-Аносовки в Пра-Манзурку вдоль края фундамента Сибирского палеоконтинента, вовлекавшегося в правостороннюю транстенсию со смещением опущенного блока ложа Байкала относительно Ольхонского террейна. Распространение транстенсии вдоль долины Пра-Манзурки способствовало созданию в ней правосторонней системы кулисообразных отрезков (см. рис. 11).



Рис. 14. Схема пространственного распределения свит осадочных отложений Танхойской тектонической ступени (Рассказов и др., 2014). Верхняя панель представляет собой западную часть территории, нижняя – восточную. 1–17 – осадочные породы: 1 – угли бурые, лигниты; 2 – углистые аргиллиты; 3 – углистые алевролиты и алевриты; 4 – аргиллиты, глины алевритовые; 5 – глинисто-слюдистые алевролиты и алевриты; 6 - песчанистые алевриты и алевролиты, алевритовые пески; 7 – они же, сильно слюдистые; 8 – известковистые алевролиты и песчаники; 9 – мергели; 10 – конкреции мергелей, известковистых песчаников; 11 – песчаники и пески мелкозернистые сильно слюдистые; 12 – то же, средне- и крупнозернистые отсортированные; 13 – то же, разнозернистые, гравелистые; 14 – гравелиты; 15 – конгломераты, галечники; 16 – глины синие песчанистые, мусорные, неоднородные (по Γ .Б. Пальшину); 17 – охристые, разного гранулометрического состава; 18–20 – породы фундамента: 18 – гнейсы и сланцы хангарульской серии PR₁hu; 19 – граниты, гранито-гнейсы хамардабанского комплекса уPR₁h; 20 – граниты, граносиениты, гранодиориты баргузинского комплекса $\gamma \epsilon PZ_{1-2}b$; 21–25 – ископаемые органические остатки: 21 - кости позвоночных; 22 - рыбы; 23 - моллюски: а - двустворки, б - гастроподы; 24 – листовая флора; 25 – диатомовые водоросли; 26 – кора выветривания: а – остаточная, б переотложенная; 27 – цифрами в кружках на разрезах показаны литологически разные пласты и пачки терригенных пород; 28 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 29 – границы: a – несогласного залегания отложений, δ – с нормальным стратиграфическим контактом, b – внутри стратона; 30 – скважина и ее номер.

Fig. 14. Spatial distribution of sedimentary formations on the Tankhoi tectonic step (Rasskazov et al., 2014). Upper panel shows the western part of the area; the lower – the eastern part. I-I7 – sedimentary rocks: I – brown coal, lignite, 2 – carbonaceous argillite, 3 – carbonaceous aleurolite and aleurite,

4 – argillite, aleuritic clay, 5 – clayey-micaceous aleurolite and aleurite, 6 – sandy aleurite and aleurolite, aleuritic sand, 7 – same rocks with high content of mica, 8 – calcareous aleurolite and sandstone, 9 – mergel, 10 – concretions of mergel and calcareous sandstone, 11 – sandstone and fine sand with high content of mica, 12 – same rocks, medium- and coarse-grained, sorted, 13 – same rocks, varying in grain size, gravelly, 14 – gravelite, 15 – conglomerate, gravel, 16 – blue sandy clay, dirty, with irregular composition (after G.B. Pal'shin), 17 – ocherous, with different particle sizes; 18–20 – basement rocks: 18 – gneiss and schist of Khangarul series PR1hu, 19 – granite, granite gneiss of Khamardaban complex γ PR1h, 20 – granite, granosyenites, granodiorites of Barguzin complex γ ePZ1–2b; 21 – weathering crust: a – residual, δ – redeposited; 22–26 – organic fossils: 22 – bones of vertebrates, 23 – fish, 24 – molluscs: a – anysomiaria, 6 – gastropods, 25 – leaf flora, 26 – diatoms, spores and pollen; 27 – in profiles, numbers in circles refer to lithologically different beds and units of terrigenic rocks; 28 – faults: a – confirmed, δ – assumed; 29 – boundaries: a – unconformity, δ – normal stratigraphic contact, e – inside the straton; 30 – well and its number.



Рис. 15. Структурное несогласие между Култук-Мишихинской депрессией (выделена яркожелтым цветом) и остальной частью впадин оз. Байкал (серый цвет). Бледно-желтым цветом показаны кайнозойские отложения. Штрих-пунктирная линия: А – впадина Южного Байкала; В – впадина Северного Байкала. Цифры в кружках: 1–2 – Култук-Мишихинская депрессия; 3 – Селенгино-Чивыркуйский грабен; ЗА – дельта реки Селенги; 4 – горст Посольской банки; 5 – Приолхонский грабен; 5А – Бугульдейский проход; 6 – поднятие Святой Нос; 7 – горст подводного Академического хребта; 8 – Маломорско-Езовская впадина; 9 – Кедровско-Томпудинская впадина; 10 – Рель-Кичерская депрессия. Красными стрелками выделена транстенсионная зона, протягивающаяся через Байкал вдоль края фундамента Сибирского палеоконтинента. В качестве основы использована схема (Levi et al., 1993).

Fig. 15. Structural unconformity between the Kultuk-Mishikha depression (bright yellow) and the rest part of the Baikal basins (gray). Cenozoic deposits are shown in pale yellow. A – South Baikal basin; B – North Baikal basin; 1–2 Kultuk-Mishikha depression; 3 – Selenga-Chivyrkui graben; 3A – Selenga River delta; 4 – horst of Posolsky bank; 5 – Priolkhon graben; 5A – Buguldeika Corridor; 6 – Svyatoi Nos (Holy Nose) uplift; 7 – horst of underwater Academician ridge; 8 – Maloe More-Ezovsky depression; 9 - Kedrovyi-Tompuda depression; 10 – Rel-Kitchera depression. The sketch map is modified after (Levi et al., 1993).

Еще раз о времени образования глубокого Байкала

Данные об аллювии древних долин Пра-Манзурки и Пра-Анги на Ангаро-Ленском междуречье северо-западного побережья Байкала привлекались для обоснования молодого возраста глубокого Байкала. Предполагалось, что долина Пра-Манзурки имеет позднеплейстоценовый возраст и что во время ее существования глубокое озеро отсутствовало, т.е. в суходольный этап развития Южно-Байкальской впадины должна была существовать единая река Пра-Селенги – Пра-Манзурки (Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 1977, 2004; Лопатин, 2016). Таким молодым оценкам времени перехода от суходольного этапа развития всей Южно-Байкальской впадины к этапу глубокого Байкала противоречат биостратиграфические, геологические и биологические факты.

С одной стороны, в антецедентном отрезке долины р. Селенги, между хребтами Хамар-Дабан И Улан-Бургасы, отложения древнее эоплейстоценовых отсутствуют (Логачев, 1974). С другой стороны, мергели Посольской банки на глубине 600 м от вершинной поверхности по палинологическим данным имеют возраст не древнее начала нижнего плейстоцена (2.58-1.8 млн лет), а аргиллиты Кукуйской гривы на горизонте 450 м ниже вершины датируются серединой раннего плейстоцена (1.8-1.5 млн лет). Эти отложения относятся к древней дельте р. Селенги, которая несла воды в достаточно глубокий и обширный бассейн (Кононов, Хлыстов, 2017).

Скоростной разрез авандельты р. Селенги интерпретировался, исходя из средней скорости накопления отложений 17 см за 1000 лет. Клиноформные пачки перемежаемости отложений авандельты с пелагическими осадками были идентифицированы в верхней 2-километровой части разреза. Сделан вывод о том, что депоцентр авандельты развивался в последние 3–2 млн лет (Scholz, Hutchinson, 2000). Эти построения не противоречат выводу об эоплейстоценовом образовании прорези долины р. Селенги (Логачев, 1974). К этому следует добавить результаты бурения 600-метровой скважины BDP- 98 на подводном Академическом хребте, пройденной по сравнительно монотонной озерной осадочной толще, содержащей планктонные диатомовые водоросли. Возраст вскрытых озерных отложений составляет около 8–7 млн лет (Кузьмин и др., 2014; Kravchinsky, 2017).

В биостратиграфическом подходе по распространению глин больших мощностей и вмещающих их диатомитов были намечены контуры раннеплиоценового озерного бассейна, охватывающего среднюю и северную части акватории Малого Моря и протягивающегося почти в субширотном направлении до Баргузинского залива. На юго-восточном побережье Байкала обозначается обширный раннеплиоценовый озерный водоем (Лут и др., 1984). В донных отложениях озера определены остатки рода Lamprodrilus wagneri, который появился на оз. Байкале 4.3-3.3 млн лет назад. Большинство видов этого рода обитает только в холодной воде и на глубинах от 400 до 900 м (Kaygorodova et al., 2007). Биологические оценки дают ограничения возраста глубокого Байкала, независимые от геологических оценок. Определяющее значение остается за геологическими данными, свидетельствующими о том, что в окружении Байкала раннеорогенный (добайкальский) этап сменяется позднеорогенным (необайкальским) (Логачев, 1974).

В последние годы были получены новые данные о строении и возрасте осадочных комплексов, покоящихся на Танхойской тектонической ступени южного побережья оз. Байкал. В изученном разрезе правобережья р. Мишиха были установлены опрокинутые слои эоцена - начала плиоцена, перекрытые четвертичными валунными галечниками, что свидетельствовало о значительных тектонических деформациях, прервавших длительное однонаправленное развитие южного борта Южно-Байкальской впадины в раннем плиоцене (Аль Хамуд и др., 2021). Новые данные, полученные по отложениям древних долин северо-западного побережья озера, в Ангаро-Ленском междуречье, показали начало накопления аллювия в Пра-Манзурке приблизительно в это же время (Rasskazov et al., 2020; Рассказов и др., 2022). Единое развитие аллювиального осадконакопления на Танхойской тектонической ступени с эоцена до начала плиоцена было прервано резким изменением характера тектонических деформаций, которые привели к образованию высоких горных хребтов.

Все работы, касающиеся анализа строения верхней части разреза донных отложений оз. Байкал касались акватории Среднего Байкала, к востоку от Бугульдейки и дельты Селенги. Имеющиеся факты свидетельствуют о том, что в районе Среднего Байкала длительное время существовало глубокое озеро. Между тем, какая-либо аргументация подобного длительного существования озера в западной части Южно-Байкальской впадины отсутствует.

Принимая во внимание разный характер тектонической эволюции и современного состояния восточной и западной частей Южно-Байкальской впадины, мы допускаем суходольное развитие юго-западной части одновременно с существованием глубокого озера в ее северо-восточной части.

Донные отложения вероятного русла долины из Пра-Аносовки в Пра-Манзурку в акватории Южного Байкала

Верхняя 8-12-метровая часть донных отложений, изученная поршневыми грунтовыми трубками, подразделяется на байкальскую и добайкальскую. В байкальской части (средняя мощность около 6 м) значительную долю составляют диатомовые илы. Добайкальская часть разнообразна в литологическом отношении. В центральной части Мишихнско-Култукской депрессии добайкальские отложения представлены песками и глинами в переслаивании с песками (Голдырев, 1982). На международном рифтовом симпозиуме 1975 г. обращалось внимание на сходстве песков донных отложений Южного Байкала с плейстоценовыми песками Тункинской впадины и допускалось недавнее (до 10 тыс. лет) опускание ложа впадины, не компенсированное осадками (Голдырев и др., 1975). «Данные по гранулометрии песчаных отложений в добайкальской части толщи свидетельствуют о совершенно иных условиях формирования толщи песков в

котловине Байкала по сравнению с современными глубоководными осадками. Эти факты, как и текстуры песков, указывают на мелководность, отсутствие единого водоема и участие ледниковых и флювиогляциальных процессов в формировании толщи песков и переслаивания их с глинами» (Голдырев, 1982, с. 132).

На дне Байкала распространены плотные окисленные добайкальские глины желтого и коричневато-желтого цвета, встречаются глины серой и иной окраски. Смена добайкальских глин байкальскими происходит на очень коротком расстоянии (1-2 см). Отмечается необычный литологический состав отложений на Посольской банке. «На самой верхней ее части (глубина 36 м) расположен галечный и песчаный материал, сцементированный гидроокислами железа и марганца. Обломочный материал хорошо окатан. Галька и песок на вершине Посольской банки являются местными, in situ. Склоны банки сложены рыхлыми осадками и чем глубже (вниз по склону), тем они менее плотные и более тонкозернистые (не на всех склонах). С глубиной также уменьшается мощность окисленного слоя. Из имеющегося материала ясно, что накопление осадков на Посольской банке идет весьма медленно. Так, на самой ее вершине осадков почти нет, и лишь с углублением вниз по склону их количество несколько увеличивается» (Голдырев, 1982, с. 75).

В центральной части акватории Южного Байкала для ст. 135, расположенной в 20.1 км от мыса Толстого по направлению на Муринскую банку, на глубине 1200 м представлены слои (сверху) (Голдырев, 1982, с. 96):

Мощность, см

Темно-серый алеврито-глинистый ил с незначительной примесью

песчаного материала. Слабо выраженная слоистая текстура

.....0.68

Темно-серый алеврито-глинистый ил с коричневатым и зеленоватым оттенками. В интервале 88–168 см – серия прослоев с гра-

дационной	текстурой	(ритмично-
построенная	часть	разреза)

По результатам литолого-фациального анализа добайкальских отложений сделан вывод об их разновозрастном (миоцен – верхний плейстоцен) образовании в мелководных условиях и образовании осадков верхней части толщи во временном интервале среднего плейстоцена – голоцена в глубоководном Байкале. В строении верхней части разреза значительную роль играют отложения ледникового происхождения (моренные и флювиогляциальные) (Голдырев, 1982).

Ледниковые глины были вскрыты в нижней части разреза скважиной BDP-97 в средней части акватории Южного Байкала, пройденной на глубине 1428 м (координаты: 51°47'51" с.ш.; 105°29'.14" в.д.). Ледниковые глины переслаиваются с песками на глубинах 8-28 м. В интервале верхних 8 м перемежаются слои крупнозернистого песка и гравия со слоями ила и глины. Грубообломатериал обогащен мочный остатками наземной растительности (рис. 16). Присутствие прослоев глин с диатомеями было интерпретировано авторами статьи (Kuzmin et al., 2000) как свидетельство глубоководного накопления турбидитов. Такой интерпретации противоречит расположение скважины на значительном удалении от берегов, распространение в слоях грубообломочных отложений детритового органического материала и наличие ледниковых глин. Более приемлема интерпретация толщи, вскрытой скв. BDP-97, как добайкальской (Голдырев, 1982). Толща интервала верхних 8 м крупнозернистого песка и гравия со слоями ила и глины, остатками наземной растительности образовалась в условиях заболачивания меандр реки, возможно, с эпизодической трансгрессией вод озера.



Рис. 16. Литология разреза BDP-97. В разрезе преобладают пласты, содержащие крупнозернистый материал и значительное количество обломков древесины и других растительных остатков. Эти слои чередуются с тонкозернистыми осадками и составляют 70–75% от общей длины керна. 1 – грязь; 2 – ил; 3 – песок; 4 – диатомовая грязь; 5 – фрагменты деревьев и растений; 6 – ледниковая глина; 7 – эрозионный контакт; 8 – обрыв и конец разреза керна; 9 – пласты турбидитов с градационной слоистостью. Из работы (Kuzmin et al., 2000) с изменениями.

Fig. 16. Lithology of the BDP-97 section. Beds, contained coarse-grained material and a significant amount of wood fragments and other plant debris, dominate in the section. These layers alternate with fine grained sediments and comprise 70-75% of the total length of the core. 1 - mud; 2 - silt; 3 - sand; 4 - diatomaceous mud; 5 - wood and plant fragments; 6 - glacial clay; 7 - erosional contact; 8 - break and end of core section; 9 - turbidite beds with graded bedding. Modified after (Kuzmin et al., 2000).

Добайкальское распространение Th/Co аномалии через плиоценовую сухую часть Южно-Байкальской впадины

Итак, различия юго-западной и северовосточной частей Южно-Байкальской впадины предполагают неодновременное ускоренное погружение этих частей, не компенсированное осадконакоплением. Озеро первоначально заняло северо-восточную часть Южно-Байкальской впадины. Базис эрозии в ее юго-западной (суходольной) части находился выше. В условиях тектонического контроля правосторонней зоной транстенсии обломочный материал переносился вдоль долины Пра-Аносовки через будущий Байкал в долину Пра-Манзурки.

В качестве показателя такого транзитного материала служит Th/Co аномалия осадочных пород. Это отношение используется для определения источников осадочных пород (Cullers, 2002). Разрушение наполнителя юрских конгломератов на поднятии Приморского хребта обеспечивало поступление в долину Пра-Манзурки мелкообломочного материала с переменным содержанием Zr при отношении Th/Co=1–2. Этот компонент преобладает в песчаном наполнителе двух

верхних слоев галечниковой пачки разреза Косая Степь-З Пра-Манзурки. Дополнительное поступление обломочного материала из долины Пра-Аносовки выражалось в обогащении Со с относительным обеднением Zr и Th. Два нижних слоя галечниковой пачки разреза Косая Степь-З Пра-Манзурки наследуют от осадочных пород Пра-Аносовки тенденцию Th/Co вариаций при постоянном отношении Th/Zr. В песчаном наполнителе пачек 4-6 Аносовского разреза это отношение достигает 0.8 и снижается до 0.26 в глинистых слоях 1-3. Максимальная примесь аносовского компонента устанавливается, таким образом, в манзурских отложениях нижних слоев галечниковой пачки, а минимальная (с преобладанием материала юрских конгломератов) – в ее верхних слоях (рис. 17).



Рис. 17. Сопоставление песчаного наполнителя галечников четырех слоев галечниковой пачки разреза Косая Степь-3 с нижними глинистыми слоями и песчаным наполнителем верхних слоев Аносовского разреза и цементом юрских конгломератов на диаграмме Co – Th – Zr/10. Фигуративное поле состава цемента юрских конгломератов показано по данным (Akulov et al., 2021).

Fig. 17. Comparison of the sandy filler in pebbles of four layers of the pebble package in the Kosaya Step-3 section with the lower clay layers and the sandy filler of the upper layers of the Anosovka section and the cement of the Jurassic conglomerates on the Co - Th - Zr/10 diagram. The data field of cement composition of Jurassic conglomerates is shown after (Akulov et al., 2021).

Заключение

В обнажении р. Аносовки выполнены комплексные литологические и палинологи-

ческие исследования. Для нижней толщи синих и коричневых глин подтвердился верхнемиоценовый возраст, для верхней, песча-

но-галечниковой – плиоценовый. Показано различие толщ по гранулометрическому составу отложений. Определен минеральный состав отложений нижней толщи, в которых определены повышенные концентрации Си и Со, что, наряду с наличием серы в глинистых частицах, установленным методом СЭМ, свидетельствует о присутствии в глинисто-алевритовом материале тонкодисперсных сульфидов. По смене содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов в осадочных породах сделан вывод о кардинальной смене характера среды осадконакопления с резким снижением роли U при возрастании Th/U отношения от нижней толщи к верхней. По распределению Co, Th и Zr в отложениях Пра-Аносовки и Пра-Манзурки сделан вывод о более выраженной Th/Co аномалии в первых, относительно вторых, и о вероятном происхождении аномалии в манзурском аллювии за счет размыва и переноса аносовского осадочного материала.

Поскольку погружение фундамента югозападной части Южно-Байкальской впадины в плиоцене компенсировалось привносом осадочного материала, на этом этапе в ней могли существовать речные водотоки, пересекавшие будущий Байкал вдоль границы Ольхонского метаморфического террейна с фундаментом Сибирского палеоконтинента, которая при образовании долины Пра-Манзурки активизировалась с правосторонней транстенсией. Это предположение получило конкретную аргументацию в связи с распространением осадочных отложений с торий-кобальтовой аномалией.

Вклад авторов и благодарности

Документация аносовского разреза проводилась С.В. Рассказовым, А. Аль Хамудом и А. Хассаном в 2018 г. Спорово-пыльцевые спектры отложений разреза определялись С.А. Решетовой в лаборатории ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Аналитические исследования химического состава пород выполнялись в ИЗК СО РАН (аналитики: Г.В. Бондарева и. М.М. Смагунова). Микроэлементный состав пород определялся в ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН) с пробоподготовкой в ИЗК СО РАН (аналитики: М.Е. Маркова, А.П. Чебыкин). Рентгенофазовый анализ выполнялся на рентгеновском дифрактометре ДРОН–3.0 в ЦКП «Геодинамика геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик: М.Н. Рубцова). Для исследований методом СЭМ использовался микроскоп Quanta-200 FEI Company с ЭДСспектрометром ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИН СО РАН (г. Иркутск) (оператор К. Арсентьев). Гранулометрический анализ проводился А. Аль Хамудом и А. Хассаном в лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) под руководством В.Л. Коломийца.

Литература

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Хассан А. Сравнительный анализ геохимических характеристик источников кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала // Геология и окружающая среда. 2022.Т. 2, № 1. С. 104–114.

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

Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.

Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Федорова В.А. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котловины Байкала // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 43–45.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.

Кононов Е.Е., Хлыстов О.М. О возрасте глубоководного Байкала // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 118–129.

Кузьмин М. И., Бычинский В. А., Кербер Е. В. Ошепкова А. В., Горегляд А. В., Иванов Е. В. Химический состав осадков глубоководных бай-

кальских скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 3–22.

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

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука. 1964. 195 с.

Лопатин Д.В. Трансбайкальская гидросистема плейстоцена // Геоморфология. 2016. № 2. С. 113–119.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Древние долины Западного Прибайкалья в связи с проблемой образования Байкала // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. Ч.2. С. 101–103.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, вып. 1. С. 58–67.

Лут Б.Ф., Власова Л.К., Фиалков В.А., Лещиков Ф.Н., Мирошниченко А.П., Галкин В.И., Карабанов Е.Б., Мизандронцев И.Б., Белова В.А., Логинова Л.П., Хурсевич Г.К., Компанец В.Х. Литодинамика и осадкообразование Северного Байкала. Новосибирск: Наука, 1984. 290 с.

Мазилов В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Литология третичных отложений впадин югозападной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 120 с.

Мац В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та. 1985. С. 36–53.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. филиал «Гео». 2001. 252 с.

Монгуш А.Р., Бокарева А.А., Подлинов А.Н., Прокопчик В.В., Риттер В.С., Максимов Н.М., Калинин В.С., Зарипов М.С., Дамбаев С.А., Коваленко С.Н., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Рассказов С.В. Сходство и различие состава среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала: Оценка вклада обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-Манзурки // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1941. Т. XIX (1). С. 65–79.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Первоначальное обоснование и последующее восприятие гипотез о строении и развитии Байкальской системы впадин // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 105–148. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.105.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля. Южно-Байкальская впадина: стратиграфия. корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. T. 5, № 4. С. 993–1032.

Рассказов С.В., Аль Хамуд А., Хассан А., Кулагина Н.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц. Литогеохимические и палинологические показатели палеоклимата раннего плиоцена в озерных отложениях из разреза манзурского аллювия (Предбайкалье) // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 1, № 2. С. 44–81.

Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. М: Издательство "Мир", 1965. 599 с.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 177 с.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Akulov N.I., Melnikov A.I., Shtelmakh S.I., Akulova V.V., Hearn P.P. A geochemical and lithological correlation of lower Jurassic conglomerates in the area surrounding the Lake Baikal rift zone: an improved reconstruction of the region's palaeogeographic and tectonic evolution // International Geology Review. 2021. Vol. 64, No. 1. P. 1–16. DOI: 10.1080/00206814.2020.1836683 Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo // Chemical Geology. 2002. Vol. 191, No. 4. P. 305–327.

Hubbard C.R., Snyder R.L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // Powder Diffraction. 1988. № 3. P. 74–77.

Kaygorodova I.A., Sherbakov D.Yu., Martin P. Molecular phylogeny of Baikalian Lumbriculidaea (Oligochaeta): evidence for recent explosive speciation // Comparative Cytogenetics. 2007. Vol. 1, No. 1. P. 71–84.

Kravchinsky V.A. Magnetostratigraphy of the Lake Baikal sediments: A unique record of 8.4 Ma of continuous sedimentation in the continental environment // Global and Planetary Change. 2017. Vol. 152. P. 209–226. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.002.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D. Active faults of the Baikal Depression // Bull. Centre Ftech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 21, No. 2. P. 399–434.

Logatchev N.A., Zorin Y.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics, 1992. Vol. 208. P. 273–286.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Kononov E.E., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Tregub T.F., Kulagina N.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. The main structural reorganization of the South Baikal Basin: Early Pliocene initiation of strong tectonic deformations and the Lena runoff from Lake Baikal // Limnology and Freshwater Biology. 2020. No. 1. P. 332–334.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic (²³⁴U/²³⁸U) monitoring // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

Scholz C.A., Hutchinson D. R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal, Siberia // Int. J. Earth Sci. 2000. Vol. 89. P. 212–228.

Tomilov B.V. Age of Pleistocene Baikal formation // International project on paleolimnology and Late Cenozoic climate. JPPCCE News letters. 1996. No. 9. P. 34–40.

References

Al Hamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tregub T.F., Rubtsova M.N., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Volkov M.A. Overturned Eocene-lower Pliocene alluvial strata on the southern shore of Lake Baikal and its neotectonic significance // Geodynamics and Tectonophysics. 2021. Vol. 12, No. 1. P. 139–156.

Al Hamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Hassan A. Comparative analysis of geochemical signatures for sources of Cenozoic sedimentary deposits laterally to South Baikal // Geology and Environment. 2022. Vol. 2, No. 1. P. 104– 114.

Bazarov D.-D.B. Cenozoic of the Baikal region and Western Transbaikalia. Novosibirsk: Science. Siberian Branch, 1986. 184 p.

Decisions of the Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1981. 91 p.

Goldyrev G.S. Sedimentation and Quaternary history of the Baikal Basin. Novosibirsk: Nauka, 1982. 182 p.

Goldyrev G.S., Belova V.A., Vykhristyuk L.A., Lazo F.I., Fedorova V.A. New data on the composition and age of the upper part of the sedimentary strata of the Baikal basin // Problems of rifting. Irkutsk, 1975. P. 43–45.

Kononov E.E. The Baikal. Aspects of paleogeographic history. Irkutsk, 2005. 125 p.

Kononov E.E., Khlystov O.M. On the age of the deep-water Baikal // News of the Siberian Branch of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, exploration and development of mineral deposits. 2017. Vol. 40. No. 4. P. 118–129.

Kuzmin M.I., Bychinsky V.A., Kerber E.V. Oshepkova A.V., Goreglyad A.V., Ivanov E.V. Chemical composition of sediments from deepwater Baikal wells as a basis for reconstructing climate and environmental changes // Geology and Geophysics. 2014. Vol. 55. No. 1. P. 3–22.

Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoy highlands // Highlands of the Baikal region and Transbaikalia. M.: Science. 1974. P. 7–163.

Logatchev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheater. M.: Science. 1964. 195 p.

Lopatin D.V. Transbaikal hydraulic system of the Pleistocene // Geomorphology. 2016. No. 2. P. 113–119.

Lopatin D.V., Tomilov B.V. Ancient valleys of the Western Baikal region in connection with the problem of the Baikal formation // River systems and reclamation. Novosibirsk, 1977. Part 2. P. 101– 103.

Lopatin D.V., Tomilov B.V. Age of the Baikal // Bulletin of St. Petersburg State University. Ser. 7, 2004, issue. 1. P. 58–67.

Lut B.F., Vlasova L.K., Fialkov V.A., Leshchikov F.N., Miroshnichenko A.P., Galkin V.I., Karabanov E.B., Mizandrontsev I.B., Belova V. L.A., Loginova L.P., Khursevich G.K., Kompanets V.Kh. Lithodynamics and sedimentation of Northern Baikal. Novosibirsk: Nauka, 1984. 290 p.

Mazilov V.N., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. Lithology of Tertiary sediments of the depressions of the southwestern part of the Baikal rift zone. M.: Nauka, 1972. 120 p.

Mats V.D. New data on the stratigraphy of Miocene and Pliocene deposits in the south of Baikal // Questions of geology and paleogeography of Siberia and the Far East. Irkutsk: Irkutsk University Publishing House. 1985. P. 36–53.

Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M. and others. Cenozoic Baikal rift basin: structure and geological history. Novosibirsk: Publishing house SB RAS. Geo branch. 2001. 252 p.

Mongush A.R., Bokareva A.A., Podlinov A.N., Prokopchik V.V., Ritter V.S., Maksimov N.M., Kalinin V.S., Zaripov M.S., Dambaev S.A., Kovalenko S.N., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Saranina E.V., Rasskazov S.V. Similarities and differences in the composition of Middle Jurassic and Lower Pliocene deposits on the northwestern shore of Lake Baikal: Assessment of the contribution of clastic material from the Primorsky Range to the alluvium of the middle part of the Pra-Manzurka valley // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 4.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геоло-гии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, Pavlovsky E.V., Frolova N.V. Ancient valleys of the Lena-Angara-Baikal watershed // Bulletin of MOIP. Dept. geol. 1941. Vol. XIX (1). P. 65–79.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Initial justification and subsequent perception of hypotheses about the structure and development of the Baikal system of basins // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 3. P. 105–148. Doi 10.26516/2541-9641.2023.3.105.

Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P., Chuvashova I.S., Usoltseva M.V. Sediments of the Tankhoi Tertiary field. South Baikal basin: stratigraphy. Correlations, and structural changes in the Baikal region // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Vol. 5, No. 4. P. 993–1032.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Hassan A., Kulagina N.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Budaev R.Ts. Lithogeochemical and palynological indicators of the early Pliocene paleoclimate in lake sediments from the Manzurka alluvium section (Pre-Baikal region) // Geology and Environment. 2022. Vol. 1, No. 2. P. 44–81.

Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Report. Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. Irkutsk, 1985. 50 p.

Shafeev A.A. Precambrian of the South-Western Baikal region and Khamar-Daban. M.: Nauka, 1970. 177 p.

X-ray methods for studying and structure of clay minerals / Ed. G. Brown. M: Publishing house "Mir", 1965. 599 p.

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti in standard samples of the DV series by ICP-MS // Factory Laboratory. Diagnostics of materials. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10– 20.

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Chair, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 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.

Решетова Светлана Александровна,

кандидат географических наук, научный сотрудник лаборатории экологической геохимии и эволюции геосистем, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова CO PAH, тел. (3952)51-10-92, email: srescht@mail.ru. Reshetova Svetlana Alexandrovna, candidate of geographical sciences, Researcher of Laboratory of Environmental Geochemistry, and evolution of geosystems, 664033 Irkutsk, Favorskiv st., 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS. mel. (3952)51-10-92,

email: srescht@mail.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,

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

candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, tel.: (3952) 51–16–59,

Чувашова Ирина Сергеевна,

email: ty@crust.irk.ru.

кандидат геолого-минералогических наук, 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Доцент кафедры динамической геологии, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 51–16–59, етаil: chuvashova@crust.irk.ru. **Chuvashova Irina Sergeevna,** candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher, 664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Dynamic Geology chair, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, tel.: (3952) 51–16–59, email: chuvashova@crust.irk.ru. **Саранина Елена Владимировна,** кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова CO PAH, email: e_v_sar@mail.ru. Saranina Elena Vladimirovna, candidate of geological and mineralogical sciences, Leading Engineer, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Leading Engineer, 664033 Irkutsk, Favorskiy st., 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS.

email: e_v_sar@mail.ru.

Рубцова Мария Николаевна,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, email: rubtsova83@inbox.ru. **Rubtsova Mariya Nikolaevna,** 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Lead Engineer, email: rubtsova83@inbox.ru.

Аль Хамуд Аднан,

кандидат геолого-минералогических наук, acпирант, 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, email: hamoudadnan04@gmail.com. Al Hamud Adnan, candidate of geological and mineralogical sciences graduate student, 664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, email: hamoudadnan04@gmail.com.

Хассан Абдулмонем, кандидат геолого-минералогических наук, аспирант, 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, Младший научный сотрудник, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, email: abdulmonemhassan86@gmail.com. Hassan Abdulmonem, candidate of geological and mineralogical sciences, Graduate student, 664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Leading Engineer, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Мониторинг природных процессов

УДК 550.844+546.791.027+632.126(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.108

Горячинская активизация Ямбуйской зоны транстенсии в 2013– 2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала

С.В. Рассказов^{1,2}, А.М. Ильясова¹, С.А. Борняков¹, Е.П. Чебыкин^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Рассматриваются вариации Si, Na, Li, активности ²³⁴U и отношения активностей ²³⁴U/²³⁸U в термальных и холодных подземных водах, а также охлажденных гидротермах из активных разломов ЮВ прибрежной территории Среднего Байкала. Для Максимихинского полигона, приводятся данные гидрогеохимического мониторинга 2013-2015 гг. с интерпретацией в терминах химической гидрогеодинамики: температуры, глубины резервуара подземных вод и открытия-закрытия микротрещин для циркулирующих вод. При сопоставлении рядов гидрогеохимического мониторинга с серией землетрясений К=10.5–12.7 Горячинской сейсмической активизации Среднего Байкала выявляется повышенная чувствительность откликов на землетрясения станции охлажденных гидротерм из зоны перехода нижнего гидрогеодинамического этажа по сравнению с откликами трещинных холодных вод верхнего этажа. Максимихинский резервуар подземных вод рассматривается в качестве представительного резервуара, расположенного по латерали Южно-Байкальской впадины, в Ямбуйской зоне транстенсии. Косейсмическая гидрогеодинамика Максимихинского резервуара 2013-2015 гг. относится к временному интервалу, предшествующему знаковому Голоустному землетрясению в Южно-Байкальской впадине 05 сентября 2015 г. в сейсмогеодинамическом цикле 2008-2020 гг., которое соответствовало условиям максимального сжатия коры Култукского резервуара, локализованного в магистральной структуре Байкальской рифтовой системы.

Ключевые слова: подземные воды, мониторинг, Si, Na, Li, ²³⁴U/²³⁸U, ²³⁴U, землетрясение, глинка трения, Байкал.

Goryachinsk Reactivation of the Yambuy Transtension Zone in 2013– 2015: Coseismic Chemical Hydrogeodynamics of Groundwater from the SE Coast of Middle Baikal

S.V. Rasskazov^{1,2}, A.M. Ilyasova¹, S.A. Bornyakov¹, E.P. Chebykin^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia ²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ³Liminological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Variations of Si, Na, Li, ²³⁴U activity, and ²³⁴U/²³⁸U activity ratio in thermal and cold groundwaters, as well as cooled hydrotherms from active faults in the SE coastal area of Middle Baikal are considered. For the Maksimikha area, hydrogeochemical monitoring data of 2013–2015 with interpretation in terms of chemical hydrogeodynamics: temperature, depth of water reservoir and opening–closing of microcracks for circulating water. When comparing series of hydrogeochemical monitoring with a series of earthquakes K = 10.5–12.7 of the Goryachinsk seismic reactivation in Middle Baikal, an increased sensitivity of responses to earthquakes at the station of cooled hy-
drotherms from the transition zone of the lower hydrogeodynamic floor is revealed in comparison with the responses of fracture-derived cold water from the upper floor. The Maksimikha groundwater reservoir is considered as a representative reservoir located along the in the Yambuy transtension zone that is lateral structure of the South Baikal basin. Coseismic hydrogeodynamics of the Maksimikha reservoir in 2013–2015 is referred to the time interval preceding the landmark Goloust-noye earthquake on September 05, 2015, which corresponded to the conditions of maximum compression of the crust of the Kultuk reservoir, localized at the main structural line of the Baikal Rift System, in the 2008–2020 seismogeodynamic cycle.

Keywords: groundwater, monitoring, Na/Li, ²³⁴U/²³⁸U, ²³⁴U, earthquake, friction clay, Baikal.

Введение

Работы по сопоставлению гидрогеохимических данных с землетрясениями в Байкальской системе впадин проводились с 1970-х гг. Сначала такие работы имели поисковый характер и ограничивались отдельными эпизодами или непродолжительными (не более 2 лет) наблюдениями вариаций различных гидрогеохимических показателей на случайно выбранных родниках или скважинах (Ломоносов, 1974; Пиннекер, Ясько, 1980; Пиннекер, 1984; Пиннекер и др., 1983, 1984, 1985а, б, 1989). В 2012 г. для гидрогеодинамического мониторинга был выбран Култукский полигон, на котором наблюдения продолжаются до сих пор и уже составляют 11 лет (Rasskazov et al., 2022; Ильясова, Снопков, 2023; Чебыкин, Ильясова, 2023). вариациям отношения активностей По ²³⁴U/²³⁸U (ОА4/8), активности ²³⁴U (А4) и концентрации U определяется косейсмическое закрытие и открытие микротрещин, отражающее пульсации сжатия и растяжения коры в резервуаре подземных вод, а по результатам анализа пространственновременных вариаций термофильных элементов Si, Na и Li в подземных водах – косейсмические вариации глубины и температуры. Этими параметрами определяется косейсмическая химическая гидрогеодинамика в Култукском резервуаре подземных вод.

Территория пос. Култук была выбрана в качестве полигона мониторинговых наблюдений, поскольку она находится в магистральной части Байкальской рифтовой системы, между растягивающейся Южно-Байкальской впадиной и сжимающейся сопредельной частью Тункинской долины. Знаковые сейсмические события последнего сейсмогеодинамического цикла обозначаются в этой новейшей тектонической структуре 27 августа 2008 г. (Култукское землетрясе-05 декабря 2014 г. (Североние), Хубсугульское землетрясение), 05 сентября 2015 г. (Голоустное землетрясение), 13 июня 2020 г. (Кыренское землетрясение), 06 июля 2020 г. (Муринское землетрясение), 22 сентября 2020 г. (Быстринское землетрясение), 10 декабря 2020 г. (Кударинское землетрясение) и 12 января 2021 г. (Хубсугульское землетрясение) (Карта..., 2023). Сейсмогеодинамический цикл начинается и завершается, соответственно, сильными землетрясениями 2008 и 2020-2021 гг. Во время сильных сейсмических активизаций кора Култукского резервуара подземных вод растягивается: в Култукскую - с 27 августа 2008 г. до 04 января 2011 г., в Байкало-Хубсугульскую – с 10 декабря 2020 г. до настоящего времени. В середине сейсмогеодинамического цикла, в 2015 г., кора, наоборот, сжимается.

Характер косейсмического закрытия и открытия микротрещин, вариаций глубины и температуры резервуаров подземных вод по латерали Южно-Байкальской впадины пока неясен. Термальные воды Баргузинской долины и побережья Среднего Байкала давно привлекали внимание исследователей с точки зрения их бальнеологических свойств (Николаева, 1926). В 1960-1970-х гг. была разработана общая систематика месторождений термальных вод Прибайкалья. По составу макрокомпонентов термальные воды были разделены на углекислые, азотные и метановые (Ломоносов и др., 1968). В последние годы были опубликованы новые данные о составе не только главных, но и малых компонентов термальных вод Среднего Байкала (Дзюба и др., 2005; Плюснин и др., 2008, 2013; Перязева и др., 2016; Ангахаева и др., 2021).

Цель настоящей работы – определить характер косейсмической химической гидрогеодинамики термальных и холодных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала, проследить изменения проницаемости микротрещин для циркулирующих подземных вод и их расчетных температурных и глубинных характеристик в Максимихинском резервуаре в 2013–2015 гг.

Сейсмичность Среднего Байкала в 2013–2015 гг.

В акватории Среднего Байкала и сопредельном юго-восточном побережье в 2013– 2015 гг. различаются фоновые землетрясения с хаотичным пространственным распределением и пониженным энергетическим классом (К=8.6–10.5) и землетрясения повышенного энергетического класса (К=10.3– 12.7), которые реализуются в отдельном сейсмическом событии (Заливное землетрясение) и двух сейсмических активизациях (Горячинской и Усть-Баргузинской) (рис. 1, 2).



Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений на Среднем Байкале в 2013–2015 гг. Использован каталог (Карта..., 2023).

Fig. 1. Spatial distribution of earthquake epicenters in the Middle Baikal area in 2013–2015. The catalog (Map..., 2023) is used.



Рис. 2. Распределение землетрясений разного энергетического класса территории Среднего Байкала на шкале времени. Условные обозначения см. рис. 1. Землетрясения активизаций (К=10.3–12.7) отличаются от фоновых землетрясений (К=8.6–10.5), имеющих беспорядочное пространственное распределение. Субвертикальной розовой полосой выделен почти 2-х месячный асейсмичный интервал во время Усть-Баргузинской активизации.

Fig. 2. Distribution of earthquakes of different energy classes in the Middle Baikal area along a time scale. Symbols are as in Fig. 1. Reactivation earthquakes (K=10.3-12.7) differ from background ones (K=8.6-10.5), which have a random spatial distribution. A subvertical pink stripe marks an almost 2-month aseismic interval during the Ust-Barguzin reactivation.

Горячинской сейсмической активизации предшествует Заливное землетрясение, произошедшее в Баргузинском заливе. Эта активизация начинается 07 июля 2014 г. землетрясением среднего энергетического класса (К=11.3) в акватории Среднего Байкала. За ним следует землетрясение пониженного энергетического класса (К=10.9) на побережье 24 октября 2014 г. с переходом по часовой стрелке на прибрежную акваторию озера землетрясения среднего энергетического класса (К=12.2) 22 декабря 2014 г. с дальнейшим смещением в район подводного Академического хребта землетрясением пониженного энергетического класса (К=11.0) 11 января 2015 г. С этого события направление вращения эпицентров меняется. Землетрясение пониженного энергетического класса (К=10.5) происходит в прибрежной акватории 26 января 2015 г. при смещении относительно эпицентра землетрясения 11 января против часовой стрелки с последующим выходом на максимальный сейсмический толчок (К=12.7) 06 апреля 2015 г. и заключительным землетрясением Горячинактивизации (К=11.4) 20 ской апреля.

Активизация называется Горячинской, поскольку эпицентр ее главного события находится вблизи курорта Горячинск (на схеме рис. 1 не показан). Эпицентры наиболее сильных землетрясений распределяются в акватории Байкала вдоль его ЮВ побережья.

Усть-Баргузинская сейсмическая активизация начинается с самого сильного ее землетрясения (K=12.3) на северо-восточном продолжении линии наиболее сильных событий Горячинской активизации, вблизи Усть-Баргузина, и характеризуется пространственным смещением эпицентров к ову Ольхон при их вращении по часовой стрелке.

Землетрясения Горячинской сейсмической активизации соответствуют по времени сильному Северо-Хубсугульскому землетрясению 05 декабря 2014 г., а Усть-Баргузинская активизация – Голоустному землетрясению в акватории Южного Байкала у его СЗ побережья, начинающему Голоустную сейсмическую активизацию с таким же энергетическим классом как начальное главное землетрясение Усть-Баргузинской активизации. Оба знаковых землетрясения соответствовали временным интервалам вращения эпицентров землетрясений Среднего Байкала по часовой стрелке. Северо-Хубсугульское землетрясение предшествовало Горячинскому, Голоустное следовало за Усть-Баргузинским после почти 2-х месячного асейсмичного временного интервала Среднего Байкала.

Методика аналитических исследований проб воды

Методика отбора, хранения и аналитических исследований проб воды подробно охарактеризована в работах (Чебыкин и др., 2007, 2012, 2015; Чебыкин, Ильясова, 2023). Для определения химического элементного состава образцы воды фильтруются при отборе проб через шприц-насадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-К, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech Gmbh, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axygen Scientific, Cat.-No. MCT-200-C, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70 %), дважды очищенная с помощью суббойлиннговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутренстандарта. Аликвоты консерванта него взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешиваются и рассчитывается точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). Пробы хранятся в холодильнике при положительной температуре. В подготовленных растворах определяются содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce.

Изотопы урана определяются после выделения этого металла на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). При низкой концентрации U в пробе воды, металл извлекается из большего объема пробы (до 30 л).

Si и Na/Li геотермометрия

Если оценки температур в подземных водах по кремниевым геотермометрам не превышают 100 °С, принимаются значения температуры по халцедоновой модификации геотермометра (Arnorsson et al., 1983):

$$T(Si) = \frac{1112}{(4.91 - \log C)} - 273.15$$

где С –концентрация SiO₂ в мг/дм³; T(Si) – температура в °С. Если температура составляет 150–250 °С, приводятся значения температуры по кварцевому геотермометру (Fournier, Potter, 1982; Шестакова, Гусева, 2018):

T(Si)=(-

42.198×(±1.345)+0.28831×(±0.01337)×C)-(3.6686×0.0001),

где С – концентрация SiO₂ в мг/дм³, T(Si) – температура в °C.

При температуре более 250 °С калибровка отсутствует. Учитывая фактор разбавления подземных вод слабо минерализованными (метеорными) водами, полученные значения рассматриваются как минимальные оценки температуры глубинного резервуара (Ильясова, Снопков, 2023).

Для определения температуры T(Na/Li) подземных вод используется геотермометр (Fouillac, Michard, 1981), представленный уравнениями:

$$t^{o}C = \frac{1195}{0.130 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительном для концентраций Cl > 0.3 моль/кг (>11 г/кг Cl), и

$$t^{o}C = \frac{1000}{0.389 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительном для концентраций Cl < 0.3 моль/кг (Cl < 11 г/кг). В обоих уравнениях используются концентрации элементов в молях (mNa и mLi).

При расчете температуры в резервуаре подземных вод концентрации Na и Li в подземных водах не учитываются, а имеет значение только отношение этих элементов, которое проецируется из резервуара на поверхность. При отсутствии тектонических движений Na/Li геотермометр в общем дает температуры подземных вод резервуара, возрастающие с глубиной, подобные температурам Si геотермометра. В плоскости активного разлома развиваются различные глинистые минералы (Moore, Lockner, 2007; Ikari et al., 2009; Karingithi, 2009; Kocserha, Gömze, 2010; Tembe et al., 2010), что отражается в несоответствии оценок T(Na/Li) и T(Si). Предполагается, что Na/Li геотермометр дает кажущиеся температуры подземных вод, создающиеся в плоскости активного разлома с синтектоническим выделением тепла и образованием глинки трения.

При мониторинге холодных подземных вод на Култукском полигоне в бортовых активных разломах Южно-Байкальской впадины (Обручевском и ЮЗ Бортовом) были получены тренды Т(Na/Li) с повышенной концентрацией Li, а на Култукской ступени – тренды T(Na/Li) с низкой концентрацией Li (Чебыкин, Рассказов, 2023).

Различие трендов объясняется включением фактора температурной зависимости Li в реакции катионного обмена вод с глинами и цеолитами (Fouillac, Michard, 1981; Sanjuan et al., 2014):

Li глины + H^+ = H глины + Li^+ воды.

Реакция с обогащением подземных вод литием идет, если 1) в области дренажа подземных вод присутствуют глинистые минералы и 2) на глину воздействует протон водорода, т.е. кислотность среды возрастает. Чем кислее среда (ниже pH), тем больше концентрация протона в среде, тем интенсивнее идет реакция ионного обмена (больше выход Li в воду).

Пространственное распределение гидротерм

На Среднем Байкале выделяется Ямбуйская субширотная зона левосторонней транстенсии, которая соответствует глубокой части оз. Байкал с отметкой до 1620 м у юговосточного берега о-ва Ольхон. На Среднем Байкале установлена минимальная толщина коры всей рифтовой структуры около 35 км (Крылов и др., 1981), которая контролируется субширотной Ямбуйской зоной. Южная граница зоны маркируется месторождениями термальных вод: Горячинским и Золотой Ключ, составляющими Горячинское геотер-Месторождение Золотой мальное поле. Ключ вписывается в структурное ответвление, трассированное Котокельской цепочкой малых впадин. Северная часть Ямбуйской транстенсионной зоны сменяется впадинами юга Баргузинской долины, составляющими, судя по распространению термальных вод, единую структуру, контролирующую месторождения Южно-Баргузинского геотермального поля (рис. 3).



Рис. 3. Схема распределения месторождений термальных вод в бассейнах и хребтах центральной части Байкальской рифтовой системы (*a*) и геотермальных аномалий относительно Байкала (*б*). Впадины: 1 – Мондинская, 2 – Хойтогольская, 3 – Туранская, 4 – Тункинская, 5 – Торская, 6 – Быстринская, 7 – Танхойская, 8 – Южно-Байкальская, 9 – Усть-Селенгинская, 10 – Итанцинская, 11 – Хамская, 12 – Котокельская, 13 – Туркинская, 14 – Максимихинская, 15 – Ямбуйская, 16 – Усть-Баргузинская, 17 – Баргузинская, 18 – Ясская, 19 – Богундинская, 20 – Гаргинская, 21 – Амутская, 22 – Тураки, 23 – Нироконская. Транстенсионные сегменты: ЦБ – Центрально-Баргузинский, ЯМ – Ямбуйский. Инверсионные секторы сжатия: ЕК – Еловско-Култукский,

НМ – Ниловско-Мондинский. *Мониторинговые полигоны:* КЛ – Култукский, МК – Максимихинский. В качестве основы использован фрагмент схемы центральной части Байкальской рифтовой системы из работы (Флоренсов, 1960) с изменениями и дополнениями. Месторождения термальных вод показаны по данным (Ломоносов и др., 1977) с дополнением по о-ву Ольхон (Дзюба и др., 2005). На панели б показана локальная точка глубины Байкала 1620 м при средней глубине дна 1416 м в Ямбуйской зоне транстенсии по работам (Логачев, 1974, 1999).

Fig. 3. Scheme of thermal water distribution in basins and ranges of the central part of the Baikal Rift System (*a*) and geothermal anomalies relative to the Baikal (*b*). *Basins:* 1 - Mondy, 2 - Khoytogol, 3 - Turan, 4 - Tunka, 5 - Tory, 6 - Bystraya, 7 - Tankhoy, 8 - South-Baikal, 9 - Ust-Selenga, 10 - Itantsy, 11 - Kham, 12 - Kotokel, 13 - Tura, 14 - Maksimikha, 15 - Yambuy, 16 - Ust-Barguzin, 17 - Barguzin, 18 - Iassy, 19 - Bogunda, 20 - Garga, 21 - Amuty, 22 - Turaki, 23 - Nirokon. Transtensional segments: LIB - Central Barguzin, M - Yambui. *Inversional compression sectors:* EK - Elov-ka-Kultuk, HM - Nilovska-Mondy. *Monitoring areas*: KJI - Kultuk, MK - Maksimikha. The fragment of the central part of the Baikal Rift System is modified after (Florensov, 1960). Thermal water deposits are shown after (Lomonosov et al., 1977) with an addition on Olkhon Island (Dzyuba et al., 2005). Panel *b* shows the local depth point of the Baikal 1620 m with an average bottom depth of 1416 m in the Yambuy transtension zone after (Logatchev, 1974, 1999).

Группы месторождений термальных вод образуют геотермальные аномалии, которые обозначают более или менее изометричные области концентрации тепла. Термальные воды поступают с глубин нескольких километров и, возможно, маркируют более глубинную подпитку флюидами, поднимающимися из мантии (Рассказов и др., 2023). Ямбуйская зона транстенсии и пространственно связанные с ней Горячинское и Южно-Баргузинское термальные поля составляют наиболее крупную Срединно-Байкальскую геотермальную аномалию. Северо-Баргузинская геотермальная аномалия маркируется гидротермами месторождений, расположенных по дистали рифтовых структур Баргузинской долины, содержащей в бортах центральной части элементы правосторонней транстенсии. Еще одна (Усть-Селенгинская) геотермальная аномалия локализована по скважинам, пройденным в дельте Селенги. В западной части Южно-Байкальской впадины и сопредельной инверсионной части Тункинской долины выходов термальных вод не известно. Тункинскую геотермальную аномалию образуют термальные воды расширенной мульдообразной Тункинской впадины центральной части Тункинской долины.

По размерам порядка 100–150 км и изометричному характеру пространственного распределения гидротерм геотермальные аномалии подобны Витимской и Удоканской расплавным аномалиям Забайкалья, которые были выражены в вулканической деятельности последних 16–14 млн лет и контролировались угловой Витимо-Удоканской зоной транстенсии (Рассказов, Чувашова, 2018). Подобным угловым соотношением характеризуются северо-северо-восточный (Центрально-Баргузинский) и субширотный (Ямбуйский) транстенсионные сегменты

Западная часть Южного Байкала слабо сейсмична, а выходы термальных вод на побережье западной части Байкала не известны. Баргузинская долина, характеризующаяся многочисленными выходами термальных вод Северо-Баргузинского и Южно-Баргузинского геотермальных полей, имеет более высокую сейсмическую активность.

Распределение землетрясений в современной геотермальной структуре Среднего Байкала

Профилированием донных отложений Байкала установлены точки высокого теплового потока (Голубев, 2007). При соединении точек соседних профилей образуются линейные трассы (рис. 4). Наиболее протяженная линия точек высокого теплового потока (более 70 км) трассирует активный разлом северо-восточного простирания в акватории Байкала, на расстоянии 15-20 км от берега, напротив берегового Горячинского геотермального поля. На юго-западе трасса Горячинского субаквального активного разлома сменяется по простиранию менее протяженным (около 30-40 км) активным разломом, срезающим берег. Юго-западное окончание этого разлома входит в Сухое гидротермальное поле, в котором локальные геотермальные аномалии акватории Байкала объединяются с береговой скважиной Сухая глубиной 278 м, вскрывающей термальные воды (температура 52 °С). На северо-востоке трасса Горячинского субаквального активного разлома переходит по простиранию в Максимихинское геотермальное поле. В акватории к этому геотермальному полю относятся точки высокого теплового потока 167 и 136 мВт/м², на берегу – охлажденные гидротермы родников МАХ и Yasnyi, а также

вода скважины MaxS. На юго-западной окраине пос. Максимиха в скважинах измерен низкий тепловой поток (28 и 34 мBт/м²). Основываясь на полученных гидрогеохимических данных по родникам и скважинам восточной части этого поселка, мы предполагаем наличие здесь геотермального поля, которое может быть вскрыто глубокой скважиной и может дать термальные воды, подобных горячинским.



Рис. 4. Схема распределения отобранных проб воды в геотермальной структуре ЮВ побережья и сопредельной акватории Среднего Байкала. Условные обозначения см. рис. 1. Местоположение и величины точек высокого теплового потока – из работы (Голубев, 2007), местоположение гидротермальных месторождений – из работы (Ломоносов и др., 1977), местоположение грязевых вулканов – из работы (Klerkx et al., 2006; Хлыстов и др., 2017).

Fig. 4. Scheme of hydrogeochemical sampling in geothermal structure of the southeastern coast and adjacent water area of Middle Baikal. Symbols are as in Fig. 1. The location and magnitude in sites of high heat flow are from (Golubev, 2007), the location of hydrothermal deposits is from (Lomonosov et al., 1977), the location of mud volcanoes is from (Klerkx et al., 2006; Khlystov et al., 2017).

В акватории Баргузинского залива, вдоль п-ова Святой Нос, трассируется короткий активный разлом (длина около 30 км) в северо-восточном направлении точками высокого теплового потока (79 и 80 мВт/м²) и выходом термальных вод Кулиных болот на сухопутном перешейке, соединяющем п-ов с побережьем озера. Этой трассе пространственно соответствует Южно-Баргузинское геотермальное поле побережья, на котором опробованы термальные воды Гусихинского источника. В родниках на 12-м и 14-м км дороги Усть-Баргузин–Максимиха (ст. 88, 89) и в скважине южной окраины пос. Уро (южное окончание Баргузинской долины) опробованы холодные воды.

Эпицентры землетрясений Горячинской активизации, термальный источник Золотой Ключ и точка теплового потока 167 мВт/м² распределяются вдоль северо-северозападной линии, пересекающей сочленение Горячинского субаквального активного разлома с Максимихинским геотермальным полем. Непосредственно в этом сочленении находятся эпицентры начального и заключительного землетрясений Горячинской активизации. Протяженность линии около 100 км. Эта линия воспринимается как трасса активного Поперечного разлома, контролирующего распределение землетрясений.

Эпицентры Заливного землетрясения. предшествующего Горячинской сейсмической активизации, и Усть-Баргузинского землетрясения, начинающего новую (Усть-Баргузинскую) активизацию, следующую после Горячинской, находятся восточнее Поперечного разлома. Горячинская сейсмическая активизация обеспечивает распределение землетрясений в Поперечном разломе и вдоль субаквальных активных водопроницаемых (с повышенным тепловым потоком) разломных фрагментов западнее его. Эта активизация проходит две фазы вращения эпицентров землетрясений. В первую фазу эпицентры вращаются по часовой стрелке с активизацией всего Поперечного разлома и субаквального разлома Горячинского в ближней зоне. Во вторую фазу эпицентры вращаются против часовой стрелки и концентрируются вдоль субаквальных водопроницаемых разломных фрагментов от пересечения Поперечного и Горячинского разломов до участка сочленения активного разломного фрагмента с Сухим геотермальным полем в дальней зоне.

Опробование природных вод

Опробование проводилось с конца 2012 г. до 2023 г. включительно. На некоторых водопунктах была отобрана только одна проба (скв. 46, скв. MaxS, родник Yasnyi, р. Кика, 90–оз. Духовое, 93–оз. Котокель), частично – две или три (скв. 91, Gor-1–Горячинск, родники 88, 89, скв. Сухая, р. Турка, р. Максимиха, р. Баргузин). На родниках МАХDuh и МАХ проводился мониторинг с отбором проб в среднем через 2 недели (рис. 5).

Опробования родника MAXDuh совпало с Заливным землетрясением и всеми землетрясениями Горячинской сейсмической активизации, опробования родника MAX – только с землетрясениями Горячинской активизации. Последние пробы отбирались на обеих станциях в день начала Усть-Баргузинской активизации (21 июня 2015 г.).



Рис. 5. Схема временных интервалов мониторинга станций MAXDux и MAX в сопоставлении с временем отбора единичных проб на побережье Среднего Байкала. Распределение проб в интервале 2016–2023 гг. показано вне временного масштаба. Обозначено время знаковых землетрясений 2014–2015 гг.: Северо-Хубсугульского и Голоустного.

Fig. 5. Scheme of time intervals for monitoring in stations MAXDux and MAX in comparison with timing of taking single samples on the coast of Middle Baikal. Distribution of samples in the interval of 2016–2023 is shown without the time scale. Indicated are the remarkable earthquakes of 2014–2015: North Khubsugul and Goloustny.



Рис. 6. Диаграммы Si – общая минерализация (*a*) и Ca/Na – общая минерализация (*б*) для подземных и поверхностных вод ЮВ побережья Среднего Байкала. Интервал общей минерализации (OM) верхнего гидрогеодинамического этажа показан по работе (Дзюба, Кулагина, 2005). Интервал OM нижнего гидрогеодинамического этажа оценивается по макрокомпонентам термальных вод и охлажденных гидротерм территории. На панели *a* показано значение температуры 25 °C по халцедоновому геотермометру (Arnorsson et al., 1983) с соответствующим глубинным эквивалентом температуры (ГЭТ) = 1 км, исходя из регионального геотермического градиента 25 °C на 1 км (Голубев, 2007). Стрелками обозначены направления временного изменения состава гидротерм скважин Сухой и Горячинска.

Fig. 6. Diagrams Si – total mineralization (*a*) and Ca/Na – total mineralization (*b*) for groundwater and surface water of the SE coast of Middle Baikal. The interval of total mineralization (TDS) of the upper hydrogeodynamic region is shown after (Dzyuba, Kulagina, 2005). The TDS interval of the lower hydrogeodynamic region is estimated from the macrocomponents of thermal water and cooled hydrotherms of the area. Panel *a* shows the chalcedony geothermometer temperature of 25 °C (Arnorsson et al., 1983) with the corresponding depth equivalent temperature (DET) = 1 km, based on a regional geothermal gradient of 25 °C per 1 km (Golubev, 2007). Arrows indicate directions of temporal changes in the composition of thermal water from the Sukhoi and Goryachinsk wells.

Макрокомпоненты

Природные воды Прибайкалья разделяются по составу на 9 типов, среди которых различаются подземные воды верхнего и нижнего гидрогеодинамических этажей с переходом между ними на глубине около 1 км. В верхнем гидрогеодинамическом этаже общая минерализация составляет 0.1-0.3 г/дм³, в нижнем – 0.4–0.7 г/дм³. Отдельно рассматриваются трещинно-жильные воды с минерализацией 0.2-0.3 г/дм³. Предполагается, что «в верхнем гидрогеодинамическом этаже компонентный состав подземных вод, за редким исключением, аналогичен составу речных вод и атмосферных осадков. Составы же вод нижнего гидрогеодинамического этажа и трещинно-жильных гидротерм разломов резко различаются» (Дзюба, Кулагина, 2005, с. 14).

На диаграммах вариаций Si и отношения Са/Na относительно общей минерализации (рис. 6) термальные воды ЮВ побережья Среднего Байкала нижнего гидрогеодинамического этажа (Гусиха, Горячинск, Сухая) отчетливо разделяются с подземными родника MAXDuh, а также группы родников и скважин Максимихи-Баргузина верхнего гидрогеодинамического этажа. Фигуративные точки вод из родников MAX, Yasnyi и скважины MaxS пос. Максимиха занимают промежуточное положение и рассматриваются в дальнейшем как охлажденные гидротермы. Состав воды оз. Гусиха существенно смещен от состава вод малых озер Духовое и Котокель, поскольку это небольшое озеро в настоящее время наполняется изливающимися термальными водами.

Микрокомпонент Li, температурные оценки в резервуаре подземных вод

О генетической связи вод родников MAX, Yasnyi и скважины MAXS пос. Максимиха свидетельствует распределение Li, концентрация которого в подземных водах зависит от температуры в обменных реакциях с глинистыми минералами и цеолитами (Fouillac, Michard, 1981) и возрастает при землетрясениях (Рассказов и др., 2022).

На диаграмме Li – Na/Li (рис. 7) различаются фигуративные поля точек холодных вод и термальных вод с охлажденными гидротермами. Воды родников и скважин пос. Максимиха имеют повышенную концентрацию Li при низком Na/Li отношении, сопо-

ставляются с термальными водами и отличаются от холодных вод из родников и скважин других территорий Среднего Байкала. На диаграмме T(Na/Li) – Li (рис. 8) концентрация Li возрастает с возрастанием температуры, рассчитанной по натрийлитиевому геотермометру.



Рис. 7. Диаграмма Li – Na/Li. Условные обозначения см. рис. 6.



Рис. 8. Диаграмма T(Na/Li) - Li. Условные обозначения см. рис. 6. Для расчета T(Na/Li) в резервуаре термальных вод Гусихи использовано уравнение при концентрации Cl > 0.3 моль/кг (>11 г/кг Cl), для других природных вод – уравнение при концентрации Cl < 0.3 моль/кг (Cl < 11 г/кг) (Fouillac, Michard, 1981).

Fig. 8. Diagram T(Na/Li) vs Li. Symbols are as in Fig. 6. To calculate T(Na/Li) in the Gusikha thermal water reservoir, the equation

Fig. 7. Diagram Li vs Na/Li. Symbols are as in Fig. 6.

for a concentration of Cl > 0.3 mol/kg (>11 g/kg Cl) was used; for other natural waters, an equation for a concentration of Cl < 0.3 mol/kg (Cl < 11 g/kg) was applied after (Fouillac and Michard, 1981).

На диаграмме сопоставления температур, рассчитанных по халцедоновому и натрийлитиевому геотермометрам (рис. 9), фигуративная точка горячинской термальной воды попадает на линию T(Si) = T(Na/Li). Точки термальных вод скв. Сухая и охлажденных гидротерм родников и скважин пос. Максимиха смещаются от линии согласованных температур с относительным возрастанием T(Na/Li). Концентрированная группа точек подземных вод ст. MAXDuh также попадает на линию T(Si) = T(Na/Li) предельно низким значением рассчитанных температур и смещается от линии согласованных температур с относительным возрастанием T(Na/Li). Такое смещение проявилось на ст. 27 Култукского полигона вследствие тектонических

смещений, сопровождавшихся косейсмическим образованием глинки трения в активном разломе при Кударинском землетрясении, которое обозначило растяжение в Южно-Байкальской впадине (Чебыкин, Рассказов, 2023).

Одна фигуративная точка ст. MAXDuh (контрольная проба 10 декабря 2021 г.) и точка ст. 217 (08 августа 2023 г.) смещены от линии согласованных температур с относительным возрастанием T(Si). Такое смещение проявилось на ст. 27 Култукского полигона как показатель поступления воды с боуровня резервуара глубокого лее при Хубсугульском землетрясении и афтершоках. В этом случае фактор образования глинки трения не проявился вследствие косейсмического поступления глубинной порции вод по открытым трещинам без смещений.



Рис. 9. Диаграмма T(Si) – T(Na/Li). Условные обозначения см. рис. 6. Для расчета T(Na/Li) в резервуаре термальных вод Гусихи используются уравнения при концентрации Cl > 0.3 моль/кг (>11 г/кг Cl). Оценки T(Si) этого месторождения по уравнению кварцевого геотермометра (Fournier, Potter, 1982; Шестакова, Гусева, 2018) превышают 250 °С и попадают в область некалиброванных значений. Для расчета T(Na/Li) в резервуаре других природных вод используется уравнение при концентрации Cl < 0.3 моль/кг геотермометра (Fouillac, Michard, 1981), а для расчета T(Si) – уравнение халцедонового геотермометра (Arnorsson et al., 1983).

Fig. 9. Diagram T(Si) – T(Na/Li). Symbols are as in Fig. 6. To calculate T(Na/Li) in the Gusikha thermal water reservoir, the equation for a concentration of Cl > 0.3 mol/kg (>11 g/kg Cl) was used. T(Si) estimates using the equation of a quartz geothermometer (Fournier, Potter, 1982; Shestakova, Guseva, 2018) show values exceeding 250 °C and correspond to the uncalibrated range. For other natural waters, the equation for a concentration of Cl < 0.3 mol/kg of the geothermometer (Fourlier, Michard, 1981) was used to calculate T(Na/Li) in a reservoir and the chalcedony equation of the geothermometer (Arnorsson et al., 1983) was applied to calculate T(Si).

По аналогии с подземными водами Култукского полигона в контрольных подземных водах Максимихинского полигона 2021-2023 гг. устанавливается косейсмическое возрастание T(Si). С одной стороны, отсутствие термальных вод на Култукском полигоне с оценками глубины холодных трещинных вод по T(Si) до 1.7 км, с другой стороны, частичное сходство гидрогеохимических показателей вод станций МАХ, MAXS и Yasnyi с гидротермами Горячинского месторождения ведет к необходимости различать охлажденные гидротермы Максимихинского резервуара как особую группу из переходной зоны нижнего гидрогеодинамического этажа (рис. 9).

Воды термальных источников и скважины Гусихи отличаются весьма высоким содержанием Si (42–47 г/дм³), дающим оценку температуры в резервуаре по халцедоновому геотермометру выше 100 °С. Эта оценка не корректна. По кварцевому геотермометру получается оценка температуры более 250 °С. Поскольку при таких высоких содержаниях Si температура не калибрована, эта оценка тоже не корректна. Ориентировочно принимается оценка температуры более 250 °С и соответствующий глубинный эквивалент температуры более 10 км.

В водах оз. Гусиха и горячинских термальных водах получаются отдельные данные с приблизительно равными температурами: T(Si) ~ T(Na/Li). В обоих случаях можно допустить отсутствие синтектонического эффекта T(Na/Li). Горячинская вода опробовалась 17 мая 2014 г. Это опробование было предсейсмическим. Гусихинские воды опробовались 5 октября 2019 г. Это опробование также было предсейсмическим, т.е. предшествовало Байкало-Хубсугульской активизации. В течение 2019–2020 гг. в подземных водах станций Култукского полигона установились узкие интервалы T(Si) и T(Na/Li), обозначившие гидрогеодинамические центры, которые служили в качестве исходных характеристик для развития процессов резервуара, сопровождавших последующую Байкало-Хубсугульскую активизацию 2020–2023 гг. (Чебыкин, Рассказов, 2023). Возможно, термальные воды, наполнявшие оз. Гусиха 5 октября 2019 г., также обозначили гидрогеодинамический центр.

Организация мониторинга

Для оценки обстановки на Среднем Байкале во время усиления сжатия в середине сейсмогеодинамического цикла 2008-2020 гг. показательны результаты мониторинга подземных вод во временном интервале 2013-2015 гг. (перед Голоустным землетрясением) на Максимихинском полигоне юговосточного побережья Среднего Байкала. Максимихинский полигон находится на выходе одноименной впадины на берег Баргузинского залива Байкала в центральной части Ямбуйской транстенсионной зоны. Максимихинский полигон пространственно смещается вдоль нее по латерали Южно-Байкальской рифтовой впадины от магистральной рифтовой структуры, ограниченной юго-восточным берегом о-ва Ольхон (см. рис. 3).

Мониторинг, организованный в конце 2012 – начале 2013 г. на южном берегу Баргузинского залива оз. Байкал, в районе пос. Максимиха, проводится на двух родниках: МАХ и MAXDuh (рис. 10). Частота опробования станций в 2013–2015 гг. составляет в среднем один раз в 2 недели. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2023 г. отбираются контрольные пробы ровно через год после Кударинского землетрясения, 10 декабря 2021 г.



Рис. 10. Схема расположения станций гидрогеохимического опробования на Максимихинском полигоне.

Fig. 10. Scheme of the location of sites for hydrogeochemical sampling on the Maximikha area.

В процессе мониторинга определяется исходное состояние резервуара и преобразования в резервуаре с выходом на его состояние, предшествующее Голоустному землетрясению. По пробам, отобранным на станции MAXDuh с 27 ноября 2012 г. до 15 июля 2013 г., оценивается исходное состояние резервуара, по пробам, отобранным на обеих станциях с 17 июля 2013 г. до Северо-Хубсугульского землетрясения 5 декабря 2014 г. – преобразования в резервуаре, предшествующие этому землетрясению, по пробам, отобранным с 15 февраля до 21 июня 2015 г., – переход к состоянию резервуара, соответствующему подготовке Голоустного землетрясения 05 сентября 2015 г. (рис. 2). Непосредственно перед Голоустным землетрясением, пробы не отбирались около 2.5 месяцев. Этот временной отрезок неопределенности перекрывает 5-8-месячный интервал проявления признаков подготовки Голоустного землетрясения на станциях Култукского полигона (Rasskazov et al., 2020).

Открытие и закрытие микротрещин во времени: вариации U, A4 и OA4/8

Проявление в резервуаре подземных вод фактора открытия и закрытия микротрещин (растяжения и сжатия верхней части коры) оценивается по относительным вариациям концентраций U, ²³⁴U (А4 в единицах активности, ед.а.) и отношения ОА4/8.

Станция MAXDuh

В подземных водах этой станции имеется отчетливая корреляция широко варьирующей концентрации изотопа ²³⁴U с общим содержанием $\hat{U}(^{238}U)$ в подземных водах (рис. 11). Начальная проба, отобранная 27 ноября 2012 г., показывает значения концентрации U = 0.83 мкг/дм³и ²³⁴U = 2.4 единиц активности (ед.а.) при значении ОА4/8 = 2.92. До 15 июля 2013 г. пробы имеют близкие значения: U = 0.79-0.81 мкг/дм³, A4 = 2.3-2.4 ед.а. и OA4/8 = 2.92–2.93. В пробе, отобранной 17 июня 2013 г., первый параметр снижается до 0.78 мкг/дм³, второй – до 2.26 ед.а., третий – до 2.90. В дальнейших наблюдениях, вплоть до Голоустного землетрясения 5 сентября 2015 г., наблюдаются импульсы снижения концентраций U и ²³⁴U с квазипериодичностью от 3.5 до 5.5 месяцев. Общее значение ряда минимумов U и A4 подчеркивается их последовательным усилением со значениями, соответственно, 0.64, 0.44-0.45, 0.24 мкг/дм³ и 1.9, 1.3, 1.3, 0.71 ед.а. Контрольная отобранная во время Байкалопроба. Хубсугульской сейсмической активизации 10 декабря 2021 г., имеет повышенную концентрацию U (1.2 мкг/дм³).

На станции MAXDuh преобладают значения OA4/8 в интервале 2.95–3.05. Этот показатель резко снижается (до 2.78) только 30 июня 2014 г. Аномалия OA4/8 не совпадает с какими-либо минимумами U и A4. Следовательно, существенные вариации OA4/8 в подземных водах станции MAXDuh в данном случае не зависят от вариаций концентраций ²³⁴U и ²³⁸U.



Рис. 11. Диаграммы временных вариаций концентрации U (*a*), значений A4 (*б*) и OA4/8 (*в*) на мониторинговой станции MAXDuh перед Голоустным землетрясением, в 2013–2015 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 11. Diagrams of temporal variations in U concentrations (*a*), A4 (*b*) and AR4/8 (*c*) at the MAXDuh monitoring station before the Goloustny earthquake, in 2013-2015. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

Начавшееся 17 июля 2013 г. снижение концентраций U, A4 и отношения OA4/8 в водах ст. MAXDuh связано по времени с Заливным землетрясением 10 июля 2013 г. В случае более частого отбора проб такое соответствие было бы более очевидным. Два последующих минимума концентраций U и А4 не сопровождаются снижением отношения ОА4/8. Землетрясения отсутствуют. Однако резкое снижение отношения ОА4/8 30 июня 2014 г. предшествует начальному землетрясению 07 июля 2014 г. Горячинской активизации в акватории Байкала. Следующие минимумы концентраций U и A4 01 октября 2014 г. сопровождаются снижением отношения ОА4/8 и слабым береговым землетрясением 24 октября 2014 г. Таким образом, получаются согласующиеся во времени гидрогеохимические и сейсмические эффекты 10-17 июля 2013 г. (Заливное землетрясение), а также 30 июня – 07 июля и 01-24 октября 2014 г. (начальные землетрясения Горячинской активизации).

Более сильное землетрясение в акватории 22 декабря 2014 г. и два других более слабых землетрясения 11 и 26 января 2015 г. не имеют признаков минимумов концентраций U, A4 или отношения OA4/8 и могут представлять собой далекие отклики на сильное (триггерное) Северо-Хубсугульское землетрясение 05 декабря 2014 г.

Последующим ярко выраженным минимумам концентраций U и A4 01 мая 2015 г. предшествуют главное землетрясение Горячинской активизации 06 апреля и заключительное землетрясение 20 апреля 2015 г. Запаздывание минимумов концентраций урануклидов объясняется эффектом новых Поперечного разлома, стопорящим развитие деформаций от Горячинского субаквального разлома к Максимихинскому полигону. Еще больший эффект запаздывания проявляется в минимуме отношения ОА4/8. При переходе от Горячинской активизации к Усть-Баргузинской наблюдается один акт согласования минимумов концентраций U, A4 и отношения ОА4/8 без землетрясений. После минимума отношения ОА4/8 наблюдается резкий переход к максимуму с последующим постепенным снижением этого отношения до дня главного (запускающего) события Усть-Баргузинской активизации 21 июня 2015 г. Таким образом, получаются согласующиеся во времени гидрогеохимические и сейсмические эффекты 06 апреля – 01 мая 2015 г. (главное и заключительное землетрясения Горячинской активизации).

В общей последовательности минимумов U и A4 подземных вод станции MAXDuh предполагаются отклики таких же минимумов во время землетрясений, по аналогии с минимумами U и A4 подземных вод ст. 27 Култукского полигона непосредственно перед землетрясением (Rasskazov et al., 2022).

Станция МАХ

В подземных водах этой станции концентрация изотопа ²³⁴U также коррелируется с общим содержанием U. В середине временного интервала наблюдений минимумы 01 мая и 01 октября 2014 г. станции МАХ совпадают с минимумами станции MAXDuh. Перед этим временным интервалом минимум станции МАХ предшествует минимуму станции MAXDuh 14 ноября 2013 г., после него минимум станции МАХ следует после минимума станции MAXDuh 01 мая 2014 г. Поскольку минимумы концентраций U и ²³⁴U маркируют импульсы сжатия микротрещин, можно видеть опережающее сжатие коры в резервуаре под станцией МАХ относительно сжатия коры в резервуаре под станцией MAXDuh перед согласованными минимумами 01 мая и 01 октября 2014 г. и запаздывающее сжатие коры в резервуаре под станцией МАХ относительно сжатия коры в резервуаре под станцией MAXDuh после согласованных минимумов (рис. 12а,б).



Рис. 12. Диаграммы временных вариаций концентрации U (*a*), A4 (б) и OA4/8 (*b*) на мониторинговой станции MAX перед Голоустным землетрясением, в 2013–2015 гг. Условные обозначения см. рис. 1 и 11. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (K).

Fig. 12. Diagrams of temporal variations in U concentrations (*a*), A4 (*b*) and AR4/8 (*c*) at the MAX monitoring station before the Goloustny earthquake, in 2013-2015. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

Кроме минимумов концентраций U и ²³⁴U, проявленных на обеих станциях мониторинга, после интервала согласованных минимумов выявляются дополнительные минимумы 31 декабря 2014 г. и 01 апреля 2015 г. станции МАХ, соизмеримые с согласованными минимумами этой станции. В результате, импульсы сжатия коры в резервуаре под станцией МАХ перед Голоустным землетрясением проявляются в 2 раза чаще.

Еще одна особенность станции МАХ заключается в образовании максимумов U и ²³⁴U, сопряженных с минимумами. Наиболее контрастная смена минимума максимумом устанавливается 01–15 мая 2014 г. В этом случае импульс сжатия микротрещин, затруднивший циркуляцию подземных вод, сменяется импульсом растяжения, усиливающим циркуляцию.

Значения ОА4/8 станции МАХ находятся в интервале 1.56–1.65. Аномально низкое значение этого показателя, полученное на станции MAXDuh 30 июня 2014 г. (рис. 11в), не может сопоставляться со значением станции MAX из-за отсутствия пробы (рис. 12в). На станции MAX намечаются минимумы ОА4/8, совпадающие с минимумами концентраций U и ²³⁴U 01 мая и 01 октября 2014 г. Эти эпизоды обозначают наиболее выразительные импульсы сжатия. После 01 октября 2014 г. на станции MAX наблюдаются волнообразные колебания ОА4/8 с квазипериодичностью порядка 2 месяцев.

Исходя из общего сходства минимумов станций MAX и MAXDuh, землетрясения в общем соотносятся с гидрогеохимическими данными по урану на станциях мониторинга сходным образом. Дополнительный минимум концентраций U и ²³⁴U 01 января 2015 г. запазлывает относительно Северо-Хубсугульского землетрясения 05 декабря 2014 г. Запаздывание минимумов относительно главного и заключительного землетрясений Горячинской активизации в согласующихся во времени гидрогеохимических и сейсмические эффектах 06 апреля - 01 мая 2015 г. ст. MAXDuh усугубляется еще большим запаздыванием минимумов концентраций U и ²³⁴U на ст. МАХ (до 15 мая 2015 г.) одновременно с запаздывающим проявлением минимума ОА4/8 этой станции.

Запаздывание изотопных минимумов U обеих станций мониторинга по отношению к землетрясениям отражает проявление землетрясений Среднего Байкала в условиях растяжения коры, тогда как минимумы являются следствием землетрясений и показывают нарастание сжимающего эффекта после них.

Относительные вариации концентрации U, A4 и OA4/8 на мониторинговых станциях

Итак, концентрации U, ²³⁴U и значения ОА4/8 в подземных водах обеих станций возрастают при растяжении коры, которое приводит к Горячинской сейсмической активизации Среднего Байкала, и снижаются вследствие релаксации тектонических напряжений, сопровождающейся сжатием. Станции MAXDuh и MAX имеют контрастные характеристики урана, которые могут отражать меняющиеся условия в резервуаре подземных вод.

Концентрация U в подземных водах станции MAXDuh в основном ниже концентрации U в подземных водах станции MAX (рис. 13а). По нижней огибающей линии значений отношения U(MAXDuh)/U(MAX) обозначаются интервалы до Северо-Байкальского землетрясения 5 декабря 2014 г. и после него. Сначала наиболее прогнутая часть огибающей линии приходится на 15 мая 2014 г. с выходом на повышенные значения отношения U(MAXDuh)/U(MAX) подземных вод при Северо-Байкальском землетрясении, затем – на 15 февраля 2015 г. Всплеск концентрации U в подземной воде станции MAXDuh через 15 дней после Северо-Хубсугульского землетрясения превысил синхронную концентрацию U в подземной воде станции МАХ. Более значительное превышение концентрации U в подземной воде станции MAXDuh относительно синхронной концентрации U в подземной воде станции МАХ 01 мая 2014 г. приходится на наиболее прогнутую середину интервала, предшествовавшего Северо-Хубсугульскому землетрясению. В начале этого интервала наблюдается уравнивание концентрации U в подземных водах мониторинговых станций.

Обращает на себя внимание соответствие максимумов относительного превышения концентрации U в подземных водах станции MAXDuh (рис. 13a) минимумам концентрации U обеих станций (рис. 11a, 12a). Следовательно, превышение достигалось за счет более эффективного снижения концентрации U в подземных водах станции MAX, чем станции MAXDuh. Поскольку U растворяется и переносится подземными водами в окисленной форме, можно сделать заключение об отражении в минимумах U эпизодического усиления роли восстановленных газов с более эффективным их проявлением в подземных водах станции MAX.

Соотношение А4 в подземных водах станций MAXDuh и MAX в целом соответствует соотношению концентрации U. Нижняя огибающая кривая A4(MAXDuh)/A4(MAX) в подземных водах временном интервале во до Северо-Хубсугульского землетрясения ограничена значением, равным 1. Во временном интервале между Северо-Хубсугульским и Голоустным землетрясениями нижняя огибающая кривая опускается до значения 0.53 (рис. 13б).

Характер соотношения ОА4/8 в подземных водах станций MAXDuh и MAX существенно отличается от концентрационных соотношений общего U и ²³⁴U. В подземных водах станции MAXDuh OA4/8 почти в 2 раза выше этого параметра подземных вод станции МАХ. Намечаются четыре временных интервала относительного возрастания ОА4/8(MAXDuh)/OA4/8(MAX). Первые два интервала частично перекрываются между собой (рис. 13в).

Если следовать интерпретации возрастания ОА4/8 вследствие открытия микротрещин, способствующего циркуляции подземных вод, за время наблюдений с конца 2013 г. до первой половины 2015 г. можно реконструировать 4 эпизода перераспределения открывающихся микротрещин от области резервуара станции МАХ (нижний гидрогеодинамический этаж) к области резервуара станции MAXDuh (верхний гидрогеодинамический этаж). Нижний предел отношения OA4/8(MAXDuh)/OA4/8(MAX) поднимается от значения 1.795 эпизодов I-II к значению 1.820 эпизодов III-IV. Общие тенденции трех эпизодов характеризуют Горячинскую активизацию, завершающуюся значениями OA4/8(MAXDuh)/OA4/8(MAX) отношения на нижнем пределе. Эпизод IV начинает следующую (Усть-Баргузинскую) активизацию.

Вариации концентраций U и ²³⁴U в подземных водах станций MAXDuh и MAX в диапазоне соизмеримых значений опредеокислительно-восстановительным ляются режимом. Резкое различие ОА4/8 подземных вод этих станций отражает изменение параметра в режиме накопления. Ступенчатое возрастание ОА4/8 подземных вод станций MAXDuh и MAX отслеживается во время Горячинской сейсмической активизации. Растяжение в верхнем сейсмогеодинамическом этаже (ст. MAXDuh) более эффективно, чем в нижнем (ст. МАХ) и аддитивно нарастает от одной активизации к другой.



Рис. 13. Диаграммы временных соотношений концентрации U (*a*), A4 (*б*) и OA4/8 (*в*) на мониторинговых станция MAXDuh и MAX перед Голоустным землетрясением, в 2013–2015 гг. Римскими цифрами в кружках обозначены временные интервалы относительного возрастания OA4/8(MAXDuh)/OA4/8(MAX). Условные обозначения см. рис. 1 и 11. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 13. Diagrams of temporal relationships between concentrations of U (*a*), A4 (*b*), and AR4/8 (*c*) at the monitoring stations MAXDuh and MAX before the Goloustny earthquake, in 2013–2015. Roman numerals in circles indicate time intervals of relative increase OA4/8(MAXDuh)/OA4/8(MAX). Symbols are as in Figs 1 and 11. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.

Временные вариации Si, Li и Na/Li с оценками температуры и глубины резервуара подземных вод

Временные вариации Si и Li в подземных водах мониторинговых станций полигона в

2013–2015 гг. сопровождаются оценками температуры по кремниевому геотермометру и уравнению Na/Li геотермометра подземных вод при концентрации Cl<0.3 mol/kg (рис. 14–16).



Рис. 14. Диаграмма временных вариаций Si и глубинного эквивалента температуры (ГЭТ) в подземных водах станций MAXDuh (*a*) и MAX (*б*) Максимихинского полигона в 2013–2021 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (К).

Fig. 14. Diagram of temporal variations of Si and depth equivalent temperature (DET) in groundwater at the MAXDuh (*a*) and MAX (*b*) stations of the Maksimikha area in 2013–2021. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.



Рис. 15. Диаграмма временных вариаций Li в подземных водах станций MAXDuh (*a*) и MAX (*б*) Максимихинского полигона в 2013–2021 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (K).

Fig. 15. Diagram of temporal variations of Li in groundwater at the MAXDuh (*a*) and MAX (*b*) stations of the Maksimikha area in 2013–2021. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side.



Рис. 16. Временные вариации температуры в резервуаре по Na/Li геотермометру T(Na/Li) в родниковых водах станций MAXDuh (*a*) и MAX (δ) Максимихинского резервуара в 2013–2021 гг. Условные обозначения см. рис. 1. Справа показана шкала энергетического класса землетрясений (K). На панели δ во временном интервале с 15 сентября 2014 г. до 10 мая 2015 г. устанавливается высокая скорость тектонического движения в плоскости активного разлома, дренирующего родник MAX. Перед этим интервалом и после него скорости понижены.

Fig. 16. Temporal variations of temperature in the reservoir in terms of T(Na/Li) in spring waters of the MAXDuh (*a*) and MAX (*b*) stations of the Maksimikha reservoir in 2013–2021. Symbols are as in Fig. 1. The earthquake energy class scale (K) is shown on the right side. In panel δ , the time interval from September 15, 2014 to May 10, 2015, a high speed of tectonic movement is established in the plane of an active fault draining the MAX spring. Before and after this interval, speeds are low.

За время мониторинга 2013–2015 гг. в пробах родниковых вод станции МАХDuh определен интервал концентрации Si от 5.4 до 6.8 мг/дм³. В пробах родниковых вод станции МАХ концентрация Si в основном превышает этот диапазон (находится в интервале 9–11 мг/дм³). Единственное исключение составляет проба, отобранная на станции МАХ 31 декабря 2014 г., в которой определено низкое содержание Si (5.2 мг/дм³), ниже диапазона концентрации Si в родниковых водах станции МАХDuh.

В мониторинге Si подземных вод определяющее значение имеют скачкообразные изменения концентрации, свидетельствующие о поступлении компонента с повышенной температурой более глубокого уровня резервуара, в случае возрастания Si, и о поступлении компонента с пониженной температурой его менее глубокого уровня, в случае снижения Si. В начале наблюдений на станции MAXDuh, с 27 ноября 2012 г. до 15 декабря 2013 г., концентрация Si составляет 6.2-6.4 мг/дм³ и с 01 января до 01 сентября 2014 г. возрастает до интервала 6.5-6.8 мг/дм³. Возрастание Si показывает скачкообразное возрастание температуры (и глубины) подземных вод резервуара. 15 сентября температура резко снижается (глубина уменьшается) и достигает минимума 01-15 декабря 2014 г. Затем, к середине 2015 г., температура возрастает с последующим снижением. В контрольной пробе, отобранной 10 декабря 2021 г., концентрация Si (7.7 мг/дм³) заметно превышает концентрацию этого компонента всего интервала мониторинга 2012-2015 гг. Временной интервал снижения Si в конце 2014 г. и в 2015 г. соответствует проявлению Северо-Хубсугульского землетрясения 05 декабря 2014 г. и Голоустного землетрясения 05 сентября 2015 г., тогда как возросшая концентрация Si 2021 г. показательна для Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020-2023 гг. Эти вариации подобны вариациям Si в подземных водах Култукского полигона (Ильясова, Снопков, 2023).

В начале наблюдений подземные воды станции МАХ не обнаруживают явного согласования относительных вариаций Si с вариациями этого элемента на станции МАХDuh, но после минимума Si 01–15 декабря 2014 г. станции МАХDuh образуется глубокий минимум Si станции МАХ. Минимум Si станции МАХ 31декабря 2014 г. сопровождается минимумом концентрации Li (рис. 15б), тогда как на станции МАХDuh проявляется размытый максимум Li 20 октября 2013 г. и резкий максимум Li 15 марта 2015 г. (рис. 15а). Последний максимум Li попадает во временной интервал между Северо-Хубсугульским и Голоустным землетрясениями.

Рассчитанные температуры по Na/Li геотермометру на станции МАХ отражают относительное возрастание температуры в верхнем этаже резервуара подземных вод 20 октября 2013 г. – до 33 °С и 15 марта 2015 г. - до 45 °C (рис. 16а). В нижнем этаже резервуара (на станции MAXDuh) минимумам Si и Li 31 декабря 2014 г. соответствует относительное снижение температуры до 89 °С. В начальный временной интервал наблюдений 2013-2014 гг. здесь отчетливо выделяется тренд снижения Т(Na/Li) резервуара от 116 до 98 °С. В пробах 02-07 сентября 2014 г. Т(Na/Li) рассчитывается на нижнем пределе значений и в пробе, отобранной 15 сентября, резко возрастает до 123 °С. На этом уровне T(Na/Li) поддерживается около 8 месяцев (до 10 мая 2015 г.), после чего (15 мая) резко падает до уровня порядка 90 °С. Такое же пониженное значение T(Na/Li) получается для подземной воды контрольной пробы, отобранной на станции МАХ 10 декабря 2021 г. (рис. 16б). Этот сигнал дает весьма отчетливые вариации T(Na/Li) в начале наблюдений и в середине.

Глубокий минимум Si станции MAX 31 декабря 2014 г. характеризует несколько запаздывающую реакцию сжимающейся коры на процессы БРЗ, сопровождающие Северо-Хубсугульское землетрясение (см. рис. 14). Во время этого землетрясения подземные воды поступают с меньшей глубины верхнего гидрогеодинамического этажа Максимихинского резервуара (панель a), а через 26 дней после этого землетрясения подобный эффект уменьшения глубины распространяется на его нижний гидрогеодинамический этаж (панель δ). В течение последующего мониторинга 2015 г. наблюдается одновременное измерение концентрации Si на обеих станциях, свидетельствующее о согласованном поступлении подземных вод из верхнего и нижнего гидрогеодинамических этажей резервуара подземных вод (панели a и δ). На обеих станциях после главного и заключительного землетрясений Горячинской активизации идет кардинальная перестройка резервуара подземных вод на новую (Усть-Баргузинскую) активизацию, во время которой глубинные порции подземных вод меняются одновременно.

Глубокий минимум Li в воде ст. МАХ 31 декабря 2014 г. соответствует переходу от землетрясения среднего энергетического класса в акватории Байкала 22 декабря 2014 г. к землетрясению в районе подводного Академического хребта пониженного энергетического класса. Сейсмическая активность пространственно отодвигается от Максимихинского полигона с понижением энергетического класса вдоль Ямбуйской зоны транстенсии, а затем проявляется за ее южной границей с последующим возвращением к структурному ядру Горячинской активизации в виде главного землетрясения 06 апреля 2015 г. (см. рис. 3 и 15б).

Высокий максимум Li в воде ст. MAXDuh 15 марта 2015 г. приходится на момент вхождения в структурную перестройку от Горячинской к Усть-Баргузинской активизации и совпадает с началом интервала высокой концентрации Si 15 марта–10 мая 2015 г. (см. рис. 14 а и 15а,6). Для воды ст. MAXDuh 15 марта 2015 г. получается самая высокая T(Na/Li) (~45 °C), отражающая ярко выраженный импульс тектонических движений в верхнем гидрогеодинамическом этаже (см. рис. 16а).

Ряд наблюдений T(Na/Li) ст. МАХ несет информацию о продолжительных интервалах направленного изменения и единообразного проявления тектонических движений в переходной зоне нижнего гидрогеодинамического этажа (см. рис. 16б). При подготовке Горячинской сейсмической активизации T(Na/Li) снижается от 115 до интервала 97– 100 °C и выдерживается в течение 9 месяцев при вхождении в эту активизацию. Резкое поднятие T(Na/Li) до интервала 120–122 °C 07–15 сентября 2015 г. связано с подготов-

кой берегового землетрясения 24 октября 2015 г. Тектонические движения продолжаются приблизительно на одном уровне во время всей последующей Горячинской активизации до 10 мая 2015 г. и ослабевают во время структурной перестройки на Усть-Баргузинскую активизацию. Таким образом, Горячинская активизация в полной мере отразилась в тектонических движениях, реконструированных по выдержанным высоким значениям T(Na/Li) ст. МАХ. Единственный глубокий минимум T(Na/Li) 31 декабря 2014 г., совпадающий с минимумами Si и Li этой станции (см. рис. 14б, 15б), рассматривается как несколько запаздывающая реакция сжимающейся коры на процессы БРЗ, сопровождающая Северо-Хубсугульское землетрясение.

Обсуждение

В обсуждении полученных данных по подземным водам мониторинговых станций и единичным пробам природных вод ЮВ побережья Среднего Байкала делается акцент на генетические соотношения термальных и холодных вод с выделением роли компонента Южно-Байкальского резервуара (ЮБР) и на сопоставление гидрогеохимических характеристик станций латерального Максимихинского полигона с характеристиками станций магистрального Култукского полигона, а также с характеристиками горячих вод зоны разлома Сан-Андреас, США.

Генетические соотношения термальных и холодных вод, роль компонента Южно-Байкальского резервуара

На диаграмме A4 – 1/U (рис. 17а) выявляется зависимость концентрации ²³⁴U (A4) от обратной концентрации общего U в сериях проб термальных вод, охлажденных гидротерм и холодных вод. На главной гиперболе совмещены фигуративные точки вод малых озер Котокель и Духового и точки вод малых озер Котокель и Духового и точки термальных вод скважины Сухой, Горячинска и точка Гусихи с повышенной обратной концентрацией U, точки рек Турка и Баргузин и точки охлажденных гидротерм станций MAX, MaxS, Yasnyi. В последнем диапазоне находится состав родников на дороге Максимиха–Усть-Баргузин (ст. 88,89) и глубинной воды Южно-Байкальского резервуара (ЮБР). Точки Гусихи с пониженной обратной концентрацией U и скважины Уро (ст. 46, юг Баргузинской долины) слегка смещаются ниже главной гиперболы. Совокупность точек ст. MAXDuh, наоборот, смещается выше главной гиперболы и образуют параллельный тренд. Точки р. Максимиха находятся между трендами ст. МАХ, принадлежащим главной гиперболе, и отрезком гиперболы ст. MAXDuh.



Рис. 17. Диаграммы A4 – 1/U (а) и OA4/8 – 1/U (б) подземных и поверхностных вод ЮВ побережья Среднего Байкала. Условные обозначения см. рис. 6. Общий компонент Южно-Байкальского резервуара (ЮБР) имеет OA4/8 = 1.96, U = 45 мкг/дм³ (Рассказов и др., 2020).

Fig. 17. Diagrams A4 vs 1/U (a) and OA4/8 vs 1/U (δ) for groundwater and surface water of the SE coast of Middle Baikal. Symbols are as in Fig. 6. The common component of the South Baikal Reservoir (HOEP) has OA4/8 = 1.96, U = 45 µg/dm³ (Rasskazov et al., 2020).

Разделение точек на главный тренд и тренд ст. MAXDuh в общем сохраняется на диаграмме OA4/8 – 1/U (рис. 176). Часть точек главного тренда (ст. MAX, 88, Сухая, Горячинск) концентрируется вдоль общей

линии, обозначающее направление термальных вод и охлажденных гидротерм. Точки термальных вод Гусихи и холодных вод ст. 46 отличаются низкими значениями ОА4/8, приближающимися к равновесным. Генезис этих вод отличается от генезиса совокупности вод, принадлежащих направлению термальных вод и охлажденных гидротерм. Точки вод ЮБР и р. Максимиха находятся между совокупностями точек станций MAX и MAXDuh.

Глубинная вода ЮБР проникает под побережье оз. Байкал по разломам и, таким образом, может входить в подземные воды в виде общего компонента (Рассказов и др., 2020). На диаграммах рис. 17 выявляется генетическая связь вод ст. МАХ и с термальными водами (как следствие охлаждения), и с глубинными водами ЮБР (как компонента глубинной воды, вошедшей под побережье озера). На диаграмме A4 – 1/U (рис. 17а) обратная концентрация U компонента ЮБР соответствует нижнему предельному значению концентрированного ряда точек ст. MAXDuh, выстраивающегося с возрастанием значений A4 и снижением 1/U. Отдельные рассеянные точки обозначают снижение А4 относительно значения, соответствующего обратной концентрации U компонента ЮБР. Фигуративные точки большинства проб подземных вод ст. МАХ также смещены выше состава ЮБР. Ниже этого состава смещена единственная точка подземных вод ст. МАХ (А4=0.74, 01 октября 2014 г.) и точки MaxS, Yasnyi. Учитывая смену характера распределения точек вдоль гипербол, можно предположить, что компонент ЮБР был исходным для формирования трендов подземных вод не только ст. МАХ, но и ст. MAXDuh. Вхождение ядер отдачи ²³⁴U в подземные воды ст. МАХ Максимихинского резервуара в целом соответствует характеру развития процессов в нижнем гидрогеодинамическом этаже всего ЮВ побережья Байкала. Вхождение ²³⁴U в подземные воды ст. MAXDuh выглядит на общем фоне как аномалия, которая заключается в генерации избытка ²³⁴U относительно его концентрации в ЮБР в верхнем гидрогеодинамическом этаже Максимихинского резервуара.

На диаграмме OA4/8 – 1/U (рис. 17б) состав ЮБР оказывается между составами подземных вод нижнего и верхнего этажей Максимихинского резервуара. Если компонент ЮБР является исходным для формирования подземных вод нижнего и верхнего этажей Максимихинского резервуара, в нижнем гидрогеодинамическом этаже значения ОА4/8 снижаются затрудненной циркуляцией подземных вод через сжатые микротрещины, тогда как в верхнем гидрогеодинамическом этаже значения OA4/8. наоборот, увеличиваются благодаря свободной циркуляции подземных вод через открытые микротрещины. Возможно, что в условиях повышения температуры в нижнем гидрогеодинамическом этаже микротрещины частично залечиваются, что ведет к затруднению циркуляции подземных вод. В верхнем гидрогеодинамическом этаже этот фактор не проявляется, поэтому циркуляция вод сопровождается ростом А4 и ОА4/8.

С учетом контрастного компонентного состава подземных вод станций МАХ и МАХDuh вода р. Максимихи может рассматриваться как результат поступления на земную поверхность подземных вод из нижнего и верхнего гидрогеодинамических этажей Максимихинского резервуара.

Гипотеза о генетической связи вод мониторинговых станций MAX и MAXDuh с ЮБР в целом подтверждается распределением точек на диаграммах A4 – Na/Li и OA4/8 – Na/Li (рис. 18). Концентрированный строй точек ст. МАХ, обозначающий снижение ОА4/8 одновременно со снижением Na/Li на панели а, свидетельствует о более тесной связи вод этой станции с компонентом ЮБР, чем вод ст. MAXDuh. Иными словами, воды ЮБР имеют непосредственное влияние на компонентный состав охлажденных гидротерм нижнего гидрогеодинамического этажа и более сложные соотношения с холодными верхнего гидрогеодинамического водами этажа, в том числе с проявлением поверхностных вод р. Максимиха.



Рис. 18. Диаграмма A4 – Na/Li (а) и OA4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 6. Fig. 18. Diagram A4 vs Na/Li (a) and AR4/8 vs Na/Li (б). Symbols are as in Fig. 6.

Сопоставления с Култукским полигоном

На Култукском полигоне определяется деформационный режим в резервуаре подземных вод коры, растяжение которой сопровождалось базальтовым вулканизмом 18–12 млн лет назад, но в результате последующей тектонической инверсии режим растяжения коры сменился режимом сжатия. На Максимихинском полигоне определяется деформационный режим в резервуаре подземных вод Ямбуйской транстенсионной структуры с наиболее растянутой корой под Байкалом.

На диаграмме T(Na/Li) – Li (рис. 19) для подземных вод основных и вспомогательных станций Култукского полигона получаются три тренда фигуративных точек. Один из них имеет компактное выражение и характеризуется в целом пониженной концентрацией Li. Линия тренда протягивается от точки с концентрацией Li = $\sim 0.2 \text{ мкг/дм}^3$ при температуре 8 °C до точки с концентрацией Li = $\sim 2 \text{ мкг/дм}^3$ при температуре 123 °C. Тренд составляют подземные воды ст. 27, 40 и 184. Второй тренд образуется рассеянными совокупностями точек станций 14k, 29, 9 и 8. Он отличается повышенной концентра-

цией Li (1–2 мкг/дм³) при низкой температуре, возрастающей до интервала 3–4 мкг/дм³ при температуре до 87 °С. Третий тренд находится между первым и вторым трендами и образуется фигуративными точками станций 38, 11, 143 и 66. В этот тренд вписывается компонент ЮБР (Чебыкин, Чувашова, 2023).



Рис. 19. Диаграмма T(Na/Li) – Li поверхностных вод и холодных подземных вод верхнего гидрогеодинамического этажа побережья Среднего Байкала в сопоставлении с трендами подземных вод Култукского резервуара. Условные обозначения см. рис. 6. Штриховыми линиями обозначены тренды станций подземных вод временного интервала 2012–2015 гг. Точки подземных вод временного интервала 2020–2022 гг. смещаются на всех станциях относительно трендов 2012–2015 гг. с возрастанием Li. ЮБР содержит 3.2 мг/дм³ Na и 1.8–1.9 мкг/дм³ Li, что соответствует гидрогеодинамическому центру с T(Na/Li) = 47–49 °C. Тренды подземных вод Култукского резервуара приведены по работе (Чебыкин, Чувашова, 2023). Расчет T(Na/Li) выполнен по уравнению с низким содержанием Cl (Fouillac, Michard, 1981).

Fig. 19. Diagram T(Na/Li) vs Li of surface water and cold groundwater of the upper hydrogeodynamic floor of the Middle Baikal coast in comparison with groundwater trends of the Kultuk reservoir. Symbols are as in Fig. 6. Dashed lines indicate trends of groundwater stations for the time interval of 2012–2015. Groundwater points for the 2020–2022 time interval shift at all stations, relative to the trends of 2012–2015, with increasing Li. The SBR contains 3.2 mg/dm³ Na and 1.8–1.9 µg/dm³ Li that correspond to the hydrogeodynamic center with T(Na/Li) = 47–49 °C. The groundwater trends of the Kultuk reservoir are given after (Chebykin, Chuvashova, 2023). The calculation of T(Na/Li) was performed using the low Cl equation (Fouillac, Michard, 1981).

По Na/Li геотермометрии и концентрациям Li подземные воды станции Култукского полигона выстраиваются в ряд низких, средних и высоких температур. Различаются тренды 2013-2015 и 2015-2023 гг.. Фигуративные точки подземных вод ст. MAXDuh в основном концентрируются в поле значений T(Na/Li)=23-27 °C, Li=1.7-1.9 мкг/дм³. Рядом с фигуративным полем преобладающих составов подземных вод ст. MAXDuh находятся фигуративные точки вод р. Максимиха и оз. Духовое. Отдельные точки подземных вод ст. MAXDuh распределяются вдоль тренда подземных вод бортовых активных структур Южно-Байкальской впадины – милонитов Главного Саянского и Обручевского разломов 2015-2023 г. По этому же направлению смещаются точки вод оз. Котокель и родника ст. 88. Точки вод р. Максимиха и родника ст. 89 отклоняются с заметным возрастанием концентрации Li. Точка контрольной пробы подземных вод ст. MAXDuh 10.12.2021 г. смещается в область более низкой T(Na/Li) и повышенной концентрации Li. Точки вод крупных рек Турка и Баргузин попадают в область ЮБР. На побережье Среднего Байкала отсутствуют какие-либо аналоги подземных вод из новообразованных зон микротрещин в кристаллипородах фронтальной ческих части Култукской тектонической ступени.

Сопоставление вариаций Na/Li в поверхностных и подземных водах Среднего Байкала с вариациями этого отношения в подземных водах основных станций Култукского полигона на шкале времени подчеркивает контрастные соотношения состава подземных вод на мониторинговых станциях МАХ и MAXDuh. Высокое Na/Li отношение в подземных водах ст. MAXDuh Максимихинского полигона сопоставляется с этим отношением в подземных водах ст. 14к (Тиганчиха) Култукского полигона. Изотопный состав U этих станций, однако, резко различается. В подземных водах ст. MAXDuh, обогащенных атомами отдачи ²³⁴U, преобладают значения ОА4/8 в интервале 2.95-3.05. В подземных водах ст. 14к изотопы ²³⁴U и ²³⁸U близки к равновесию со

значениями ОА4/8 в интервале 1.08-1.17. Если близкие Na/Li отношения в подземных водах ст. 14к и MAXDuh предполагают сходные косейсмические деформации на станциях Култукского и Максимихинского резервуаров, то резкие различия значений ОА4/8 свидетельствуют о затрудненной циркуляции подземных вод ст. 14к и довольно свободной циркуляции подземных вод ст. MAXDuh. Такое различие связано с положением ст. 14к в зоне Главного Саянского разлома, в котором кора находится в сжатом состоянии, тогда как ст. MAXDuh находится на зоне транстенсии ЮВ борта Южно-Байкальской впадины. Обе мониторинговые станции явно представляют собой подземные воды верхнего гидрогеодинамического этажа. Большой избыток ²³⁴U в водах ст. MAXDuh обусловлен его длительным аддитивным накоплением в состоянии растяжения коры, тогда как значение ниже ЮБР (1.96) свидетельствует о примеси компонента, образовавшегося при отсутствии такого процесса или его слабом выражении.

В Култукском резервуаре термальные воды отсутствуют, поэтому генетически подземные воды этой территории могут существенно различаться с подземными водами побережья Среднего Байкала. Вода поступает из самой глубокой части Култукского резервуара ст. 27 (ГЭТ до 1.7 км) после Хубсугульского землетрясения (Чебыкин, Рассказов, 2023). Подземные воды ст. МАХ в общем относятся к переходной зоне нижнего гидрогеодинамического этажа побережья Среднего Байкала (см. рис. 6). По низкому Na/Li отношению эти подземные воды существенно различаются с подземными водами ст. MAXDuh верхнего геодинамического этажа (рис. 20). Факт высоких значений T(Na/Li) со значительным смещением от линии T(Si)/T(Na/Li)=1 интерпретируется в подземных водах станции МАХ в качестве показателя текущих косейсмических деформаций, роль которых выше, чем на ст. MAXDuh. Это наглядно демонстрируется мониторинговыми рядами, полученными для Горячинской активизации (см. рис. 16).



ВРЕМЯ: день, месяц, год

Рис. 20. Диаграмма Na/Li – время для сопоставления подземных вод и поверхностных вод побережья Среднего Байкала с подземными водами основных станций Култукского полигона. Условные обозначения см. рис. 6. Фигуративные поля подземных вод четырех основных станций Култукского полигона (14к, 9, 11 и 8) показаны по работе (Чебыкин, Чувашова, 2023). Температуры рассчитаны с использованием уравнения низкой концентрации Cl (Fouillac, Michard, 1981).

Fig. 20. Diagram Na/Li vs time for comparisons of groundwater and surface water of the Middle Baikal coast with groundwater of the main monitoring stations in the Kultuk area. Symbols are as in Fig. 6. Data fields of groundwater in four main stations of the Kultuk polygon (14k, 9, 11, and 8) are shown after (Chebykin, Chuvashova, 2023). Temperatures were calculated using the low Cl concentration equation (Fouillac, Michard, 1981).

Между тем, генетическая связь подземных вод ст. МАХ с глубинной водой ЮБР при пониженных значениях ОА4/8 (1.56– 1.65) может быть следствием генерации ряда глубинных термальных вод горячинского типа с варьирующими значениями ОА4/8 от низких при повышенной концентрации U (пониженных значениях обратного отношения концентрации U) в охлажденных гидротермах до высоких при пониженной концентрации U (повышенных значениях обратного отношения концентрации U) в термальных водах. Гидротермы имели более высокую способность к длительному аддитивному накоплению ²³⁴U, чем охлажденные гидротермы.

Сопоставления с землетрясением в зоне разломов Сан-Андреас и Ташкентским землетрясением

Высокое OA4/8 было определено в горячих водах ст. NILA-2W, зона разломов Сан-Андреас, запад США (Finkel, 1981). Как и в случае станций Сухая, Гор-1 и МАХ, на ст. NILA-2W наблюдается обратная корреляция между OA4/8 и концентрацией U (рис. 21, 22).



Рис. 21. Схема распределения опробованных станций термальных источников и скважин в зоне разломов Сан-Андреас (Finkel, 1981). Опробовались в основном водопункты района Пальмдэйл (не показаны).

Fig. 21. Location of sampled thermal spring sites and wells in the San Andreas Fault Zone (Finkel, 1981). The water sites sampled were primarily from the Palmdale area (not shown).



Рис. 22. Результаты мониторинга отношения активностей ²³⁴U/²³⁸U и концентрации U в подземных водах ст. NILA-2W в зоне разломов Сан-Андреас, запад США (Finkel, 1981). На шкале времени – годы и месяцы.

Fig. 22. Results of monitoring the ${}^{234}U/{}^{238}U$ activity ratio and U concentration in groundwater at site NILA-2W in the San Andreas fault zone, western USA (Finkel, 1981). The time scale is years and months.

Мониторинг термальных вод 24-х скважин и источников проводился в зоне разломов Сан-Андреас с апреля 1978 г. до июля 1980 г. Пробы объемом до 20 л с добавлением спайка ²³²U и последующей лабораторной обработкой отбирались через один–два месяца. Концентрация урана в пробах варьировала от 0.002 до 8.3 нг/г, ОА4/8 – от 0.88 до 5.4. В районе исследований 15 октября 1979 г. произошло крупное землетрясение Imperial Valley с магнитудой 6.6. После землетрясения, во второй половине октября и в ноябре, концентрация урана в воде ст. NILA-2W возросла более чем в 60 раз и значения

ОА4/8 снизились в 3 раза. Эта станция находилась на расстоянии 70 км от эпицентра, на участке Niland Slab. Относительное возрастание ОА4/8 от 2.6 до 5.4 наблюдалось на этом участке перед землетрясением в течение года. В водах других двадцати трех станций мониторинга концентрация урана не менялись и параметр ОА4/8 оставался практически постоянным.

Отметим, что при Ташкентском землетрясении 1966 г. было определено одновременное возрастание концентрации U и значений ОА4/8 (Горбушина и др., 1973). Подземные воды ст. МАХ сопоставляются по относительным косейсмическим вариациям концентрации U и значений ОА4/8 с подземными водами ст. NILA-2W из зоны разломов Сан-Андреас и отличаются от подземных вод Ташкентского землетрясения 1966 г. Обратная корреляция U и ОА4/8 подземных вод станций МАХ и NILA-2W может характеризовать сдвиговые косейсмические деформации в их резервуаре.

Иное происхождение имеют термальные подземные воды гусихинского типа с небольшим избытком ²³⁴U, в которых отсутствовал процесс аддитивного образования этого радионуклида (см. рис. 17). Возможно, уран с характеристикой ОА4/8, близкой к изотопному равновесию, поступал с более глубокого уровня коры или мантии, на котором не существовало условий перераспределения изотопов U в трещиноватой среде жидкость-твердая порода. Такая глубинная природа компонентов термальных вод согласуется с оценкой ГЭТ более 10 км по кремниевому (кварцевому) геотермометру для термальных вод Гусихинского месторождения.

Заключение

Выполнен анализ вариаций Si, Na, Li, активности ²³⁴U и отношения активностей ²³⁴U/²³⁸U в холодных и термальных подземных водах верхнего и нижнего гидрогеодинамических этажей в активных разломах ЮВ прибрежной территории Байкала. Получены составы охлажденных гидротерм, имеющие переходный характер между холодными малоглубинными водами и более глубинными, горячими. По наличию таких трендов в подземных водах прогнозируется проявление термальных вод на территории пос. Максимиха.

При сопоставлении мониторинговых данных Максимихинского резервуара подземных вод с мониторинговыми данными по Култукскому резервуару обозначено отличие химической гидрогеодинамики в латеральной структуре Южно-Байкальской впадины по отношению к ее магистральной структуре. Представленные данные гидрогеохимического мониторинга 2013-2015 гг. на Максимихинском полигоне интерпретированы в терминах химической гидрогеодинамики (температуры, глубины резервуара подземных вод и открытия-закрытия микротрещин для их циркуляции). В сейсмогеодинамическом цикле 2008-2020 гг. это время соответствовало реализации максимального сжатия коры Култукского резервуара. Контрольные определения состава подземных вод в 2021 г. показывают заметное изменение их состава, сопровождающее Байкало-Хубсугульскую сейсмическую активизацию.

Благодарности

Состав воды анализировался на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се в ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск). В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвукокомплекс мониторинга арктической вой криолитозоны, и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (Карта..., 2012). Пробы воды отбирались авторами с привлечением для мониторинга в местных пос. Максимиха жителей: Е.Ф. Шелковниковой и А. Корытова. Проба Gor.1 (Горячинск) отобрана С.В. Бартановой, пробы скв. Сухая – П.С. Бадминовым, проба 217 – О.В. Токаревой.

Список литературы

Ангахаева Н.А., Плюснин А.М., Украинцев А.В., Чернявский М.К., Перязева Е.Г. Гидрогеохимические особенности озера Котокель // Науки о Земле и недропользование. 2021. Т.44. С. 106–115. DOI: 10.21285/2686-9993-2021-44-2-106-115. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 222 с.

Дзюба А.А., Кулагина Н.В. Формирование и распространение минеральных озер в Прибайкалье и Забайкалье // Водные ресурсы. 2005. Т. 32, № 1. С. 13–17.

Дзюба А.А., Кулагина Н.В., Черных Л.А. Аридные условия и современные гидротермы на о-ве Ольхон // География и природные ресурсы. 2005. № 3. С. 48–51.

Ильясова А.М., Снопков С.В. Косейсмические вариации термофильного 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 землетрясений. Иркутск: Байкальский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН, 2023. http://www.seis-bykl.ru

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.

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

Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханника. 1999. Т. 2, № 1–2. С. 163–170.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 164 с.

Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб кн. изд-во, 1977. 224 с.

Николаева А.В. Источники Баргузина и их минеральные образования. Труды Минералогического Музея АН СССР. Т. III. 1927. С. 50–132.

Перязева Е.Г., Плюснин А.М., Гармаева С.З., Будаев Р.Ц., Жамбалова Д.И. Особенности формирования химического состава вод озер восточного побережья Байкала // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 49–59. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-5(49-59)

Пиннекер Е.В. Особенности исследований для целей прогноза землетрясений по гидрогеохимическим показателям // Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений. Иркутск, 1984. С. 39–43.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по прогнозу землетрясений. Алма-Ата, 1980. С. 10–12.

Пиннекер Е.В., Дзюба А.А., Лебедева В.В., Папшев М.В., Ржечицкий Ю.П., Рубинчик Э.А. Шабыниин Л.Л. Основные результаты и задачи изучения изменений гидрогеологических условий при подготовке землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Исследования по созданию основ прогноза землетрясений в Сибири. Иркутск, 1989. С. 42–43.

Пиннекер Е.В., Шабынин Л.Л., Ясько В.Г. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1984. 167 с.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Гидрогеохимические предвестники землетрясений // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноза землетрясений. Алма-Ата, 1983. С. 120–123.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985а. С. 259–285.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области // Гидрогеохимические предвестники землетрясений / Отв. ред. Г.М. Варшал. М.: Наука, 19856. С. 259–265.

Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия. 2008. №10. С.1063–1072.

Плюснин А.М., Замана Л.В. Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647–664.

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., 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., Чувашова И.С., Борняков С.А., Оргильянов А.И., Коваленко С.Н., Семинский А.К., Попов Е.П., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимическая зональность изотопов урана (²³⁴U/²³⁸U) на юге Сибирского палеоконтинента: роль резервуара Южного Байкала в формировании подземных вод // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 632–650. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М. Сходство и различие развития позднекайнозойских Витимской и Даригангской расплавных аномалий: обоснование потенциальной возможности подъема флюидов нижней мантии под Баргузинской долиной и Средним-Северным Байкалом // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 17–20 октября 2023 г. С. 222–223.

Хлыстов О.М., Минами Х., Хачикубо А., Ямашита С., Де Батист М., Наудс Л., Хабуев А.В., Ченский А.Г., Губин Н.А., Воробьева С.С. Возраст грязевой брекчии грязевых вулканов Академического хребта озера Байкал // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 923– 932. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0324.

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, ²³⁴U/²³⁸U и ²³⁴U // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 141–171.

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., Ильясова А.М., Снопков С.В., Рассказов С.В. Сигналы ртути подземных вод Култукского полигона во время подготовки и реализации Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг. // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 7– 9. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.7

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 ²³⁴U/²³⁸U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., 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.

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

Шестакова А.В., Гусева Н.В. Применение геотермометров для оценки глубинных температур циркуляции термальных вод на примере Восточной Тувы // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 1. 25–36.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Finkel R.C. Uranium concentrations and ²³⁴U/²³⁸U activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453–456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Fournier R.O., Potter R.W. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. Geotherm. Resourc. Counc. Bull. 1982. V. 11. P. 3–12.

Ikari M. J., Saffer D. M., Marone C. Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. P. B05409. doi:10.1029/2008JB006089.

Karingithi C.W. Chemical geothermometers for geothermal exploration // Short course IV on exploration for geothermal resources, organized by UNU-

GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, 2009. P. 1–12.

Klerkx J., De Batist M., Poort J., Hus R., Van Rensbergen P., Khlystov O., Granin N. Tectonically controlled methane escape in lake Baikal // S. Lombardi et al. (eds.). Advances in the Geological Storage of Carbon Dioxide. Springer, 2006. P. 203–219.

Kocserha I., Gömze L.A. Friction properties of clay compounds // Applied Clay Science. 2010. Vol. 48. P. 425–430.

Moore D. E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, MARGINS Theor. Exp. Earth Sci. Ser., vol. 2, edited by T. H. Dixon and J. C. Moore, Columbia Univ. Press, New York. 2007. P. 317– 345.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a ²³⁴U/²³⁸U activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Front. Earth Sci. 2020. V. 14, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic (²³⁴U/²³⁸U) monitoring // Geology and Environment. 2022. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7)

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // Chemical Geology. 2014. V. 389. P. 60–81.

http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

References

Nikolaeva A.V. Barguzin springs and their mineral formations. Proceedings of the Mineralogical Museum of the USSR Academy of Sciences. Vol. III. 1927. P. 50–132.

Peryazeva E.G., Plyusnin A.M., Garmaeva S.Z., Budaev R.Ts., Zhambalova D.I. Features of the formation of the chemical composition of lake waters on the eastern coast of Lake Baikal // Geography and Natural Resources. 2016. No. 5. P. 49–59. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-5(49-59)

Pinneker E.V. Features of research for the purposes of earthquake forecasting based on hydrogeochemical indicators // Research on the creation of scientific foundations for earthquake forecasting. Irkutsk, 1984. P. 39–43.

Pinneker E.V., Yasko V.G. Results of studying hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // Abstracts of reports of the All-Union Meeting on Earthquake Forecasting. Alma-Ata, 1980. P. 10–12.

Pinneker E.V., Dzyuba A.A., Lebedeva V.V., Papshev M.V., Rzhechitsky Yu.P., Rubinchik E.A. Shabyniin L.L. Main results and tasks of studying changes in hydrogeological conditions during the preparation of earthquakes in the Baikal rift zone // Research on the creation of the foundations of earthquake forecasting in Siberia. Irkutsk, 1989. P. 42–43.

Pinneker E.V., Shabynin L.L., Yasko V.G. et al. Geology and seismicity of the BAM zone. Hydrogeology. Novosibirsk: Nauka, 1984. 167 p.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Hydrogeochemical precursors of earthquakes // Hydrogeochemical methods for searching for ore deposits and forecasting earthquakes. Alma-Ata, 1983. P. 120–123.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of studying hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift zone // Hydrogeochemical precursors of earthquakes. M.: Nauka, 1985a. P. 259–285.

Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O. Results of studying hydrogeological precursors of earthquakes in the Baikal rift region // Hydrogeochemical precursors of earthquakes / Responsible. ed. G.M. Warshal. M.: Nauka, 1985b. P. 259–265.

Plyusnin A.M., Chernyavsky M.K., Posokhov V.F. Conditions for the formation of hydrotherms in the Barguzin Baikal region according to microelement and isotopic composition data // Geochemistry. 2008. No. 10. P.1063–1072.

Plyusnin A.M., Zamana L.V. Shvartsev S.L., Tokarenko O.G., Chernyavsky M.K. Hydrogeochemical features of the composition of nitrogen hydrotherms of the Baikal rift zone // Geology and Geophysics. 2013. Vol. 54, No. 5. P. 647–664.

Raskazov 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., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic (²³⁴U/²³⁸U) monitoring // Geology and Environment. 2022. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7)

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M. Similarities and differences in the development of the Late Cenozoic Vitim and Dariganga melting anomalies: substantiation of the potential for rising of lower mantle fluids under the Barguzin Valley and Middle-Northern Baikal // Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Meeting materials. Vol. 18. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, October 17–20, 2023. P. 222–223.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a ²³⁴U/²³⁸U activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Front. Earth Sci. 2020. V. 14, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

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

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геоло-гии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, ronment. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Orgilyianov A.I., Kovalenko S.N., Seminsky A.K., Popov E.P., Chebykin E.P. Hydrogeochemical zoning of uranium isotopes (^{234U/238}U) in the Southern Siberian paleocontinent: the role of the South Baikal reservoir in the groundwater formation // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. Vol. 11, No. 3. P. 632–650. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // Chemical Geology. 2014. V. 389. P. 60–81.

http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011

Shestakova A.V., Guseva N.V. The use of geothermometers for assessing deep circulation temperatures of thermal waters using the example of Eastern Tuva // News of Tomsk Polytechnic University. Georesources Engineering. 2018. Vol. 329. No. 1. 25–36.

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies

tel.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

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.

Борняков Сергей Александрович,
кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий научный сотрудник, email: bornyak@crust.irk.ru.

Bornyakov Sergey Alexandrovich,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Leading Researcher, email: bornyak@crust.irk.ru.

Чебыкин Евгений Павлович кандидат химических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН, старший научный сотрудник, email: epcheb@yandex.ru. **Chebykin Evgeny Pavlovich,** Candidate of Chemical Sciences, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033 Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, Senior Researcher, email: epcheb@yandex.ru.

УДК 551.24+550.34 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.146

Химическая гидрогеодинамика в Улан-Баторском резервуаре подземных вод в 2012–2023 годах: сопоставление с химической гидрогеодинамикой резервуаров побережья Байкала

С.В. Рассказов^{1,2}, А.М. Ильясова¹, С.А. Борняков¹, Ц. Батсайхан³, С. Дэмбэрэл³, Е.П. Чебыкин^{1,4}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия ³Институт астрономии и геофизики МАН, Улан-Батор, Монголия ⁴Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Сравнительные гидрогеохимические исследования подземных вод Улан-Баторского резервуара и резервуаров побережья Байкала свидетельствуют о существенных различиях гидрогеодинамических процессов этих территорий, о более ранней генерации Uизотопных и Si–Na–Li-температурных аномалий резервуаров подземных вод Улан-Баторского резервуара и более поздней – резервуаров побережья Байкала.

Ключевые слова: подземные воды, мониторинг, Si, Na, Li, ²³⁴U/²³⁸U, ²³⁴U, землетрясение, глинка трения, Байкал, Монголия.

Chemical hydrogeodynamics in the Ulaanbaatar groundwater reservoir in 2012–2023: comparison with chemical hydrogeodynamics in the reservoirs of the Baikal coast

S.V. Rasskazov^{1,2}, A.M. Ilyasova¹, S.A. Bornyakov¹, Ts. Batsaihan³, S. Demberel³, E.P. Chebykin^{1,4}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia ²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ³Institute of Astronomy and Geophysics MAN, Ulaanbaatar, Mongolia ⁴Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Comparative hydrogeochemical studies of groundwater in the Ulaanbaatar reservoir and those in the coast of Lake Baikal show significant difference between hydrogeodynamic processes of these areas, the earlier generation of U-isotopic and Si–Na–Li-temperature anomalies in the Ulaanbaatar groundwater reservoir and the later in those of the Baikal coast.

Keywords: groundwater, monitoring, Si, Na, Li, ²³⁴U/²³⁸U, ²³⁴U, earthquake, friction clay, Baikal, Mongolia.

Введение

Смена гидрогеохимических параметров резервуара подземных вод может сопоставляться с накоплением сейсмической энергии при подготовке землетрясений. Для прогноза сильных событий на основе гидрогеохимических данных важно определить характер изменений, происходящих в резервуаре подземных вод. Меняются ли гидрогеохимические характеристики в одном направлении (что может свидетельствовать о процессах изменения земной коры, которые приводят к сильному сейсмическому событию) или гидрогеохимические характеристики не меняются и, в этом случае, накопление сейсмической энергии отсутствует, а, следовательно, нет угрозы генерации сильного землетрясения.

В рядах гидрогеохимических данных, полученных в 2012–2023 гг. на станциях Култукского резервуара подземных вод западного побережья Байкала и на станциях Максимихинского резервуара подземных вод юго-восточного побережья Среднего Байкала. в рамках полного сейсмогеолинамического цикла центральной части Байкальской рифтовой системы (БРС) 2008-2020 гг. прослеживаются существенные вариации термофильных элементов Na и Li и Na/Li отношения в связи с изменениями отношения активностей ²³⁴U/²³⁸U (OA4/8) и активности ²³⁴U (A4), отражающих открытие и закрытие микротрещин для циркулирующих подземных вод. Рассчитанные значения T(Na/Li) в резервуаре подземных вод меняются в интервале от 8 до 122 °С (Рассказов и др., 2023).

Улан-Батор находится в сейсмическиактивной области Центральной Монголии. Здесь проводятся работы, связанные с поисками подходов к прогнозу землетрясений (Семинский и др., 2016, 2019; Miroshnichenko et al., 2018; и др.). В настоящей статье приводятся результаты гидрогеохимических наблюдений, полученных на станциях Улан-Батора, которые заметно отличаются от гидрогеохимических данных БРС.

Станции гидрогеохимического мониторинга

Повторное опробование проводится на трех станциях Улан-Батора: Эмээлт (координаты: N47°53'57.3", E106°34'12.48"), Планетарий (координаты: N47°55'16.08", E106°57'15.12") и Оргил (координаты: N47°53'49.23", E106°54'47.04") (рис. 1).

Ст. Эмээлт – скважина базы Института астрономии и геофизики Монгольской академии наук глубиной несколько десятков м, расположенная в 9 км западнее Улан-Батора. Ст. Планетарий – скважина планетария Института астрономии и геофизики МАН глубиной 80 м, пройденная при строительстве планетария рядом с Институтом в центре Улан-Батора. Ст. Оргил – скважина углекислых газирующих вод глубиной 90 м. На основе этой скважины функционирует санаторий в центре Улан-Батора.

Станции Оргил и Планетарий находятся в зоне активного разлома Скай, заложенного вдоль субширотного отрезка долины р. Тола. Ст. Эмээлт располагается в зоне одноименного разлома ССЗ простирания, который трассируется роем эпицентров землетрясений (рис. 1).



Рис. 1. Расположение станций гидрогеохимических исследований в районе Улан-Батора. Синие треугольники – станции, обозначенные буквами в кружках: Э – Эмээлт, П – Планетарий, О – Оргил. Белыми штриховыми линиями обозначены активные разломы. Темно-коричневыми значками показаны эпицентры землетрясений эпицентры землетрясений с магнитудой, меньшей (малые квадраты) и большей (кружки с синусоидой) трёх. В качестве основы использована схема из работы К.Ж. Семинского и др. (2019).

Fig. 1. Location of hydrogeochemical research stations in the Ulaanbaatar area. Blue triangles are stations, indicated by letters in circles: \Im – Emeelt, Π – Planetarium, O – Orgil. White dashed lines indicate active faults. Dark brown icons show earthquake epicenters with a smaller magnitude (M<3, small squares) and larger one (M>3, circles with a sine wave). The map is used after Seminsky et al. (2019).

Методика

Методика отбора, хранения и аналитических исследований проб воды подробно охарактеризована в работах (Чебыкин и др., 2007; Чебыкин, Рассказов, 2023).

Для определения элементного состава образцы воды фильтруются при отборе проб через шприц-насадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-К, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech Gmbh, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axygen Scientific, Cat.-No. MCT-200-C, CIIIA, Mekсика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта используется концентрированная азотная кислота (70 %), дважды очищенная с помощью суббойлиннговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Аликвоты консерванта взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешиваются и рассчитывается точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). Пробы хранятся в холодильнике при положительной температуре. В подготовленных растворах определяются содержание 72 химических элементов методом массспектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се.

Изотопы урана определяются после выделения этого металла на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). При низкой концентрации U в пробе воды, металл извлекается из большего объема пробы.

Результаты

На ст. Оргил минеральные углекислые газирующие воды имеют общую минерализацию около 1 г/дм³. На двух других станция представлены пресные холодные подземные воды с общей минерализацией около 350-500 мг/дм³.

Уран

Вариации концентрации и изотопов урана анализируются в связи с эффектом Чердынцева-Чалова – образованием неравновесия между материнским ²³⁸U и продуктом его радиоактивного распада ²³⁴U (Чердынцев, 1969, 1973; Чалов, 1975; Чалов и др., 1980, 1990; Фор, 1989). При радиоактивном распаде в лабораторных условиях отношение активностей ²³⁴U/²³⁸U (ОА4/8) соответствует 1. В природных условиях при взаимодействии вода-порода ОА4/8 отличается от 1. В подземных водах активных разломов ОА4/8 существенно варьирует и при землетрясениях возрастает на порядок вследствие их циркуляции через открывающиеся микротрещины или, наоборот, заметно снижается из-за затрудненной циркуляции подземных вод через сжатые микротрещины.

На диаграмме OA4/8 – U (рис. 2) в центре фигуративного поля подземных вод Култукского резервуара находится состав глубинной воды Южно-Байкальского резервуара (ЮБР): U= 0.45 мкг/дм³; ОА4/8=1.96. В резервуаре преобладают составы, образующие непрерывную совокупность от точки ЮБР с возрастанием ОА4/8 до 2.67, снижением концентрации U до 0.12 мкг/дм³ на ст. 66А (7 декабря 2013 г.) и с возрастанием ОА4/8 до 2.34, возрастанием концентрации U до 6.4 мкг/дм³ на ст. 8 (7 декабря 2013 г.). В целом концентрация U в подземных водах Култукского резервуара меняется на 3 порядка, ОА4/8 – от почти равновесного (ОА4/8 ~1) до 3.68.

Фигуративное поле подземных вод Улан-Баторского резервуара смещается выше фигуративного поля подземных вод Култукского резервуара. ОА4/8 в подземных водах ст. Эмээлт Улан-Батора составляет 3.0–3.4 и сопоставляется с наиболее высокими значениями ОА4/8, полученными для подземных вод Култукского резервуара (2.97–3.68, ст. 27 и 143). Максимальная концентрация U в группе подземных вод Култукского резервуара с высоким ОА4/8, однако, не превышает 0.63 мкг/дм³, а в подземных водах ст. Эмээлт А4 находится в интервале 4.9–7.3 е.а. (рис. 2). При одном и том же ОА4/8 в подземных водах станций Эмээлт и Култукского полигона в первых содержится больше изотопов материнского ²³⁸U, составляющего 99,2743 % от общего урана. При одной и той же концентрации U в подземных водах станций Эмээлт и Култукского полигона в подземных водах ст. Эмээлт имеется больше изотопа ²³⁴U, чем в подземных водах Култукского полигона. В подземных водах ст. Планетарий Улан-Баторского резервуара эта тенденция усиливается (ОА4/8 возрастает).



Рис. 2. Диаграмма ОА4/8 – U подземных вод Улан-Баторского резервуара (Монголия) в сопоставлении с подземными водами Култукского резервуара (Байкал). ОА4/8 – изотопное отношение ²³⁴U/²³⁸U в подземных водах в единицах активностей.

Fig. 2. Diagram OA4/8 vs U of groundwater in the Ulaanbaatar reservoir (Mongolia) compared with groundwater in the Kultuk reservoir (Baikal). AR4/8 (activity ratio) – isotope ratio $^{234}U/^{238}U$ in groundwater in activity units.

На диаграмме A4 – OA4/8 (рис. 3) изотопный состав урана подземных вод Улан-Баторского резервуара характеризуется в рамках соотношений трех компонентов: 1) равновесного (E, equilibrium, OA4/8=1), 2) неравновесного с генерацией избыточного 234 U (NE(+A4), non-equilibrium OA4/8=6) и 3) сильно неравновесного с понижением 234 U (NE(-A4), non-equilibrium OA4/8=11).

Наиболее близок к равновесию изотопный состав урана подземных вод Култукского резервуара, который характеризует компонент Е. Концентрация ²³⁴U в единицах активности (A4, е.а.) подземных вод ст. Эмээлт A4 составляет 16–24. В подземных водах ст. Планетарий Улан-Батора продуцируется интервал значений A4 от 20.5 до 60 е.а. при возрастании OA4/8 до интервала 5.1–6.1. Максимальное значение этой станции характеризует компонент NE(+A4). На нижнем пределе значения A4 подземных вод ст. Планетарий попадают в интервал значений A4 ст. Эмээлт. В подземных водах ст. Оргил OA4/8 возрастает при снижении A4 на 2 порядка. Эта станция характеризует компонент NE(–A4).



Рис. 3. Диаграмма A4 – ОА4/8 подземных вод Улан-Баторского резервуара (Монголия) в сопоставлении с подземными водами Култукского резервуара (Байкал). Выделяются 3 компонента подземных вод: 1) Е – равновесный, ОА4/8=1, 2) NE(+A4) – неравновесный с генерацией избыточного ²³⁴U, ОА4/8=6 и 3) NE(-A4) – сильно неравновесный с низким ²³⁴U, ОА4/8=11 (объяснение в тексте).

Fig. 3. Diagram A4 - OA4/8 groundwater of the Ulaanbaatar reservoir (Mongolia) compared with groundwater of the Kultuk reservoir (Baikal). There are 3 components of groundwater: 1) E – equilibrium, OA4/8=1, 2) NE(+A4) – non-equilibrium with the generation of excess ²³⁴U, OA4/8=6 and 3) NE(-A4) – strongly non-equilibrium with low ²³⁴U, OA4/8=11 (explanation in the text).

Термофильные элементы Si, Na и Li

Для оценки термального состояния источников подземных вод используются Si и Na/Li геотермометры.

Поскольку оценки температур в подземных водах по кремниевым геотермометрам не превышают 100 °С, принимаются значения температуры в резервуаре по халцедоновой модификации геотермометра (Arnorsson et al., 1983):

$$T(Si) = \frac{1112}{(4.91 - \log C)} - 273.15$$

где С –концентрация SiO₂ в мг/дм³; T(Si) – температура в °С. Учитывая фактор разбавления подземных вод слабо минерализованными (метеорными) водами, полученные значения рассматриваются как минимальные оценки температуры глубинного резервуара (Ильясова, Снопков, 2023). Для определения температуры T(Na/Li) подземных вод используется геотермометр (Fouillac, Michard, 1981), представленный уравнениями:

$$t^{o}C = \frac{1195}{0.130 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительном для концентраций Cl > 0.3 моль/кг (>11 г/кг Cl), и

$$t^{o}C = \frac{1000}{0.389 + \log(mNa / mLi)} - 273.15$$

действительном для концентраций Cl < 0.3 моль/кг (Cl < 11 г/кг). В обоих уравнениях используются концентрации элементов в молях (mNa и mLi).

При расчете температуры в резервуаре подземных вод концентрации Na и Li в подземных водах не учитываются, а имеет значение только отношение этих элементов, которое проецируется из резервуара на поверхность. При отсутствии тектонических движений Na/Li геотермометр в общем дает температуры подземных вод резервуара, возрастающие с глубиной, подобные температурам Si геотермометра. В плоскости активного разлома развиваются различные глинистые минералы (Moore, Lockner, 2007; Ikari et al., 2009; Karingithi, 2009; Kocserha, Gömze, 2010; Tembe et al., 2010), что отражается в несоответствии оценок T(Na/Li) и T(Si). Предполагается, что Na/Li геотермометр дает кажущиеся температуры подземных вод, создающиеся в плоскости активного разлома с синтектоническим выделением тепла и образованием глинки трения.

При мониторинге холодных подземных вод на Култукском полигоне в бортовых активных разломах Южно-Байкальской впадины (Обручевском и ЮЗ Бортовом) получены тренды T(Na/Li) с повышенной концентрацией Li, а на Култукской ступени – тренды T(Na/Li) с низкой концентрацией Li (Чебыкин, Рассказов, 2023). Различие трендов объясняется включением фактора температурной зависимости Li в реакции катионного обмена вод с глинами и цеолитами (Fouillac, Michard, 1981; Sanjuan et al., 2014):

Li глины + H^+ = H глины + Li^+ воды.

Реакция с обогащением подземных вод литием идет, если 1) в области дренажа подземных вод присутствуют глинистые минералы и 2) на глину воздействует протон водорода, т.е. кислотность среды возрастает. Чем кислее среда (ниже pH), тем больше концентрация протона в среде, тем интенсивнее идет реакция ионного обмена (больше выход Li в воду).

На диаграмме T(Si) – T(Na/Li) (рис. 4) подземные воды Улан-Баторского резервуа-

ра образуют тренд существенно смещенный правее линии равных температур (T(Na/Li): T(Si)=1), тогда как подземные воды БРС лежат на этой линии, но частично смещаются и правее ее. В Култукском резервуаре находятся только холодные подземные воды, на восточном побережье Среднего Байкала – не только холодные, но и горячие.

С одной стороны, фигуративное поле охлажденных гидротерм восточного побережья Среднего Байкала занимает промежуточное положение между фигуративными полями холодных вод Култукского резервуара и фигуративными полями подземных вод станций Планетарий и Эмээлт по температуре трения T(Na/Li) в одном диапазоне температуры растворения T(Si). С другой стороны, фигуративное поле гидротерм восточного побережья Среднего Байкала смещается левее фигуративного поля подземных вод ст. Оргил.

Следовательно, минеральные воды ст. Оргил, в сущности, имеют связь с источником термальных вод Улан-Баторского резервуара. Прямолинейный тренд подземных вод Улан-Баторского резервуара может рассматриваться в последовательности нарастания активизации с повышением температуры трения в плоскостях активных разломов. Гидрогеохимические характеристики coставляют ряд нарастания активизации от слабых гидрогеодинамических процессов с холодными водами Култукского резервуара через более продвинутые процессы с холодными и термальными водами резервуара побережья Среднего Байкала до максимального выражения гидрогеодинамических процессов с холодными и термальными водами Улан-Баторского резервуара.



Рис. 4. Диаграмма T(Si) – T(Na/Li). Условные обозначения см. рис. 2. Фигуративные поля подземных вод БРС приведены по данным из работы (Рассказов и др., 2023).

Fig. 4. Diagram T(Si) - T(Na/Li). Symbols are as in Fig. 2. Data fields of groundwater in the BRS are given after (Rasskazov et al., 2023).

Временные вариации гидрогеодинамических параметров ст. Планетарий

А4 ст. Планетарий имеет максимальное значение (57 е.а.) в начальной точке опробования 2012 г., но резко опускается в 2 раза и выдерживается на уровне около 30 е.а. до 2014 г., но затем, в 2015 г., возрастает до 45 е.а. Единичное измерение в 2018 г. показывает значение на уровне 2012–2014 гг. На ст. Планетарий ОА4/8 в 2012–2015 гг. последовательно снижается от 6.0 до 5.2. Единичное измерение 2018 г. показывает относительное возрастание этого параметра. Такой характер смены ОА4/8 свидетельствует о последовательном усилении сжатия коры, затрудняющем циркуляцию подземных вод под ст. Планетарий в 2012–2015 гг., и о последующем нивелирование этого эффекта к 2018 г. (рис. 5).



Рис. 5. Временные вариации А4 (*a*) и ОА4/8 (б) в подземных водах ст. Планетарий в 2012–2018 гг.

Fig. 5. Temporal variations of A4 (*a*) and AR4/8 (*b*) in groundwater at station Planetarium in 2012–2018.

В 2012 г. рассчитывается повышенная температура растворения T(Si) подземных вод ст. Планетарий (до 31 °C). В конце 2012 г. (02–21 декабря) T(Si) снижается и остается на уровне 10–14 °C до 2015 г. Единичные пробы 2018 и 2023 гг. показывают возраста-

ние T(Si) подземных вод до интервала 20–22 °C. Температура трения T(Na/Li) в общем меняется с течением времени в соответствии с вариациями T(Si), но с более высокими значениями.



Рис. 6. Временные вариации T(Na/Li) (a) и T(Si) (б) в подземных водах ст. Планетарий в 2012–2023 гг.

Fig. 6. Temporal variations of T(Na/Li) (*a*) and T(Si) (*b*) in groundwater at station Planetarium in 2012–2023.

Временные вариации гидрогеодинамических параметров ст. Эмээлт

В 2012 г. в резервуаре подземных вод ст. Эмээлт определяется повышенная концентрация изотопа ²³⁴U (A4), но в дальнейшем

его концентрация снижается. Значения ОА4/8 в 2012–2015 гг. возрастают и в 2018 г. находятся на высоком уровне. Возрастание ОА4/8 свидетельствует об усилении растяжения в резервуаре подземных вод под ст. Эмээлт (рис. 7).



Рис. 7. Временные вариации A4 (*a*) и OA4/8 (δ) в подземных водах ст. Эмээлт в 2012–2018 гг. **Fig. 7.** Temporal variations of A4 (*a*) and AR4/8 (*b*) in groundwater at station Emeelt in 2012–2018.

В 2012 г. в резервуаре подземных вод под ст. Эмээлт рассчитывается повышенная температура растворения T(Si) (30–33 °C), которая постепенно снижается к 2018–2023 гг. приблизительно на 10 °C. Температура трения T(Na/Li) в интервале 2012–2014 гг. быстро падает от 158 до 78 °C. Затем, в интервале с 30 июля 2013 г. до 03 октября 2014 г., T(Na/Li) увеличивается до 120 °C и выдерживается на этом уровне в 2018 и 2023 гг.



Рис. 8. Временные вариации T(Na/Li) (*a*) и T(Si) (*б*) в подземных водах ст. Эмээлт в 2012–2023 гг.

Fig. 8. Temporal variations of T(Na/Li) (*a*) and T(Si) (*b*) in groundwater of station Emeelt in 2012–2023.

Обсуждение

Вариации гидрогеодинамических параметров подземных вод Улан-Баторского резервуара, по аналогии с вариациями параметров Култукского резервуара подземных вод БРС, можно связать с подготовкой и реализацией землетрясений в районе Улан-Батора. Разработка подходов к такой интерпретации данных требует более детального опробования станций (по меньшей мере, один раз в 2 недели). Тем не менее, полученные данные по трем станциям Улан-Баторского резервуара подземных вод дают представление об общих закономерностях химической гидрогеодинамики в Улан-Баторском резервуаре.

Прежде всего, обращает на себя внимание существенное различие подземных вод резервуаров Улан-Батора и побережья Байкала и по изотопам U, и по сочетанию термофильных элементов Si, Na и Li. Более высокие значения ОА4/8 подземных вод Улан-Батора свидетельствуют о более долгом (или более эффективном) аддитивном накоплении изотопа ²³⁴U в подземных водах Центральной Монголии, чем в подземных водах побережья Байкала. В условиях доминирующего растяжения коры (в структуре Южно-Байкальской впадины) потенциал создания неравновесного эффекта U ниже, чем в условиях отсутствия ярко выраженных структур растяжения (в структуре Центральной Монголии). Высокие косейсмиче-

ские значения ОА4/8 (5-6) подземных вод установлены, например, в зоне разломов Сан-Андреас (Finkel, 1981). Возрастание ОА4/8 (см. рис. 2) с трех-компонентным выражением состава подземных вод в Улан-Баторском резервуаре (см. рис. 3) еще требует расшифровки конкретных способов генерации этих компонентов. Здесь отметим, что величина ОА4/8 подземных вод может служить одним из косвенных показателей степени нарушенности микротрещинами коры в резервуарах подземных вод и, следовательно, может отражать сейсмический потенциал территории в связи с современной геодинамической обстановкой. Высокие значения ОА4/8 и А4 в подземных водах Центральной Монголии могут нести также древнюю возрастную характеристику. В возрастании ОА4/8 подземных вод возможно участие процессов, не связанных с тектонической генерацией микротрещин.

Независимо от изотопного состава U, совокупность термофильных элементов Si, Na и Li также свидетельствует о смещении температурных косейсмических характеристик трения в подземных водах Улан-Баторского резервуара в область более высоких температур по сравнению с температурами холодных и термальных вод побережья Байкала (см. рис. 4). Сходные температуры кремниевого и Na-Li геотермометров отвечают полю температур резервуара, не нарушенного сейсмогенными подвижками. Эти условия частично соблюдаются в условиях растяжения коры под побережьем Байкала. Развитие плоскостей разломов с активными смещениями, сопровождающимися образованием глинки трения, ведет к возрастанию T(Na/Li). Породы резервуара уланбаторских подземных вод были подвержены существенным деформациям с генерацией глинки трения и ростом Na/Li температуры.

В 2012–2018 гг. на станциях Эмээлт и Планетарий T(Na/Li) не возрастает, а снижается (рис. 9). Если рассматривать это изменение как основную тенденцию настоящего времени, можно предположить, что T(Na/Li) аномалия, сгенерированная глинкой трения, образовалась на предшествующем деформационном этапе. Продолжится ли эта тенденция, покажет время. Сейчас она воспринимается как показатель относительного снижения роли сейсмогенерирующих деформаций.



Рис. 9. Диаграмма T(Si) – T(Na/Li). Показаны временные тренды температур растворения T(Si) и температур трения T(Na/Li) в подземных водах. Глубина резервуара оценивается по глубинному эквиваленту температуры (ГЭТ) Монголо-Байкальского региона 25 °C на 1 км (Голубев, 2007).

Fig. 9. Diagram T(Si) vs T(Na/Li). Timing trends of dissolution temperatures T(Si) and friction temperatures T(Na/Li) in groundwater are shown. The depth of the reservoir is estimated from depth equivalent temperature (DET) for the Mongolian-Baikal region of 25 °C per 1 km (Golubev, 2007).

Снижение ОА4/8 в подземных водах ст. Эмээлт в 2012–2015 гг. прямо противоположно возрастанию ОА4/8 в подземных водах ст. Планетарий в это же время (см. рис. 56 и 76). Одновременно с усилением сжатия в зоне ССЗ разлома Эмээлт в зоне субширотного разлома Скай развивается растяжение. Такие соотношения ОА4/8 свидетельствуют о сопряженном характере деформаций в разломах Скай и Эмээлт. Нарастание сжатия согласуется с общим последовательным снижением T(Si) ст. Эмээлт, свидетельствующем об уменьшении глубины подъема подземных вод резервуара. С 2012 г. до 2023 г. глубина уменьшается с 1.3 км до 0.8 км. На ст. Планетарий в 2012 г. Т(Si) резко снижается (источник в резервуаре смещается с глубины около 1.3 км до глубины 0.4 км). В дальнейшем температура возрастает (источник в резервуаре смещается на глубину около 0.8 км). В отличие от зоны разлома Эмээлт, имеющей однонаправленный характер развития по T(Si), зона разлома Скай имеет импульсный характер развития, который отражается не только в смене направленности изменений T(Si) ст. Планетарий, но и в смене направленности T(Na/Li) (см. рис. 6а,б). Между тем, ст. Эмээлт, дает отклик понижения значений T(Na/Li) в 2012-2013 гг. и, таким образом, отражает общую реакцию обеих станций по этой температурной характеристике.

Заключение

Выполненные сравнительные гидрогеохимические исследования подземных вод Улан-Баторского резервуара и резервуаров побережья Байкала свидетельствуют о существенном различии гидрогеодинамических процессов этих территорий. В основе таких различий, скорее всего, лежит разный возраст генерации U-изотопных и Si-Na-Liтемпературных характеристик резервуаров подземных вод; более ранней – в Центральной Монголии и более поздней – на побережье Байкала. Ранняя генерация уланбаторских гидрогеодинамических аномалий привела к тому, что на современном этапе эти аномалии с течением времени снижаются, тогда как байкальские гидрогеодинамические аномалии усиливаются.

В процессе мониторинга на станциях Эмээлт и Планетарий установлена смена направленности изменения гидрогеодинамических параметров от интервала 2012 г. – начала 2013 г. к интервалу 2013–2023 гг. Какие-либо гидрогеодинамические отклики на Байкало-Хубсугульскую сейсмическую активизацию 2020–2023 гг. в подземных водах Улан-Баторского резервуара подземных вод не обнаружены.

Благодарности

Авторы благодарят К.Ж. Семинского за представленную иллюстрацию активных

разломов и распределения эпицентров землетрясений в районе Улан-Батора. Проба минеральных вод санатория Оргил в 2014 г. была отобрана А.И. Оргильяновым. Состав подземных вод анализировался на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се в ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск).

Литература

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 222 с.

Ильясова А.М., Снопков С.В. Косейсмические вариации термофильного 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

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чебыкин Е.П. Горячинская активизация Ямбуйской зоны транстенсии в 2013–2015 гг.: Косейсмическая химическая гидрогеодинамика подземных вод на ЮВ побережье Среднего Байкала // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4.

Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С. Соотношение радоновой и тектонической активности разломов Центральной Монголии // Доклады академии наук. 2019. Т. 487, № 5. С. 60– 64.

Семинский К.Ж., Дэмбэрэл С., Бобров А.А., Мунгунсурен Д., Борняков С.А., Турутанов Е.Х. Стиль современного разломообразования в окрестностях г. Улан-Батора (Монголия) // География и природные ресурсы. 2016. № 6. С. 76– 80. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-6(76-80)

Фор Г. Основы изотопной геологии // М.: Мир (перевод с англ.), 1989. 590 с.

Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана // Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

Чалов П.И., Тузова Т.В., Алехина В.М. Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне // Фрунзе: Илим, 1980. 105 с.

Чалов П.И., Киселев Г.П., Тихонов А.И., Васильев И.А., Светличная Н.А. О пространственной корреляции аномального избытка 234U в подземных водах и ртутно-сурмяного оруденения телетермального типа // Доклады академии наук СССР. 1990. С. 580–583. 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., 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.

Чердынцев В.В. Уран–234 // М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология // М.: Наука, 1973. 208 с.

Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 547–566.

Finkel R.C. Uranium concentrations and ²³⁴U/²³⁸U activity ratios in fault-associated ground-water as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. Vol. 8, No. 5. P. 453– 456.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.

Ikari M. J., Saffer D. M., Marone C. Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. P. B05409. doi:10.1029/2008JB006089.

Karingithi C.W. Chemical geothermometers for geothermal exploration // Short course IV on exploration for geothermal resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, 2009. P. 1–12.

Kocserha I., Gömze L.A. Friction properties of clay compounds // Applied Clay Science. 2010. Vol. 48. P. 425–430.

Miroshnichenko A.I., Radziminovich N.A., Lukhnev A.V., Zuev F.L., Demberel S., Erdenezul D., Ulziibat M. First results of GPS measurements on the Ulaanbaatar geodynamic testing area // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59. P. 1049– 1059.

Moore D. E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, MARGINS Theor. Exp. Earth Sci. Ser., vol. 2, edited by T. H. Dixon and J. C. Moore, Columbia Univ. Press, New York. 2007. P. 317–345.

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // Chemical Geology. 2014. V. 389. P. 60–81.

http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

References

Chalov P.I., 1975. Isotopic fractionation of natural uranium // Frunze: Ilim, 236 p.

Chalov P.I., Tuzova T.V., Alekhina V.M., 1980. Isotopic parameters of water from faults of the Earth's crust in a seismically active zone. Ilim, Frunze, 105 p.

Chalov P.I., Kiselev G.P., Tikhonov A.I., Vasiliev I.A., Svetlichnaya N.A., 1990. On the spatial correlation of anomalous excess 234U in groundwater and mercury mineralization of telethermal type // Doklady Academii Nauk USSR, 580–583.

Chebykin E.P., Rasskazov S.V. Comparative studies of coseismic changes in concentrations of thermophilic elements Si, Na, and Li in groundwaters from station 27 in the Kultuk polygon, Lake Baikal // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 1.

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

Cherdyntsev V.V. Uranium–234. Atomizdat Press, Moscow, 1969. 308 p.

Cherdyntsev V.V. Nuclear volcanology. Science, Moscow, 1973. 208 p.

Golubev V.A. Conductive and convective heat transfer in the Baikal rift zone. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO", 2007. 222 p.

Faure G. Principles of isotope geology // Mir Publisher (translated from English), Moscow, 1989. 590 p.

Ilyasova A.M., Snopkov S.V. Coseismic variations of the thermophilic element Si of 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 Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Bornyakov S.A., Chebykin E.P. Goryachinsk reactivation of the Yambuy transtension zone in 2013–2015: Coseismic chemical hydrogeodynamics of groundwater on the southeastern coast of Middle Baikal // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 4.

Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., Dembarel S. Correlation of radon and tectonic activity of faults in

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 геохронологии, тел.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru. Rasskazov Sergei Vasilievich, 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 Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51-16-59. email: rassk@crust.irk.ru. Ильясова Айгуль Маратовна, кандидат геолого-минералогических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, email: ila@crust.irk.ru. Ilyasova Aigul Maratovna, candidate of geological and mineralogical so

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.

Борняков Сергей Александрович,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий научный сотрудник, email: bornyak@crust.irk.ru. **Bornyakov Sergey Alexandrovich,** candidate of geological and mineralogical so

candidate of geological and mineralogical sciences,

Central Mongolia // Reports of the Academy of Sciences. 2019. T. 487, no. 5. pp. 60–64.

Seminsky K.Zh., Demberel S., Bobrov A.A., Mungunsuren D., Bornyakov S.A., Turutanov E.Kh. Style of modern faulting in the vicinity of Ulaanbaatar (Mongolia) // Geography and Natural resources. 2016. No. 6. P. 76–80. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-6(76-80)

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Leading Researcher, email: bornyak@crust.irk.ru.

Батсайхан Цэрэнпил,

кандидат геолого-минералогических наук, Институт астрономии и геофизики МАН, Улан-Батор, Монголия, научный сотрудник, email: batsaihan523@yahoo.com. **Batsaihan Tserenpil,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Institute of Astronomy and Geophysics MAN, Ulaanbaatar, Mongolia, Researcher,

email: batsaihan523@yahoo.com.

Дэмбэрэл Содномсамбуу,

доктор наук, академик МАН, управляющий директор Института астрономии и геофизики Монгольской академии наук, email: demberel@iag.ac.mn. **Demberel Sodnomsambuu,** Doctor of Science, the Academician of MAS, Managing Director at Institute of Astronomy, and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences.

email: demberel@iag.ac.mn.

Чебыкин Евгений Павлович,

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

Chebykin Evgeny Pavlovich,

Candidate of Chemical Sciences, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033 Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, Senior Researcher, email: epcheb@yandex.ru.

УДК 550.844+546.791.027+632.126 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.161

Первый опыт мониторинга косейсмических и асейсмических вариаций ОВП, pH и температуры подземных вод Култукского резервуара в режиме реального времени (Байкальская рифтовая система)

С.В. Рассказов^{1,2}, И.А. Асламов³, С.В. Снопков^{2,4}, В.И. Архипенко³, А.М. Ильясова¹, Е.П. Чебыкин^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия ³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия ⁴ Иркутский национальный исследовательский технический университет, Сибирская школа геонаук, Иркутск, Россия

Аннотация. В двух скважинах Култукского полигона установлены зонды, с помощью которых определяются вариации ОВП, pH и температуры в подземных водах в режиме реального времени. Полученные данные сопоставляются с сейсмическими импульсами 22–25 ноября и 16 декабря 2023 г. в центральной части Байкальской рифтовой системы.

Ключевые слова: подземные воды, мониторинг, окислительно-восстановительный потенциал. pH, температура, землетрясение, Байкал.

First experience in real-time monitoring of coseismic and aseismic ORP, pH, and temperature variations in groundwater from the Kultuk reservoir (Baikal Rift System)

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.A. Aslamov³, S.V. Snopkov^{2,4}, V.I. Arkhipenko³, A.M. Ilyasova¹, E.P. Chebykin^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia ²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia ⁴Irkutsk National Research Technical University, Siberian School of Geosciences, Irkutsk, Russia

Abstract. Automatic probes were installed in two wells in the area of Kultuk settlement to determine real-time variations of ORP, pH, and temperature in groundwater. The obtained data were interpreted and compared with seismic pulses on November 22-25 and December 16, 2023 in the central part of the Baikal Rift System.

Keywords: groundwater, monitoring, redox potential. pH, temperature, earthquake, Baikal.

Введение

Култукский полигон – наиболее чувствительная территория для оценки состояния резервуара подземных вод верхней части коры и ее использования для суждений о характере развития деформаций в средней части коры, сопровождающихся землетрясениями в Байкальской рифтовой системе (БРС). Наблюдения на полигоне начались в 2012 г. К 2015 г. были получены первые результаты (Рассказов и др., 2015; Чебыкин и др., 2015). Ко времени Байкало-Хубсугульской активизации, начавшейся в конце 2020 – начале 2021 г. сильными землетрясениями (Быстринским, Кударинским и Хубсугульским), уже имелись длительные гидрогеохимические ряды наблюдений, которые свидетельствовали о менявшихся во времени процессах, происходивших в резервуаре подземных вод: вариациях открытия—закрытия микротрещин, способствующих циркуляции подземных вод и тормозящих ее, вариациях температур в резервуаре (T(Si) и T(Na/Li), вариациях концентрации Hg, а также вариациях окислительно-восстановительного потенциала (ОВП), водородного потенциала (pH) и температуры воды на устье скважины.

Измерения температуры воды и электрохимических параметров ОВП, pH проводились с частотой в среднем через 2 недели компактными приборами Hanna и Эксперт при отборе проб для гидрогеохимических исследований. При землетрясениях частота опробования увеличивалась до 3–4 дней, а в наиболее сейсмически-активные эпизоды пробы отбирались ежедневно (Рассказов и др., 2023; Снопков, Куроленко, 2023).

В начале декабря 2023 г. на двух станциях Култукского полигона были установлены специально разработанные автономные логгеры с измерительными зондами ТМА-11 для измерения ОВП, рН и температуры воды в режиме реального времени. В настоящей работе приводятся первые результаты, полученные на новых приборах в асейсмических условиях центральной части Байкальской рифтовой системы и с регистрацией эффектов, соответствующих переходу от сейсмического импульса к асейсмичному состоянию.

Описание измерительной системы

Для регистрации и передачи данных измерений был разработан автоматический универсальный логгер. Его основное назначение – сбор, хранение и передача данных с разнообразных датчиков и зондов, измеряющих параметры окружающей среды. При разработке был сделан упор на обеспечение универсальной совместимости с широким спектром гидрологических, гидрохимических и других датчиков. При этом, наличие двух конфигурируемых интерфейсов RS485 с независимыми регулируемыми напряжениями питания, обеспечивают гибкость при подключении к датчикам различных моделей и фирм изготовителей. Наличие встро-

енного GNSS приемника обеспечивает высокую точностью синхронизации внутренних часов логгера, а также отслеживание текущего местоположения устройства, что предоставляет возможность использовать логгер в геопространственных приложениях. Логгер имеет интерфейс для подключения microSD карты, что позволяет пользователю гибко выбирать подходящий объем хранения данных для каждого конкретного применения: в зависимости от количества датчиков, частоты их опроса и наличия или отсутствия каналов связи с сервером. Логику работы логгера задает микроконтроллер ESP32-S3 последнего поколения с 32-ти разрядной архитектурой RISC-V (производства фирмы Espressif Systems), который является связующим звеном всех элементов устройства.

Логгер поддерживает такие беспроводные каналы связи как Wi-Fi, Bluetooth и NB-Iot сотовую связь. Широкий набор резервных каналов обеспечивает высокую надежность передачи измеренных данных. Для обеспечения сотовой связи в логгере был применен модем SIM7080G (производства SIMCom). Модем поддерживает технологии Narrowband IoT и Category M1. Это технологии широкополосных сетей, оптимизированные для приложений ІоТ (Интернета вещей) и обеспечивающие расширенное покрытие и эффективное энергопотребление. Дополнительно в логгере реализованы функции энергосбережения, включая спящий режим и эффективное управление питанием, что делает его идеальным решением для удаленных и автономных постановок. Возможна организация питания от солнечной панели или от сети 220 В, а также резервирование питания от аккумулятора, что обеспечивает непрерывную работу устройства в сложных автономных условиях. В качестве аккумулятора используется призматическая Li-ion ячейка NMC емкостью 63 Ач с номинальным напряжением 3.7 В производства CATL, обеспечивающая автономную работу системы измерения в течение 1.5 месяцев.

В логгере реализовано два независимых гибко конфигурируемых канала для работы с измерительными датчиками. Каждый канал включает регулируемый повышающий преобразователь напряжения на базе микросхемы SX1308 и драйвер SN65HVD1781 для обеспечения связи по линии RS485. Использование интерфейса RS485 для подключения датчиков имеет ряд достоинств, особенно в приложениях, где важны высокая надежность и целостность данных. К основным преимуществам RS485 можно отнести: большая дальность связи (более 1 км), многоточечная передача данных (до 240 датчиков на одной линии), высокая помехоустойчивость.

Таким образом, разработанный универсальный логгер для онлайн мониторинга представляет собой комплексное и адаптируемое решение для сбора гидрохимических и других данных, подходящее как для научно-исследовательских институтов, так и различных служб и структур по мониторингу, нуждающихся в точной и своевременной информации о различных параметрах окружающей среды.

Для измерения pH, ОВП и температуры воды в скважинах был выбран зонд типа TMA-11. Зонд имеет компактные размеры (длина 21 см при ширине 3 см) и массу около 350 г, что позволяет его использовать даже в самых узких скважинах. Зонд разработан для использования в широких, в т.ч. тяжелых условиях эксплуатации: от чистых горных рек, с удельной электропроводностью ниже 20 мкСм/см и заканчивая сточными водами, с проводимостью выше 200 мСм/см. Отличительной особенностью зонда является его долговременная стабильность, не требующая частой перекалибровки. Технические характеристики зонда TMA-11 приведены в табл. 1.

Измерительные зонды были подключены к разработанным автономным логгерам. Период измерения был установлен равным две минуты. Каждое измерение представляет из себя среднее 10 отсчетов параметров, сделанных с частотой 1 Гц. Данные передаются на сервер в г. Иркутск два раза в час. Перед постановкой в скважины зонды ТМА-11 были откалиброваны на стандартных растворах 6.86 и 9.18 рН (производства Kishida Chemical Co., Ltd., Япония) и на растворе для калибровки ОВП 220мВ/рН7 (производства Mettler Toledo, США). Значения ОВП не калиброваны относительно водорода и воспринимаются в контексте настоящего исследования как относительные меняющиеся характеристики подземных вод.

Таблица 1

Измерительная часть:	Параметры
Сенсор рН	
Диапазон, рН	От 0 до 13
Разрешение, рН	0.01
Точность, рН	+/- 0.1
Сенсор ОВП	
Диапазон, мВ	От -1000 до +1000
Разрешение, мВ	0.1
Точность, мВ	+/-2
Сенсор температуры	
Диапазон, °С	От 0 до +50
Разрешение, °С	0.01
Точность, °С	+/- 0.5

Технические характеристики зонда ТМА-11

Установка зондов в скважинах

Зонды установлены на мониторинговых станциях 9 (КБЖД, координаты: 51°43.797' с.ш., 103°42.288' в.д.) и 184 (Школьная, координаты: 51°43.430' с.ш., 103°42.012' в.д.) на расстоянии 1624 м друг от друга. Ст. 9 находится в зоне активного Обручевского разлома, по которому ложе Южно-Байкальской впадины опущено в позднем кайнозое приблизительно на 4 км, ст. 184 – на торцовой Култукской тектонической ступени Южно-Байкальской впадины, наклоненной к востоку, в сторону Байкала (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения станций мониторинга относительно активных разломов на западном побережье оз. Байкал (Култукский полигон). Палеосейсмодислокации шовной зоны Главного Саянского разлома (ГСР) показаны по работе (Чипизубов, Смекалин, 1999).

Fig. 1. Scheme of the locations of monitoring stations relative to active faults on the western coast of Lake Baikal (Kultuk area). Paleoseismic dislocations of the suture zone in the Main Sayan Fault (Γ CP) are shown after (Chipizubov, Smekalin, 1999).

Устье скважины ст. 9 находится на абсолютной отметке 477 м, уровень воды – на глубине 9 м, насос – на глубине 16.5 м, зонд ТМА-11 – на глубине 25 м. Глубина скважины – 35 м. Расстояние от скважины до оз. Байкал составляет 242 м. Уровень воды в скважине находится выше уровня Байкала, абс. высота которого составляет около 456 м. Забой скважины уходит ниже уровня Байкала.

Устье скважины ст. 184 занимает более высокую абсолютную отметку (491 м), уро-

вень воды имеет глубину 2.5 м, насос помещается на глубине 14 м, зонд ТМА-11 – на глубине 17 м. Глубина скважины – 20 м. Высокий уровень воды в скважине получен в результате ее заложения на месте бывшего родника. Уровень воды в скважине существенно поднят над уровнем Байкала. Расстояние от этой скважины до оз. Байкал составляет 960 м. Забой скважины не достигает уровня Байкала.



Рис. 2. Схема установки зондов ТМА-11 в скважинах ст. 9 и 184 Култукского полигона. **Fig. 2.** Scheme of installation of TMA-11 probes in wells of stations 9 and 184 in the Kultuk area.

Результаты

Измерения трех параметров в скважинах проводятся каждые 2 минут. Результаты регистрируются по местному времени. Для сопоставлений привлекаются данные (Карта..., 2023) о землетрясениях на Байкале (16.12.2023 в 23:06, К=11.4) и в Прихубсугулье (17.12.2023 в 13:48, К=11.2). Время землетрясений приводится по местному времени.

ОВП

В начале декабря обе станции характеризуются низкими значениями ОВП. С течением времени значения ОВП возрастают. Кривые возрастания ОВП на станциях 9 и 184 имеют разную конфигурацию (рис. 3).



Рис. 3. Временные вариации ОВП в подземных водах ст. 9 (*a*) и 184 (δ) с 1 по 15 декабря. Приводятся данные с шагом через 10 минут. Светло-серыми вертикальными линиями обозначаются временные интервалы, в которых оцениваются скорости изменения ОВП на ст. 9, розовыми линиями – на ст. 184 (объяснения в тексте). После аномального подъема ОВП происходят землетрясения на Байкале (16.12.2023 в 23:06, K=11.4) и в Прихубсугулье (17.12.2023 в 13:48, K=11.2).

Fig. 3. Temporal variations of ORP in groundwater of stations 9 (*a*) and 184 (*b*) from December 1 to December 15. The data are given in 10-minute increments. Light-gray vertical lines indicate time intervals, in which ORP change rates at station 9 are estimated, pink lines – at station 184 (explanations in the text). After the anomalous ORP rise, the earthquakes occur in the Baikal (16.12.2023 at 23:06, K=11.4) and Khubsugul (17.12.2023 at 13:48, K=11.2).

01 декабря 2023 г. на ст. 9 наблюдается относительное возрастание ОВП с выходом на максимум (-37.3 мВ) в 23:20. 02 декабря к 8:20 ОВП снижается до -210 мВ и остается на отрицательных значениях -207-212 мВ до 19:30. С этого времени значения ОВП плавно возрастают. В течение трех дней приращение составляет в среднем около 93 мВ в день. 05 декабря в 19:30 ОВП достигает положительного значения 69 мВ. Через двое суток (07 декабря) в 19:30 устанавливается значение ОВП 100 мВ. В течение двух суток значения возрастают с приращением по 15 мВ в день. На таком же и более низком уровне (с относительным снижением до 84 мВ) значения ОВП поддерживаются до 09 декабря. В этот день в 14:30–17:30 происходит скачок значений от 88 мВ до 111 мВ. В дальнейшем ОВП возрастает медленно до 16 декабря, когда с 12:00 до 13:40 значения ОВП поднимаются от 210 до 249 мВ (рост 120 мВ в день). После скачка рост существенно замедляется и в течение 8 дней составляет около 2 мВ в день. 16 декабря ОВП от значения 266 мВ выходит на пик, снижается и опять поднимается до 274 мВ. Дальнейший рост ОВП до 29 декабря ничтожно мал (0.4 мВ в день).

На ст. 184 также наблюдается общий рост ОВП с течением времени, но, в отличие от ст. 9, линия роста осложняется локальными минимумами. В начале наблюдения 01 декабря 2023 г. в 20:40 определяется наиболее низкое значение ОВП (79 мВ). 02 декабря в 17:20 наблюдается максимум ОВП= 245 мВ. Рост ОВП 01-02 декабря составляет 200 мВ в день. В дальнейшем рост замедляется и во временном интервале 02-09 декабря составляет в среднем 7.3 мВ в день. 08 декабря наблюдается заметное снижение ОВП от 284 до 269 мВ. Дальнейший рост ОВП с 09 до 16 декабря происходит медленнее (2.7 мВ в день). С 16 до 29 декабря средний рост составляет около 2 мВ в день.

Из сравнения данных ОВП, полученных за декабрь для подземных вод ст. 9 и 184, следует:

1) станции находятся в разных диапазонах: ст. 9 – от – 200 до 274 мВ (интервал 474 мВ), ст. 184 – от 78 до 315 мВ (интервал 237 мВ);

2) в начале наблюдений (01–02 декабря) определяются резко разнонаправленные вариации ОВП этих станций, в дальнейшем на ст. 9 происходит неуклонный рост ОВП с проявлением скачков, на ст. 184 ОВП также растет, но с эпизодическими понижениями значений;

3) с течением времени рост ОВП обеих станций замедляется: на ст. 9 быстрый рост 93 и 15 мВ в день (до 09 декабря) сменяется медленным ростом 2 и 0.4 мВ в день (после 16 декабря), на ст. 184 начальное продвижение вверх на 200 мВ в день (01–02 декабря) сменяется медленным ростом 7.3 и 2 мВ в день;

4) относительные вариации ОВП станций в общем не согласуются между собой.

Температура

На ст. 9 температура подземных вод в скважине на минимуме составляет около 3.91 °С и импульсно возрастает. Различаются две серии максимумов: высоких, с амплитудой 0.12-0.17 °С и низких, с амплитудой 0.02-0.04 °С. Низкие максимумы образуют фон для высоких максимумов. Каждый высокий максимум обозначается резким подъемом температуры в течение 40-60 минут. Максимальные значения выражаются единичным пиком или выдерживаются в течение какого-то промежутка времени (до 2 часов). Нисходящая ветвь максимума асимптотически приближается к уровню минимальных значений, которые несколько поднимаются 02-06 декабря, находятся на минимуме 07-09 и 11-12 декабря, а затем вновь поднимаются. Снижение минимальной температуры предшествует высокому максимуму 09 декабря и следует за ним. До этого максимума на ст. 9 выдерживается суточная квазипериодичность вариаций температуры, в которую объединяются высокие и низкие максимумы. После 09 декабря температурное поле перестраивается. Суточная квазипериодичность нивелируется. Обозначаются высокие максимумы 16, 24 и 29 декабря (последний находится за рамкой панели рис. 4в).



Рис. 4. Временные вариации температуры в подземных водах ст. 9 (*a*) и 184 (*б*) с 1 по 15 декабря. Приводятся данные с шагом через 10 минут. После высокого максимума температуры происходят землетрясения на Байкале (16.12.2023 в 23:06, K=11.4) и в Прихубсугулье (17.12.2023 в 13:48, K=11.2). Условные обозначения см. рис. 3.

Fig. 4. Temporal variations of temperature in groundwater of vv. 9 (a) and 184 (b) from December 1 to December 15. The data are given in increments of 10 minutes. After the high maximum of temperature, earth-quakes occur at Baikal (16.12.2023 at 23:06, K=11.4) and Khubsugul (17.12.2023 at 13:48, K=11.2). Symbols are as in Fig. 3.

На ст. 184 температура воды в целом ниже, чем на ст. 9 и составляет на минимуме около 3.42 °С. Для температуры ст. 9 характерна суточная квазипериодичность, которая выдерживается по всему ряду декабрьских наблюдений. За исключением начальных повышенных значений температуры 02 декабря, амплитуды температурных максимумов ст. 184 не превышают 0.03 °С. Сравнивая данные мониторинговых станций, приходим к выводу о том, что:

1) на ст. 184 минимальная температура воды (3.42 °C) ниже, чем на ст. 9 (3.91 °C);

2) в течение месяца не наблюдается общих заметных изменений температуры;

3) на обеих мониторинговых станциях температура повышается импульсно, различаются серии низких и высоких (повышенных) максимумов;

4) максимумы ст. 9 имеют нисходящую ветвь, асимптотически приближаюшуюся к минимальным значениям температуры, максимумы ст. 184 имеют зубчатую форму;

5) с 02 до 07 декабря наблюдается взаимное соответствие температурных максимумов станций 9 и 184. Амплитуды температурных максимумов ст. 184 в это время уменьшаются. 08 и 09 декабря на ст. 184 образуются небольшие минимумы, соответствующие низким максимумам ст. 9.

pН

На ст. 9 значение рН подземных вод в скважине 02 декабря 2023 г. в 01:50 находится на абсолютном минимуме 6.84. В дальнейшем устанавливается минимальный уровень рН 7.26 (04 декабря в 10:20) и с 10 по 16 декабря поднимается до 7.36. Максимальные значения также последовательно увеличиваются от 7.64 02 декабря (в 19:30) до 7.78 14 декабря (в 20:10). Пульсации рН разделяются на временные отрезки продолжительностью от одних суток до семи.



Рис. 5. Временные вариации pH в подземных водах ст. 9 (*a*) и 184 (δ) с 1 по 15 декабря. Приводятся данные с шагом через 10 минут. Аномальное снижение pH соответствует по времени землетрясениям на Байкале (16.12.2023 в 23:06, К=11.4) и в Прихубсугулье (17.12.2023 в 13:48, К=11.2). Условные обозначения см. рис. 3.

Fig. 5. Temporal variations of pH in groundwater of stations 9 (a) and 184 (b) from December 1 to December 15. The data are given in 10-min increments. Anomalous pH decrease corresponds to the earthquakes at Baikal (16.12.2023 at 23:06, K=11.4) and Khubsugul (17.12.2023 at 13:48, K=11.2). Symbols are as in Fig. 3. 169

На ст. 184 минимальное значение pH=8.0 определяется в начале наблюдений 01 декабря 2023 г. в 20:40. В последующие дни минимальные значения поднимаются до 8.12, но к 9 декабря в 19:20 выходят на минимум 8.05, который выдерживается до 19 декабря, а затем минимальные значения несколько возрастают. Вариации рН подчиняются суточной квазипериодичности преимущественно на низких максимумах. Наряду с низкими, проявляются повышенные максимумы.

Сравнивая данные измерений рН двух станций, приходим к выводу о том, что:

1) преобладающие минимальные значения этого параметра в подземных водах ст. 9 (7.3) ниже, чем в подземных водах ст. 184 (8.05);

2) характер временных изменений рН станций 9 и 184 резко различается. На ст. 184 имеется отчетливая суточная квазипериодичность вариаций этого параметра. На ст. 9 временные вариации рН не имеют суточной квазипериодичности и показывают более продолжительные пологие максимумы, разделенные резко очерченными минимумами.

Обсуждение результатов

Причины различий в показаниях зондов

Зонды находятся в разных тектонических структурах. В подземных водах ст. 9 определяются эффекты активного Обручевского разлома, в подземных водах ст. 184 – эффекты торцовой Култукской тектонической ступени Южно-Байкальской впадины (см. рис. 1). Обручевский разлом играет роль краевой структуры Южно-Байкальской впадины, испытывающей общее растяжение. Торцевая Култукская ступень, с одной стороны, имеет магистральное положение рифтовой В структуре, с другой стороны, она ограничивается с юга Главным Саянским разломом, находящимся в условиях сжатия. В показаниях зондов отражаются меняющиеся во времени соотношения сжатия и растяжения верхней части коры. На ст. 9 может потенциально преобладать растяжение, на ст. 184 - сжатие.

Скважина ст. 9 располагается на более низкой отметке рельефа, чем ст. 184. Бли-

зость ст. 9 к Байкалу и глубокий забой скважины предполагает возможное влияние на ее подземные воды глубинной воды Байкала. Такое влияние может проявиться в ходе наблюдений. Ст. 184 располагается в удалении от Байкала и не должна испытывать его влияния.

Различные показания зондов могут отражать положение скважины ст. 184 на месте природного родника и положение скважины ст. 9 в точке, непосредственно не обозначенной родниковыми водами. Однако выходы родниковых вод распространены в зоне Обручевского разлома вдоль русла р. Медлянки (Рассказов и др., 2015). Ближайшие родники находятся на расстоянии 420-450 м к востоку от ст. 9, на абсолютных отметках 470-479 м. Низкий гидростатический уровень скважины ст. 9 (глубина 9 м от устья) приблизительно соответствует гипсометрическому уровню этих родников. Скважина ст. 184 отличается от соседних скважин высоким гидростатическим уровнем (глубина 2.5 м от устья). Здесь подземные воды поступают по проницаемому разлому.

Наконец, нужно отметить еще один фактор, влияющий на различные показания зондов – фактор режима прокачки скважин. Прокачка необходима для гидрогеохимического опробования порций подземных вод, поднимающихся из глубинной части активного разлома. В родниках обычно наблюдается существенное разбавление подземных вод малоглубинными порциями, которые затушевывают гидрогеодинамические показатели. В связи с этим для целей гидрогеохимического мониторинга скважины используются предпочтительнее родников. Ст. 184 регулярно прокачивается местными жителями пос. Култук в дневное время и не используется ими в ночное время. В таком же режиме прокачивается ст. 9, но в конце недели в ней осуществляется непрерывная прокачка продолжительностью около 2 часов. Именно такая прокачка вызывает заметное возрастание температуры и сопутствующие эффекты ОВП и рН. Вероятно, подземные воды поднимаются из более глубокой части Обручевского разлома. Нужно учитывать, однако, зимний подогрев устья скважины, который проводится для предотвращения замерзания

воды. Эффективная 2-часовая прокачка может приводить к частичному перемешиванию воды в скважине с проникновением нагретой порции ниже насоса к зонду в момент выключения насоса. В течение 2-х часов насос выключается несколько раз при наполнении емкости 2 м³. Влияние фактора проникновения нагретых вод сверху вниз будет нивелировано в весенне-летнее время, когда устье скважины не будет прогреваться.

Различия ОВП в показаниях зондов

Окислительно-восстановительный потенциал зависит от потоков флюидов— восстановителей или окислителей, возникающих в земной коре при подготовке и реализации землетрясений. Это предположение нуждается в проверке конкретными измерениями содержаний газов на мониторинговых станциях и принимается в настоящем исследовании в качестве рабочей гипотезы.

Пониженные значения ОВП на обеих станциях в начале декабря свидетельствуют о преобладании в потоке флюидов восстановленных компонентов (H⁺, Hg⁺, H₂S и др.). На станциях 9 и 184 эти компоненты поступают в противофазе. Минимуму ОВП ст. 9 соответствует максимум ОВП ст. 184 и наоборот, максимуму ОВП ст. 9 соответствует минимум ОВП ст. 184. Обручевский разлом обеспечивает проникновение восстановленных флюидов Резко-отрицательные значения ОВП (до -210 мВ), установленные на ст. 9, характеризуют проявление особенно сильного эффекта потока восстановленных газов на этой чувствительной станции мониторинга. Возрастание ОВП на обеих станциях с течением времени отражает общее снижение роли восстановленных флюидов.

Различия температур в показаниях зондов

Ежедневный импульсный подъем температуры связан с прокачкой подземных вод из скважин. Температура в воде ст. 9 резко нарастает вследствие более эффективной прокачки и снижается по асимптоте в результате «рассасывания» образовавшейся тепловой аномалии. Суточные вариации выражены на ст. 9 в меньшей мере, чем на ст. 184. Принимая во внимание образование

температурных максимумов вследствие сейсмогенных движений со сжатием и температурных минимумов вследствие сейсмогенных движений с растяжением (Rasskazov et al., 2020), можно допустить также влияние на температуру подземных вод ст. 9 (в Обручевском разломе) ежедневных импульсных деформаций, которые в результате перестройки 9 декабря оказались нивелированными.

Под ст. 184 (в торцовой Култукской тектонической ступени) ежедневный режим прокачки проявляется отчетливее. Предположение о проявлении температурных максимумов в условиях сжатия и о смене режима сжатия режимом растяжения нуждается в дополнительном обосновании гидрогеохимическими данными.

Различия рН в показаниях зондов

Водородный потенциал зависит от соотношений растворенных компонентов в подземных водах (Крайнов и др., 2012). Причины наблюдаемых вариаций этого параметра в подземных водах станций 9 и 184 пока не ясны. Очевидные различия вариаций рН на этих станциях (см. рис. 5а,б) свидетельствуют об отсутствии контроля компонентов, влияющих на рН, суточными процессами на первой из них и о существенной зависимости таких компонентов от меняющегося состояния подземных вод в течение суток – на второй.

На ст. 9 наблюдаются вариации pH, которые можно связать с гидрогеохимическими изменениями в подземных водах, а на ст. 184 прослеживаются серии высоких максимумов, которые представляют собой аномалии на фоне низких максимумов. Таким образом, при сравнительном анализе результатов непрерывных измерений pH появляется возможность использования их различий в подземных водах станций 9 и 184 для выявления направленности развития процессов в комплексировании с данными об ОВП, температуре и гидрогеохимическими показателями.

Соотношения максимумов и минимумов рН и температуры ст. 184

Для вариаций pH и температуры этой станции характерна суточная квазиперио-

дичность. Обычно в утренние часы pH возрастает, а в вечерние снижается. Температура, наоборот, в вечерние часы возрастает, а в утренние – снижается. Таким образом, pH и температура постоянно находятся в противофазных соотношениях (рис. 6). Отклонение от этой закономерности может составить предмет особого рассмотрения при анализе аномальных показаний.



Рис. 6. Противофазные соотношения pH и температуры ст. 184. Приводятся данные с шагом через 10 минут.

Fig. 6. Anty-phase pH and temperature relationship of station 184. Data are given in 10-minute increments.

Сейсмические импульсы в БРС 22–25 ноября и 16 декабря 2023 г., сопоставление с вариациями ОВП, pH и температуры подземных вод

Процессы подземных вод имеют парагенетические соотношения с процессами подготовки и реализации землетрясений. Параметры подземных вод характеризуют процессы, происходящие в резервуаре верхней части коры, сейсмический процесс подготавливается и реализуется в ее средней части. Месячным наблюдениям ОВП, pH и температуры подземных вод предшествует сейсмический импульс в центральной части БРС 22–25 ноября 2023 г. (рис. 7). 22 ноября в 01:20 слабое землетрясение (К=9.4) происходит в районе Култукского полигона, на хр. Хамар-Дабан. 24 ноября в 00:18 следует слабый сейсмический толчок в эпицентральном поле сильного Хубсугульского землетрясения (К=9.9), а затем, 25 ноября в 21:44 – еще один толчок посильнее в Южно-Байкальской впадине (К=10.9).



Рис. 7. Схема распределения сильных землетрясений вступления Байкало-Хубсугульской активизации в 2020–2021 гг. и слабых землетрясений в ноябре-декабре 2023 г. Землетрясения 2020–2021 гг.: Б – Быстринское, Кд – Кударинское, Х – Хубсугульское. Использован каталог (Карта..., 2023).

Fig. 7. Scheme of distribution of strong earthquakes in the entrance of the Baikal-Khubsugul seismic reactivation in 2020–2021 and weak earthquakes in November-December 2023. Earthquakes in 2020–2021: $\mathbf{5} - \mathbf{B}$ ystraya, $K_{\mathbf{A}} - \mathbf{K}$ udara, $\mathbf{X} - \mathbf{K}$ hubsugul. The catalog (Map..., 2023) is used.

На рис. 8, по результатам измерений портативным прибором Hanna, получаются соизмеримые максимумы ОВП на обеих станциях 22 октября 2023 г. Перед ними (10 октября) 9 показывает ст. низкое (отрицательное) значение ОВП со слабым снижением ОВП ст. 184. В это время (9-12 октября) происходят землетрясения (К=9.5-11.4). После них (29 октября) ст. 9 также показывает низкое (отрицательное) значение ОВП со слабым снижением ОВП ст. 184. Землетрясения отсутствуют, но проявляются в ходе последующего возрастания ОВП 22-25 ноября 2023 г. (К=9.4-10.9). Эти землетрясения происходят за 8-9 дней до начала мониторинга ОВП в реальном времени. В пробе, отобранной сразу после землетрясений (26 ноября) портативным прибором Наппа на ст. 9 определяется значение ОВП=36 мВ, близкое к значениям этого параметра 19 ноября (до землетрясений) и 4

декабря (во время мониторинга в реальном времени). Между 26 ноября и 04 декабря (8 дней) пробы не отбираются и измерений ОВП не проводится. Между тем, при ежедневном отборе проб в подобной обстановке после землетрясений 2020-2021 гг. на ст. 9 регистрировались резкие вариации ОВП (Рассказов и др., 2023). Такие же резкие вариации, по-видимому, имеют место между 26 ноября и 4 декабря, о чем свидетельствуют резко отрицательные значения ОВП ст. 9 в начале мониторинга в режиме реального времени. Сравнительно низкие значения ОВП, не согласованные с вариациями ОВП ст. 9, определяются в это же время на ст. 184. Резко несогласованные вариации ОВП на ст. 9 и 184 сменяются согласованным медленным ростом этого показателя. Одновременное резкое снижение ОВП станций покажет сейсмоопасное состояние БРС с проявлением сильного землетрясения.



ВРЕМЯ: дни, месяцы, годы

Рис. 8. Сопоставление результатов измерений ОВП портативным прибором Hanna и зондом TMA-11 с землетрясениями в центральной части БРС. Значения портативного прибора Hanna 4 и 9 декабря занижаются относительно значений ОВП зонда на ст. 184 и завышаются относительно значений ОВП зонда на ст. 184 и завышаются относительно значений ОВП зонда на ст. 9.

Fig. 8. Comparison of the results of ORP measurements by the portable Hanna instrument and TMA-11 probes with earthquakes in the central part of the Baikal Rift System. The values of the portable Hanna instrument on December 4 and 9 are underestimated relative to the ORP values of the probe at station 184 and overestimated relative to the ORP values of the probe at station 9.

Аномальные (асейсмические и косейсмические) вариации параметров подземных вод 9 и 16 декабря 2023 г.

В скв ст. 9 после падения pH в каждом из периодов выявляются интервалы малоамплитудных значений pH при снижении температуры, после которых идет постепенное повышение pH (рис. 9).



Рис. 9. Согласованные аномальные временные вариации ОВП, pH и температуры в подземных водах ст. 9. Приводятся данные с шагом через 2 минуты.

Fig. 9. Consistent anomalous temporal variations of ORP, pH, and temperature in groundwater of station 9. The data are given in 2-minute increments.

09 и 16 декабря 2023 г. наблюдаются частично сходные между собой аномальные вариации параметров подземных вод. 09 декабря БРС остается асейсмичной, тогда как 16 декабря происходит Горячинское землетрясение К=11.4. Режим прокачки скважин обеспечивает аномалии электрохимических параметров, но какие показания станций 09 и 16 декабря имеют при этом сходство и какие показания различаются? Ответ на этот вопрос может способствовать выяснению критериев определения косейсмичного и асейсмичного режимов в центральной части БРС.

9 декабря 2023 г. на мониторинговых станциях аномально меняются параметры во временном интервале с 11:40 до 17:40 (продолжительность 6 часов).

Первое аномальное вступление наблюдается на ст. 184 (рис. 10). Значение ОВП=263 мВ в 11:40 резко растет до 268 мВ к 12:00 и колеблется на этом верхнем пределе до

14:20 с новым резким возрастанием и выходом на плато 272 мВ в 15:00. Одновременно с началом резкого возрастания ОВП ст. 184 наблюдается резкое снижение рН этой станции от 8.28 в 11:40 до 8.14 в 12:00. Более медленное снижение рН приводит к минимальному значению 8.06 в 14:50. Температура 9 декабря снижается незначительно и находится на минимуме 3.42 °C до 13:30 с запаздыванием относительно изменений ОВП и рН. С 13:30 до 14:50 температура резко возрастает на 0.02 °С и выходит на плато, поддерживается на нем до 19:20 и затем плавно снижается по асимптоте к минимальной температуре 3.42 °С. Принимая резкое возрастание температуры как показатель аномалии вод ст. 184, изменения ОВП и рН этой станции характеризуют предшествующие процессы резервуара подземных вод, спровоцировавшие изменения этих параметров в водах этой станции.



Рис. 10. Аномальные временные вариации ОВП, pH и температуры в подземных водах ст. 9 (*a*) и 184 (*б*) 9 декабря с 11:40 до 17:40. Приводятся данные с шагом через 10 минут.

Fig. 10. Anomalous temporal variations of ORP, pH, and temperature in groundwater of stations 9 (*a*) and 184 (*b*) on December 9 from 11:40 to 17:40. The data are given in 10-minute increments.

Аномальные изменения параметров 09 декабря на ст. 9 запаздывают относительно начавшихся изменений ОВП и рН ст. 184 и сопутствуют подъему температуры на этой станции. Температура ст. 9 остается на минимуме 3.91 °C до 15:10 и резко возрастает до 4.07 °С к 17:40, после чего снижается с выходом на асимптоту минимальных значе-Учитывая ступенчатое возрастание ний. температуры ст. 184 до 14:50, можно заметить, что ст. 9 получает тепловую порцию во временном интервале с 15:10 до 17:40. Иными словами, сначала в аномальные изменения вовлекается Култукская торцевая тектоническая ступень, а затем Обручевский разлом.

Несколько раньше начавшихся (в 15:10) изменений в Обручевском разломе 09 декабря начинается изменение ОВП. В 14:40 ОВП ст. 9 еще находится на минимуме 87.1 мВ, резко возрастает до 106 мВ к 16:10 и еще повышается до 112 мВ к 17:40. Несколько позже начавшихся (в 15:10) изменений в Обручевском разломе начинается изменение pH ст. 9. В 15:30 еще определяется максимум pH=7.76, но затем наблюдается резкое снижение значений до 7.54 к 16:00 и еще более сильное (до 7.41) к 18.10.

16 декабря 2023 г. аномально меняются все три параметра обеих мониторинговых станций в более узком временном интервале, чем 9 декабря – с 12:20 до 15:30 (продолжительность 3 часа 10 минут) (рис. 11).



Рис. 11. Аномальные временные вариации ОВП, pH, и температуры в подземных водах ст. 9 (*a*) и 184 (б) 16 декабря с 12:20 до 15:30. Приводятся данные с шагом через 10 минут. Условные обозначения см. рис. 3.

Fig. 11. Anomalous temporal variations of ORP, pH, and temperature in groundwater of stations 9 (*a*) and 184 (*b*) on December 16 from 12:20 to 15:30. Data are given in 10-minute increments.

Symbols are as in Fig. 3. На ст. 9 значение ОВП=223 мВ в 12:20 растет до 245 мВ к 13:30 и в дальнейшем повышается по более пологой линии, в общем соответствующей генеральному декабрьскому тренду. На ст. 184 значение ОВП=292 мВ падает до 289 мВ к 14:00 и вновь возвращается к значению ОВП=292 мВ в 15:30 с дальнейшим повышением по пологому направлению, соответствующему генеральному декабрьскому тренду. Кратковременная аномалия ОВП вызвана импульсным поступлением восстановленных флюидов под ст. 184 при скачкообразном усилении доминирующего в декабре процесса снижения роли восстановленных флюидов под ст. 9.

Возрастание ОВП сопровождается повышением температуры на ст. 9 от минимального значения (3.93 °C) в 12:20 до максимального (4.08 °C) в 13:20. Температура поддерживается на максимуме больше 2 часов (до 15:30) и затем резко снижается с выходом на асимптоту минимальных значений. На ст. 184 температура снижается линейно с 3.45 °C в 19:30 15 декабря до 3.43 °C в 13:30 16 декабря и более резко падает еще на 0.01 °C в 14:10, затем резко возрастает до 3.44 °C в 15:20–15:30. Высокий температурный максимум ст. 9 16 декабря подобен высокому температурному максимуму этой же станции 9 декабря. Температурный минимум ст. 184 16 декабря вызывается эффектом растяжения под ней синхронно с эффектом сжатия, отражающимся в температурном максимуме ст. 9. Кора растягивается под ст. 184 и сжимается под ст. 9 в одно и то же время.

На ст. 9 рН изменяется 16 декабря так же как 9 декабря. Максимум pH=7.78 в 12:30 сменяется его резким понижением до значения 7.48 в 13.30 с последующим переходом к значениям на одном уровне в интервале 7.38–7.51. На ст. 184 максимум pH=8.31 в 13:30 16 декабря сменяется резким понижением значения до 8.14 в 14:00, переходом к pH=8.09 в 22:30 и дальнейшим подъемом с выходом на максимум 8.52 в 04:00 17 декабря. Суточная квазипериодичность pH существенно нарушается.

16 декабря в 23:06 происходит землетрясение в районе Среднего Байкала (К=11.4, координаты: 52.71° с.ш., 108.05° в.д.). Еще одно землетрясение следует 17 декабря в 13:48 в западной части Дархатской впадины (К=11.2, координаты: 51.15° с.ш., 98.33° в.д.). Аномальные вариации ОВП, рН и температуры в подземных водах Култукского полигона предшествуют этим землетрясениям.

Между аномальными вариациями параметров 9 и 16 декабря наблюдаются явные различия:

1) временной диапазон аномальных изменений параметров 9 декабря имеет в 2 раза большую продолжительность (6 ч.), чем интервал аномальных изменений параметров 16 декабря (3 ч. 10 мин.);

2) аномальные изменения параметров 9 декабря начинаются неодновременно, и в целом сначала активизируется торцовая Култукская тектоническая ступень, а затем – Обручевский разлом. Аномальные изменения параметров на станциях 16 декабря протекают синхронно;

2) значения ОВП станций с 9 до 16 декабря заметно возрастают. Максимальное значение ОВП после скачкообразного поднятия на ст. 9 увеличивается от 112 мВ 9 декабря до 245 мВ 16 декабря, а на ст. 184 – от 272 мВ 9 декабря до 292 мВ 16 декабря (с эпизодом аномального падения до 289 мВ). Рост ОВП характеризует направленный процесс преобразования Култукского резервуара подземных вод.

Особая роль ОВП в наблюдениях оценки сейсмической угрозы в центральной части БРС

Результаты наблюдений трех лет Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации выявили разный характер вариаций ОВП на торцовой Култукской ступени и в прибортовых разломах Южно-Байкальской впадины (Рассказов и др., 2023).

В декабрьских наблюдениях один зонд (ст. 184) давал данные ОВП на торцовой Култукской ступени, другой (ст. 9) – в зоне прибортового Обручевского разлома. Несогласованные колебания свидетельствуют об отсутствии угрозы сильных землетрясений в разломах центральной части Байкальской рифтовой системы (зеленый уровень сейсмической угрозы).

Переход к согласованию с возрастанием ОВП на обеих станциях показывает предсейсмогенное состояние (желтый уровень сейсмической угрозы). Именно такое состояние регистрируется в декабрьских наблюдениях. Опасность реализации сильного землетрясения появляется при общем снижении ОВП с выходом в отрицательные значения этого параметра на большинстве станций Култукского резервуара. Чтобы проявилась эта тенденция, должна произойти структурная перестройки центральной части БРС. Она случится после достижения высоких значений этого параметра мониторинговых станций (рис. 12).



ВРЕМЯ: месяцы, недели, дни

Рис. 12. Принципиальная схема вариаций ОВП ст. 9 и 184 для оценки сейсмической угрозы зеленого, желтого или красного уровней в центральной части Байкальской рифтовой системы.

Fig. 12. Principal scheme of ORP variations of stations 9 and 184 for assessment of seismic threat of green, yellow or red levels in the central part of the Baikal rift system.

Заключение

На Култукском полигоне БРС впервые выполнены измерения ОВП, рН и температуры подземных вод в режиме реального времени на станциях, установленных в зоне активного краевого Обручевского разлома Южно-Байкальской впадины (ст. 9) и на ее торцевой Култукской тектонической ступени (ст. 184). Во время наблюдений с 1 до 29 декабря 2023 г. ОВП ст. 9 возрастает от -210 до 274 мВ (интервал 474 мВ), ст. 184 – от 78 до 315 мВ (интервал 237 мВ). Вариации температуры с 1 до 9 декабря на обеих станциях имеют согласованную суточную квазипериодичность, после 9 декабря суточные температурные квазипериоды на ст. 184 продолжаются, но на ст. 9 нивелируются. Вариации рН ст. 9 характеризуются пульсациями во временных отрезках продолжительностью от одних суток до пяти, вариации рН ст. 184 подчиняются суточной квазипериодичности.

Вариации параметров характеризуют режим прокачки скважин, но на фоне этих вариаций проступают главные тренды изменений состояния резервуара подземных вод, парагенетически связанные с подготовкой землетрясений. Полученные мониторинговые ряды характеризуют состояние Култукского резервуара подземных вод после слабого отголоска Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации в виде короткого импульса 22-25 ноября (К=9.4-10.9) и при реализации землетрясений умеренной силы (К=11.2-11.4) на Среднем Байкале 16 декабря и в Прихубсугулье 17 декабря 2023 г. В измеряемых параметрах подземных вод выявляются различия между аномальными косейсмическими и асейсмическими показаниями.

Благодарности

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» (Карта..., 2012).

Литература

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский Филиал Геофизической Службы, 2023. http://www.seis-bykl.ru

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Издание второе, дополненное. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 671 с.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации (²³⁴U/²³⁸U) и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.

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. doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.181

Снопков С.В., Куроленко А.А. Хубсугульское землетрясение 12 января 2021 г. и афтершоки: электрохимические отклики подземных вод югозападного побережья Байкала / С.В. Снопков, А.А. Куроленко // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 172–180. DOI 10.26516/2541-9641.2023.1.172

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 мониторинга234U/238U в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 936– 937.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E., 2020b. Responses of a ²³⁴U/²³⁸U activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia. Front. Earth Sci., 14(4), 711–737. doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

References

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 ²³⁴U/²³⁸U monitoring in waters from active faults on the western coast of the Southern Baikal // Doklady of Earth Sciences. 2015. V. 460, No. 4. P. 464–467.

Chipizubov A.V., Smekalin O.P. Paleoseismodislocations and related paleoearthquakes at the Main Sayan Fault zone // Russian Geology and Geophysics. 1999. V. 40, No. 6. P. 936–937.

Krainov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M. Geochemistry of groundwater. Second edition, expanded. M.: TsentrLitNefteGaz, 2012. 671 p.

Map of earthquake epicenters. Irkutsk: Baikal Branch of the Federal Research Center Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, 2023. http://www.seis-bykl.ru

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A.,

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геоло-гии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences,

professor,

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 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, старший научный сотрудник, Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechelnitsky V.V., Gileva N.A. Development of the Kultuk seismic prognostic polygon: (²³⁴U/²³⁸U) and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variations in groundwater from active faults on the western coast of the Baikal // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. V. 6, No. 4. P. 519–554.

Rasskazov S.V., Snopkov S.V., Bornyakov S.A. Correlation of the time of earthquakes of the Baikal-Khubsugul reactivation with variations in the redox potential in groundwater of the Kultuk area // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 181– 201. doi.org/10.26516/2541 -9641.2023.1.181

Snopkov S.V., Kurolenko A.A. The Khubsugul earthquake of January 12, 2021 and its aftershocks: electrochemical responces of groundwaters from southwestern coast of Lake Baikal // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 1. P 172–180. DOI 10.26516/2541-9641.2023.1.172

email: ilya_aslamov@bk.ru. Aslamov Ilya Aleksandrovich, Candidate of physical and mathematical scienc-

es,

664033 Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, Senior Researcher, email: ilya_aslamov@bk.ru.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент,

664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,

Иркутский национальный исследовательский технический университет, Сибирская школа геонаук,

ведущий научный сотрудник,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

664074, Irkutsk, st. Kurchatova, 3,

Irkutsk National Research Technical University,

Siberian School of Geosciences,

Leading Researcher,

email: snopkov_serg@mail.ru.
Архипенко Владислав Иванович,

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН, главный специалист по электронике, email: vladarxip@gmail.com.

Arkhipenko Vladislav Ivanovich, 664033 Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3, Limnological Institute SB RAS, main electronics engineer, email: vladarxip@gmail.com.

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, assistant professor,

Institute of the Earth's Crust SB RAS, leading engineer, email: ila@crust.irk.ru.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН, старший научный сотрудник, email: epcheb@yandex.ru. **Chebykin Evgeny Pavlovich,** Candidate of Chemical Sciences,

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

Неотектоника, геоморфология

УДК 910.2(079.3) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.182

Некоторые особенности и геоморфологические признаки палеоледников и палеоснежников горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На основе полевых исследований рассмотрены рельеф, геоморфологические признаки, отличительные черты палеоледников и палеоснежников северного склона горного массива Мунку-Сардык в пределах территории рек Белый Иркут, Средний Иркут, Муговек и Жохой, где имеются признаки развития свыше пятидесяти палеоледников различного высотно-возрастного уровня и около десяти палеоснежников.

Ключевые слова: горный массив Мунку-Сардык, геоморфология палеоледников и палеоснежников.

Some features and geomorphological signs of palaeoglaciers and palaeosnowfields of the Munku-Sardyk mountain massif

S.N. Kovalenko

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. On the basis of field studies the relief, geomorphological features, distinctive features of palaeoglaciers and palaeosnowfields of the northern slope of the Munku-Sardyk mountain massif within the upper parts of the basins of the Bely Irkut, Sredny Irkut, Mugovek and Zhokhoy rivers, where there are signs of development of more than fifty palaeoglaciers of different altitudinal-age levels and about a dozen palaeosnowfields.

Keywords: Munku-Sardyk mountain massif, geomorphology of palaeoglaciers and palaeosnowfields.

Введение

В результате более чем 20-летних полевых геоморфологических исследований в районе северного склона горного массива Мунку-Сардык представилось возможным выделить фрагменты гляциального рельефа различного возраста (от древнего к современному): І – надледниковый перигляциальный доокинского и окинского времени физического выветривания и снежников с весьма длительным периодом развития от более 80 тыс. лет до 24 тыс. лет (Коваленко, 2014; 2011); II– подледниковый гляциальный рельеф прогрессивной стадии Окинского ледника от 24 тыс. лет до 11 тыс. лет; III– подледниковый регрессивной стадии Окинского ледника, развитый в областях развития рельефа предыдущего типа, с возрастом ледников и форм рельефа с ними связанного от 11 тыс. лет до 8 тыс. лет (6–7СВУК); IV– современный подледниковый гляциальный рельеф ледников, с возрастом от 5.5 до ныне (1–5СВУК), развитый на перигляциальном рельефе I типа и частично в нижних частях гляциального рельефа регрессивных ледников III типа, проявившейся после гипертермического интергляциала.

Современное состояние и развитие рельефа определяется распространением на тер-

ритории нивально-гляциальных, мерзлотных и эрозионных процессов, формирующих вертикально-возрастную лестницу основных форм рельефа Мунку-Сардыкского горного массива (Коваленко, Мункоева, 2013; Коваленко, Акулова, 2022; Коваленко, Гергенов, 2022б, рис. 11): 1) современных перигляциальных физического выветривания и снежников, развивающихся выше современных ледников; 2) современных гляциальных — в пределах гляциальных процессов современных ледников; 3) термальная или каменных глетчеров; 4) мерзлотная или солифлюкционно-высокогорно-наледно-мерзлотно-

каменная; 5) эрозионная или современная селево-речная. Пример этой зональности см.

рис. 1. Кроме того, структурные формы рельефа, возникающие в результате всех вышеуказанных процессов, осложняются денудационно-аккумулятивными склоновыми процессами.

В настоящей статье мы рассмотрим только рельеф, геоморфологические признаки отличительные черты палеоледников и палеоснежников (табл. 1) северного склона горного массива Мунку-Сардык в пределах верхних пределов бассейнов рек Белый Иркут, Средний Иркут, Муговек и Жохой, где имеются признаки развития свыше пятидесяти палеоледников различного высотновозрастного уровня и около десятка палеоснежников.



Рис. 1. Пример схемы вертикально-возрастной лестницы основных форм высокогорного рельефа на участке среднего течения р. Муговек.

1 – скальное основание; 2 – гиганто-глыбовая осыпная морена 6СВУК с отсутствием погребенного льда; 3–4 – крупно-глыбовые осыпные морены: 3 – 5СВУК с отсутствием погребенного льда (а) и с погребенным мертвым льдом (б), 4 – возрожденных ледников с погребенным льдом; 5 – снежники; 6 – заиленные ледниковые озера с луговой растительностью; 7 – альпинотипные луга; 8 – стенки палеокаров; 9 – курчавые скалы; 10 – аккумуляционно-денудационные формы рельефа катастрофических селей; 11 – пролювиальные конуса выноса катастрофических и современных селей (см. рис. 11); 12 – высокогорные наледи; 13 – нижний уровень развития снежников; 14 – термальная граница современного оледенения.

Fig. 1. Example of the scheme of vertical-age ladder of the main forms of high-mountainous relief at the site of the middle course of the Mugovek River.

1 - rocky base; $2 - 6\text{SVUK giant-boulder scree moraine with absence of buried ice; <math>3-4 - \text{large-boulder scree moraines}$: 3 - 5SVUK with absence of buried ice (a) and with buried dead ice (6), 4 - revived glaciers with buried ice; 5 - snowfields; 6 - silted glacial lakes with meadow vegetation; 7 - alpinotype meadows; 8 - paleocar walls; 9 - curly rocks; 10 - accumulation-denudation relief forms of catastrophic mudflows; 11 - proluvial cones of catastrophic and modern mudflows (see Fig. 11); 12 - high-mountainous glaciers; 13 - lower level of snowmelt development; 14 - thermal boundary of modern glaciation.

Таблица 1

Номер признака	Палеоснежники	Палеоледники
1	Нивальная ниша, так и не перешедшая на стадию	Классический кар или его остат-
	формирования кара	ки, трог
2	Нет ригеля и скальной стенки	Иногда отмечается ригель, и хо-
	-	рошо определяется стенка кара,
		которая размывается последую-
		щими потоками (каньон)
3	Присутствует только один, как правило, централь-	Присутствует два тальвега (ледо-
	ный тальвег (сток) из нивальной ниши в виде уще-	вых стока) из кара, механизм
	лья или хорошо выраженной промоины (см. рис. 6	формирования которых показан
	и 8а)	на рис. 3-4
4	Нет крупно-глыбовых осыпных морен, а за преде-	Крупноглыбовые моренные от-
	лами ниши в нижних частях тальвега присутству-	ложения нескольких типов: бо-
	ют пролювиальные средне-глыбовые селевые ко-	ковые, конечные
	нуса выноса со слабо- и среднеокатанными облом-	
	ками (см. рис. 8б)	

Отличительные признаки рельефа палеоснежников и палеоледников

Палеоледники горного массива Мунку-Сардык и оставленный после их деятельности рельеф нами рассматривались довольно часто (Дроздова, Коваленко, 2006; Коваленко, 2011, 2011а, 2013, 2014, 2014а, Коваленко, Акулова, 2022), а палеоснежники описаны в последних статьях посвященных описанию рельефа района (Коваленко, Гергенов, 2022, 2022а).

Палеоледники

На рассматриваемой в статье территории наиболее изученными являются палеоледнивторого статистического высотного ки: уровня каров и трогов (2СВУК) — Древнесеверный, ВСГАО, третьего — Промежуточный, Эхойский, Озерный; четвертого — Контрастов, Уютной, Шатаевой, Мугувекский, Пристенный, Сложный и др.; пятого — Архаров, Гранитный, Ровный, Конституции, Луговой и др.; шестого — Наледный, Крутой, Белоиркутный, Среднеиркутный, Лесной и др. (Коваленко, 2011, 2011а, 2013). Согласно табл. 2 у всех вышеперечисленных палеоледников присутствуют первый, второй и четвёртый, иногда отмечается третий, отличительные признаки. Главным отличительным признаком мы считаем присутствие у палеоледников двух стоков. Хорошо выраженные двойные стоки имеются на ледниках: Радде, Бабочка, Перетолчина, на палеоледниках: Древнесеверном (рис. 2А) и Луговом (рис. 2Б) и др.

Механизм образования двух стоков в палеоледниковых карах (рис. 2) обусловлен особенностями формирования осыпных морен, происходит в основном в центре открытой части ледника, т. к. камни, скатываясь сверху ледника, стремятся сместиться к центру его из-за его вогнутости (ледник Перетолчина), и к краю — из-за его выпуклости (ледник Радде в верхней части). Вогнутая поверхность открытой части ледников присутствует чаще, т. к. обусловливается дополнительным накоплением снега и льда вблизи краевых частей за счет лавинного и метелевого снега, скатывающегося со скалистых бортов кара.

Эта же морена препятствует и денудации ригеля в средней части, от чего во всех палеокарах в центре ригеля всегда имеется вершина или небольшой хребтик (г. Откол в п/л ВСГАО, г. Брусничная в п/л Эхойском, г. Фараон в п/л Древнесеверном, остаточная небольшая горка в виде бараньего лба на леднике Пограничном). Такое накопление осыпной морены вблизи оси ледника формирует два стока талой воды, а иногда и льда.

Здесь же возможно решение и обратной задачи. Если из цирка имеется два стока, то этот цирк в недалеком прошлом был каром с ледником формирующем осыпную.

По размеру долин стока можно судить о симметричности палеокара. Чем больше сток, тем меньше высота стенки кара, т. к.

она меньше поставляла обломочного материала. Кары палеоледников, имеющих с краю только один сток, были асимметричны на столько, что сформировали только единственный сток. С ледника Радде имеется два современных стока (рис. 4). Их неравнозначность обусловлена неравнозначность по величине скал, слагающих стенку кара. Пра-

вый сток значительно меньше левого, и с этой стороны прилегает большой хребет, который поставлял обломочного материала значительно больше, чем левый, который в настоящее время почти совсем деградировал.





Рис. 2. Два ледовых стока п/л Древнесеверного (А) и п/л Лугового (Б). Фото от 29.07.2009. **Fig. 2.** Two ice flows at Lugovy. Photo of 29.07.2009.



Рис. 3. План-схема формирование двух неравнозначных стоков из-за асимметричности стенок кара: а) кар с симметричный с хорошо развитыми примерно одновысотными скальными стен-ками, б) правая сторона стенки кара более высокая.

Fig. 3. Plan-scheme of the formation of two unequal flows due to asymmetry of kar walls: a) kar is symmetrical with well-developed approximately single-height rock walls, b) the right side of the kar wall is higher.



Рис. 4. План схема ледника Радде. Правый сток ледника находится под более высокими скалами, следовательно, он и меньше, чем левый.

1 – кар с открытым льдом ледника Радде, 2 – границы трога более древнего ледника ВСГАО, 3 – осыпная морена ледника Радде, 4 – осыпная морена палеоледника ВСГАО, 5 – бараний лоб п/л ВСГАО, 6 – направление основных потоков льда и стока талой воды с ледника Радде.

Fig. 4. Plan diagram of the Radde Glacier. The right outlet of the glacier is under higher rocks, hence it is smaller than the left one.

1 -open ice carr of the Radde Glacier, 2 -boundaries of the trodge of the older VSGAO glacier, 3 -scree moraine of the Radde Glacier, 4 -scree moraine of the VSGAO palaeoledge, 5 -ram's forehead of the VSGAO, 6 -direction of the main ice flows and meltwater runoff from the Radde Glacier.

Этот же эффект разной степени увеличения каменной массы осыпных морен проявляется и по бортам трогов. Асимметричность поперечных профилей трогов наблюдается в долинах Белого и Среднего Иркутов, Мугувека и Жохоя.

Так в долине Бел. Иркута наиболее мощные морены развиты у палеоледника Белоиркутного у подножия хр. Катька Дура, т. е. по правому борту. Здесь они из-за мощных моренных отложений залегают высокими буграми, плечи их выше и не столь явно проявлены, т. к. местами вблизи коренного склона дополнительно перекрыты мощным современным и древним пролювиальным селевым и десперсионно-дерупционным материалом. А по левому борту морены маломощны и часто совершенно не скрывают цокольных поверхностей плечей трогов.

Возникновение моренных бугров как в прошлом, так и сейчас, скорее всего, связано с наличием мощных конусов выноса с окружающих ледник склонов хребтов (хр. Катка Дура).

В долине Мугувека наблюдается несколько иная картина. Здесь мощность морен по обоим бортам долины примерно равная, с небольшим преобладанием, как и по Бел. Иркуту, несколько более мощных морен в виде бугров у подножия хр. Катька Дура. Такое, более или менее симметричное строение трога Мугувека связано с тем, с правого борта Мугувека возвышается тоже достаточно высокий хребет. Но из-за того, что этот хребет был дополнительно эродирован руч. Горелова, вдоль него морены все же не столь мощно развиты, как по левому, у подножия хр. Катька Дура. Здесь, как и на Бел. Иркуте, у подножия этого хребта моренные гряды местами разделены (размыты) или частично перекрыты вблизи коренного склона мощными современными и древними пролювиальными селевыми и десперсионнодерупционными потоками.

По долине Ср. Иркута с отсутствием высоких скальных бортов мощные моренные бугры наблюдаются только вдоль левого борта долины. Их более дряхлый и заросший лесом облик позволяет предположить их более древнее происхождение связанное с Окинским ледником.

Такая же картина наблюдается и по долине Жохоя, где в его верховьях морены одинаково развиты по обоим бортам долины (до оз. Егоровского). Затем более мощные морены наблюдаются только у подножья хр. Нижне-Ишундинского до траверса пер. Архаров (лагерь Жохойский), а далее более мощные морены (до бугров) наблюдаются уже вдоль подножия хр. Западного.

В долине Бел. Иркута характер осыпных морен, их размер и количество тесно связаны с осыпными процессами близлежащих склонов. Возле высоких долинных склонов, часто выходящих в своих верхних частях в гляциальную зону (правый склон долины) в пределах п/л Белоиркутного, как и в пределах п/л Лесного и Лугового соседней долины Мугувека, развиты осыпные морены в виде более мощных больших бугров. А вдоль склонов хребтов с выположенными вершинами (хр. Обзорный, левый борт Ср. Иркута) — небольшие и не такие мощные.

По долине р. Жохой в самых ее верховьях до оз. Егоровского среди высоких скальных хребтов валы морен симметрично развиты по обоим бортам троговой долины, что отражает движение гляциально-каменного материала вниз по существующим долинам с формированием трогов. Ниже по долине более мощные морены наблюдаются только у подножья хр. Нижне-Ишундинского немного не доходя пер. Архаров (рис. 5), и далее вдоль подножья хр. Западного.



Рис. 5. Боковой каменный глетчер п/л Сложного 4СВУК (Коваленко, 2011, 2011а) с конжеляционно-гляциальным погребенным льдом, лишь вблизи коренного склона перекрытый склоновыми дерупционно-десперсионными осыпями. Моренный материал глетчера движется к центру долины. Правый склон долины р. Жохой в верхнем течении. Перспективный вид с северозапада на космоснимке Google Earth. Дата съёмки снимка: август 2019 г.

Fig. 5. Lateral rocky glacier of the p/l of the 4SVUK Slozhny (Kovalenko, 2011, 2011a) with congelation-glacial buried ice, only near the bedrock slope overlain by slope deruption-despersion screes. The moraine material of the glacier moves towards the centre of the valley. Right slope of the Zhokhoy River valley in the upper reaches. Perspective view from the north-west on Google Earth satellite image.

В областях былой ледниковой деятельности долинных языков Окинского ледника большая часть склонов подверглась интенсивной ледниковой образии и была выровнена, что послужило причиной уменьшения степени физического выветривания и, как следствие, уменьшения поступления обломочного дерупционно-десперсионного материала в осыпные морены палеоледников и в современные селевые паводки.

Обобщающие признаки гляциального рельефа формируемого на различных высотных уровнях северного склона горного массива Мунку-Сардык приведены в табл. 2.

Таблица 2

Номер и	Высотные ступени современной геокриологической зональности рельефа			
название признака	Ледниковая	Термальная	Мерзлотно-эрозионная	
1. Склоновые	Маломощные прискальные коллювиальные осыпи, источ- ники обломочного материала для осыпных морен (рис. 6)	Небольшие эрозионно- аккумуляционные образования типа песочных часов с узкими ложбинами и длинными кону- сами выноса пролювиально- десперсионного материала (рис. 7)	Мощные присклоновые пролювиальные конуса выноса из разработан- ных снежных палео- ниш (рис. 8, 11)	

Признаки гляциального рельефа различного высотного уровня

2. Гляциальные	В основном осыпные свежие активные морены лопастного и возрожденного типов с хорошо сохранившимся погребенным гляциальным льдом. Ледники каровые, а в недалеком про- шлом карово-короткотроговые. В зачаточных снежных нишах наблюдаются современные снежники (Коваленко, Китов, Акулова, 2023, рис. 16)	В древних карах наблюдаются боковые морены в виде гряд, которые лишь частично у ко- ренных склонов перекрыты пролювиально-склоновыми осыпями (см. рис. 5, 7). Цен- тральные же части древних ледниковых языков стаяли и оставили многочисленные кур- чавые скалы. Подземный ост- ровной конжеляционно- гляциальный лед остался только в боковых моренах и постепен- но замешается конжеляцион-	Антицедентные бугри- сто-западинные ча- стично размытые про- лювиальными процес- сами (рис. 11) крупноглыбовые осып- ные и абляционные мо- рены, без каких-либо признаков подземного конжеляционного или тем более гляциального льда
3. Направленность дви- жения материала	Движение гляциального льда и морен каменных глетчеров и ледников направлено вдоль тальвегов вмещающих ледники долин (рис. 6, 3 и 4)	ным Движение в боковых каменных глетчерах каменного материала от склонов к центру долин (рис. 5)	Массовое движение каменного материала наблюдается только в мерзлотно-каменных образованиях (МКГП, солифлюкция) по таль- вегу мелких долин пер- пендикулярно главной долине, в которой пе- ренос материала осу- ществляют реки и наледи вдоль ее поймы



Рис. 6. Характер взаимоотношений рыхлых отложений в цирке ледника Перетолчина, фото 4626-28 от 03.08.2023.

1 – склоновые коллювиально-дерупционно-дисперсионные отложения; 2 – каменный глетчер ледника Перетолчина на первой стадии деградации; 3 – маломощным осыпная поверхностная морена с погребенным гляциальным активным льдом, с довольно быстрым перемещением вниз по долине; 4 – мощная напорная или намывная конечная морена с тающим подземным гляциальным активным льдом с медленным движением.

Fig. 6. Nature of relationships of loose sediments in the Peretolchina Glacier cirque, photo 4626-28 dated 03.08.2023.

1 -slope colluvial-deruptive-dispersed sediments; 2 -rock glacier of Peretolchina glacier at the first stage of degradation; 3 -low-powered scree surface moraine with buried glacial active ice, with rather fast movement down the valley; 4 -powerful pressure or reclaimed end moraine with melting underground glacial active ice with slow movement.



Рис. 7. Дерупционно-десперсионные осыпи типа песочных часов, лишь частично перекрывающие боковые морены палеоледника. г. 2914 между пер. Шатаевой и Архаров, внизу слева видно русло Бел. Иркута, а справа — руч. Обзорного. Перспективный вид с северо-востока на космоснимке Google Earth. Дата съёмки снимка: август 2019 г.

Fig. 7. Hourglass-type deruption-despersion screes only partially overlapping the lateral moraines of the palaeolednik. g. 2914 between Shataeva and Arkharov peaks, the channel of Bel. Irkut, and on the right - the Obzorzhny brook. Perspective view from the north-east on Google Earth satellite image.



Рис. 8. Правый борт долины Белого Иркута в среднем течении (по Коваленко, 2011, с. 54).

1 – скальный коренной склон — курчавые скалы оставшиеся от окинского этапа оледенения; 2 – площадка третьей псевдотеррасы — плечо трога п/л Окинского; 3 – уступ третьей псевдотеррасы; 4 – площадка второй псевдотеррасы — плечо трога п/л Белоиркутного; 5 – пролювиально-наледная первая терраса катастрофических селей; 6 – наледная высокая пойма; 7 – аллювиально-наледная пойма; 8 – абляционная морена п/л Белоиркутного; 9 – кар п/л Водораздельного; 10 – ригель; 11 – древние снежные палеониши — современные водосборные воронки; 12 – пролювиальные (в основном селевые) древние конуса выноса.

Fig. 8. Right side of the White Irkut valley in the middle reaches (according to Kovalenko, 2011, p. 54).

1 - rocky root slope — curly rocks left from the Okinskiy stage of glaciation; 2 - site of the third pseudo-terrace — shoulder of the trail of the Okinskiy peninsula; 3 - ledge of the third pseudo-terrace; 4 - site of the second pseudo-terrace — shoulder of the trail of the Beloirkutniy peninsula; 5 - proluvial-aufeis first terrace of catastrophic mudflows; 6 - alluvial high floodplain; 7 - alluvial-alluvial-aufeis floodplain; 8 - ablation moraine of Belo-Irkutnoe peninsula; 9 - kar of Vodo-razdelnoe peninsula; 10 - riffle; 11 - ancient snow palaeonish — modern catchment funnels; 12 - proluvial (mainly mudflow) ancient powerful cones of removal.



Рис. 9. Характер поверхности рельефа морен на третьей стадии развития глетчера (а) и четвертой (б). Механизм формирования ложных моренных валов (по Коваленко, 2011, с. 59).

1 – погребенный (мертвый) лед; 2 – моренный материал; 3 – подстилающая поверхность; 4 – направление движения каменного материала.

Fig. 9. Character of the moraine relief surface at the third stage of glacier development (a) and the fourth (b). Mechanism of formation of false moraine ramparts (according to Kovalenko, 2011, p. 59).

1 – buried (dead) ice; 2 – moraine material; 3 – underlying surface; 4 – direction of rock material movement.

Палеоснежники

Палеоснежники их строение и развитие как в историческом аспекте, так и в пространственном распределении на нашей территории было рассмотрено ранее (Коваленко, Гергенов, 2022а, 2022б). На изучаемой территории они хорошо дешифрируются по характерным формам склонового рельефа преобразованного во время развития 6СВУК. Наиболее изучены снежные ниши палеоснежников Ручья Ледяного, Красника, Нижнеишундинский, 1-й, 2-й и 3-й Средние и др.

Как показывает геоморфологический анализ рельефа наиболее развитые палеониши устанавливаются на границе термальной и эрозионной ступеней вертикально возрастной лестницы развития основных форм рельефа и наблюдаются в виде симметричных расширяющихся вверх по склону конусовидных ложбин — древних снегосборных воронок и узких ущельевидных эрозионных ложбин-промоин (см. рис. 7, 12), по которым пролювиально-делювиальный материал длительно, вплоть до настоящего времени, выносится к основной долине, формируя промежуточные бугры (рис. 10) и мощные пролювиальные конуса выноса, описанные нами ранее (Коваленко, Гергенов, 2022а, с 136, рис. 16). Возникновение и сохранение вышеуказанных палеониш, а не настоящих каров, по нашему мнению, связано с тем, что они возникли на гляциальном рельефе оставшемся от окинских ледников (см. рис. 7 и 10). Такой сглаженный рельеф не обеспечивал достаточным количеством каменного и снежного материала необходимого для усиленной абразии и формирования настоящего кара. Выше по рельефу в пределах термальной и тем более ледниковой (альпийской) или надледниковой палеониши не отмечаются. Они отсутствуют и в более пониженных частях рельефа. Их сохранение только в парагенезе с палеоледниковыми формами рельефа 6СВУК обусловлено тем, что этот гляциальный этап был последним перед гипертермальным интергляциальным периодом (7,5-6,5 тыс. лет). А первые формы гляциального рельефа последующего после гипертермального максимума 5СВУК возникли гипсометрически выше уровня развития этих палеониш.

Из вышесказанного оприори следует вывод, что каждый гляциальный этап всегда сопровождается некоторым количеством синхронных с ним и несколько выше расположенными снежными нишами — зародышами развития в пределах них каров в последующий этап оледенения. Поэтому во время нормального процесса отступающего регрессивного оледенения (без гипертермальных «неплановых» максимумов) такие ниши не сохраняются, а преобразуются в кары более молодых периодов оледенения.

Современные снежники или накладываются на древние на самых высоких уровнях термальной ступени (рис. 12) или находятся в самом зачаточном состоянии. В последнем случае на месте современных снежников наблюдаются лишь снежные поляны без развития высших растений.





Рис. 10. Палеоснежная ниша в правом борту р. Мугувек: а) общий вид; б) фрагмент общего вида, на котором можно выделить четыре этапа (номера на снимке от 1 до 4) палеоселевой деятельности связанной с развитием шестого (1), пятого (2), четвертого (3) и третьего (4) среднестатистических высотных уровней каров и трогов (СВУК). Фото 4669 и 4666 от 5.08.2023.

<u>Цифры на рис. 106</u>. 1 – боковая осыпная морена 6СВУК, размытая потоками из снежной ниши; 2¹–2³ формы рельефа предполагаемого времени 5СВУК: 2² – криогенный коллювий со скал 2¹, 2³ – пролювий; 3¹–3³ формы рельефа предполагаемого времени 4СВУК: 3² – криогенный коллювий со скал 3¹, 3³ – пролювий; 4¹–4³ формы рельефа предполагаемого времени 3СВУК: 4² – криогенный коллювий со скал 4¹, 4³ – пролювий.

Fig. 10. Paleosnow niche in the right side of the Muguvek River. Muguvek: a) general view; 6) fragment of the general view, where it is possible to distinguish four stages (numbers on the image from 1 to 4) of paleosnow activity associated with the development of the sixth (1), fifth (2), fourth (3), and third (4) average altitude levels of kars and trog (SVUK). Photo 4669 and 4666 dated 5.08.2023.

Figures in Fig. 106. 1 – lateral scree moraine of the 6SVUK eroded by flows from the snow niche; $2^{1}-2^{3}$ relief forms of the presumed time of the 5SVUK: 2^{2} – cryogenic colluvium from rocks 2^{1} , 2^{3} – proluvium; $3^{1}-3^{3}$ relief forms of the presumed time of the 4SVUK: 3^{2} – cryogenic colluvium from cliffs 3^{1} , 3^{3} – proluvium; $4^{1}-4^{3}$ landforms of inferred time 3SVUK: 4^{2} – cryogenic colluvium from cliffs 4^{1} , 4^{3} – proluvium.



Рис. 11. Формы рельефа долины р. Ср. Иркут на границе термальной и мерзлотной ступеней вертикальной зональности высокогорного рельефа северного склона хр. Мунку-Сардык. Перспективный вид с северо-востока космоснимка программы Google Earth. Дата съёмки снимка: август 2019 г.

1 – скальные борта трога п/л Окинского; 2 – плечо трога п/л Окинского; 3 – скальные борта трога п/л Среднеиркутного; 4 – морены п/л Среднеиркутного; 5 – древние пролювиальные конуса выноса; 6 – 8 – снежные палеониши: 6 – Средняя-1, 7 – Средняя-2, 8 – Средняя-3; 9 – следы современных селевых потоков; 10 – р. Ср. Иркут.

Fig. 11. Relief forms of the Sr. Irkut River valley at the border of thermal and permafrost stages of vertical geocryological zonation of high-mountain relief of the northern slope of the Munku-Sardyk Ridge. Munku-Sardyk. Perspective view from the north-east of the Google Earth satellite image. Date of image acquisition: August 2019.

1 – rocky sides of Okinsky slope; 2 – shoulder of Okinsky slope; 3 – rocky sides of Sredneirkutnoye slope; 4 – moraines of Sredneirkutnoye slope; 5 – ancient proluvial cones; 6–8 – snow palaeonish: 6 – Sredne-1, 7 – Sredne-2, 8 – Sredne-3; 9 – traces of modern debris flows; 10 – Sredneirkut River.



Рис. 12. Современный снежник в верховьях р. Ср. Иркут, расположенный в древней палеонише 3СВУК. Тальвег V-образной долины, в которой расположен снежник, увлажнён талой снежной водой с хорошо развитой растительностью, внизу имеется характерный конус выноса, перекрывающий морену п/л Глухого (4СВУК). Слева на снимке две сухие осыпи типа песочных часов, фото 4818 от 31.07.2020.

Fig. 12. Modern snowmelt in the upper reaches of the Sr. Irkut River, located in the ancient 3SVUK palaeoniche. The talweg of the V-shaped valley in which the snowshoe is located is moistened by snowmelt water with well-developed vegetation, and there is a characteristic outcrop cone at the bottom overlapping the moraine of the Glukhogo moraine (4SVUK). On the left side of the image there are two dry hourglass-type screes, photo 4818 dated 31.07.2020.

Литература

Дроздова О.В., Коваленко С.Н. Геоморфологическое строение и современное оледенение района г. Мунку-Сардык (Восточный Саян, Бурятия) // Записки каф. географии ЕГФ ИГПУ, вып. 2. 2006. С. 33–46.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркута // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011. № 1 (2). С. 38–62. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: <u>http://www.twirpx.org/file/</u>701108/ (21 декабря 2023).

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 2. Формы локального оледенения долин рек Бугота, Буговек, Средний Иркут и Жохой // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011а. № 2 (3). С. 48–59.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 3. Статистический геоинформационный анализ форм локального оледенения // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2013. № 1-2 (7). С. 47–62. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: <u>http://www.twirpx.org/file/</u>1691935/ (21 декабря 2023).

Коваленко С.Н. Особенности движения Жохойского палеоледника (Восточный Саян) // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2014. № 2–3 (10). С. 71–74. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: <u>http://www.twirpx.org/file/</u>1691916/ (22 декабря 2023). Коваленко С.Н. К уточнению параметров карово-трогового комплекса в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2014а. № 2–3 (10). С. 75–77. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: <u>http://www.twirpx.org/file/</u>1691916/ (22 декабря 2023).

Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Каменные глетчеры горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 1. С. 127–144. DOI 10.26516/2541-9641.2022.1.127.

Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022а. Т. 2, № 2. С. 128–138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. Высокогорные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 4. С. 122– 140. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.122.

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. Опыт выделения современных и древних снежников горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022а. Т. 2, № 3. С. 133–148. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.133.

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 20226. Т. 2, № 3. С. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Акулова Ю.В. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2021 году // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 4.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2013. № 3–4 (8). С. 24–44.

References

Drozdova O.V., Kovalenko S.N. Geomorphological structure and modern glaciation of the Munku-Sardyk area (Eastern Sayan, Buryatia) // Notes of the Department of Geography, EGF IGPU, vol. 2. 2006. P. 33–46. Kovalenko S.N. Glacial geomorphology of the Munku-Sardyk area. Article 1. Forms of local glaciation of the valleys of the Muguvek and White Irkut rivers // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2011. No. 1 (2). C. 38-62. Electronic version of the printed version. access mode: http://www.twirpx.org/file/701108/ (21 December 2023).

Kovalenko S.N. Glacial geomorphology of the Munku-Sardyk area. Article 2. Forms of local glaciation of the valleys of the Bugota, Bugovek, Sredny Irkut and Zhokhoi rivers // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2011a. No. 2 (3). P. 48–59.

Kovalenko S.N. Glacial geomorphology of the Munku-Sardyk area. Article 3. Statistical geoinformational analysis of the forms of local glaciation // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2013. No. 1-2 (7). P. 47–62. Electron. version printed. publ. access mode: http://www.twirpx.org/file/1691935/ (21 December 2023).

Kovalenko S.N. Peculiarities of the movement of the Zhokhoysky palaeolednik (Eastern Sayan) // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2014. No. 2-3 (10). P. 71–74. Electronic version of printed publ. access mode: http://www.twirpx.org/file/1691916/ (22 December 2023).

Kovalenko S.N. To clarify the parameters of the cow-tree complex in the area of Mount Munku-Sardyk // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2014a. No. 2-3 (10). P. 75–77. Electronic version of printed publ. access mode: http://www.twirpx.org/file/1691916/ (22 December 2023).

Kovalenko S.N., Akulova Yu.V. Stone glaciers of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022. V. 2, No. 1. P. 127–144. DOI 10.26516/2541-9641.2022.1.127.

Kovalenko S.N., Akulova Yu.V. Cryogenic lithocurrents of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022a. V. 2, No. 2. P. 128–138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128

Kovalenko S.N., Gergenov I.I. High-altitude relief forms of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022. V. 2, No. 4. P. 122–140. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.122. Kovalenko S.N., Gergenov I.I. Experience in the identification of modern and ancient snowfields of the Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022a. V. 2, No. 3. P. 133–148. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.133.

Kovalenko S.N., Gergenov I.I. To the question about the sources of loose material, causes and places of origin of catastrophic mudflows in the area of Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022b. V. 2, No. 3. P. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120 Kovalenko S.N., Kitov A.D., Akulova Yu.V. Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2021 // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. V. 3, No. 4.

Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Types of mountain relief and the origin of glaciers in the area of Mount Munku-Sardyk // Bulletin of the Department of Geography VSGAO. 2013. No. 3-4 (8). P. 24–44.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

Ученые первопроходцы

УДК 552.3:551.14 + 550.93(51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.197

Геология и стратиграфия кайнозоя впадин озера Байкал в трудах Виктора Давыдовича Маца

С.В. Рассказов^{1,2}, О.Т. Русинек³

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ³Байкальский музей СО РАН, Россия

Аннотация. Приводится краткий обзор основных результатов исследований В.Д. Маца по геологии и стратиграфии кайнозоя впадин озера Байкал и полный перечень его опубликованных трудов.

Ключевые слова: кайнозой, Байкал, стратиграфия, сейсмопрофилирование, Байкалбурение.

Geology and Stratigraphy of Cenozoic Basins of Lake Baikal in the Works of Viktor Davydovich Mats

S.V. Rasskazov^{1,2}, O.T. Rusinek³

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia ³Baikal museum SB RAS, Irkutsk region, Lystvyanka, Russia

Abstract. A Brief overview of the main results of V.D. Mats's research on the geology and stratigraphy of Cenozoic basins of Lake Baikal and a complete list of his published papers is provided.

Keywords: Cenozoic, Baikal, stratigraphy, seismic profiling, Baikal drilling.

К 96-летию со дня рождения Виктора Давыдовича Маца

Введение

Байкальская система впадин была выделена как единая кайнозойская структура Н.А. Флоренсовым и Е.В. Павловским в 1948 г. Позже, в 1950–1980-х гг., за этой структурой утвердилось название Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Базовые геологические и стратиграфические исследования осадочного наполнения впадин проводились в основном группами геологов и палеонтологов Иркутска, Улан-Удэ и Москвы: в Иркутске – с единым центром в Лимнологическом институте и Институте земной коры СО АН СССР (Н.А. Флоренсов, Н.А. Логачев), в Улан-Удэ – в Геологическом институте СО АН СССР (Д.Б. Базаров) и в Москве – в Геологическом институте АН СССР (В.В. Ламакин, Э.И. Равский). С началом перестройки в 1990-х гг. полученные результаты были дополнены международными работами по сейсмопрофилированию и бурению донных отложений оз. Байкал, ведущую роль в которых сыграл Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (М.И. Кузьмин) и Лимнологический институт СО РАН (М.А. Грачев, О.М. Хлыстов).

В.Д. Мац был в первых рядах исследователей, которые обосновали базовые выводы по геологии и стратиграфии кайнозоя байкальских впадин. Он также внес существенный вклад в интерпретацию материалов, полученных по международным проектам. В Политехническом институте, а затем в Лимнологическом институте, а затем в Лимнологическом институте он объединял разных специалистов, занимающихся Байкалом, и, в сущности, создал в Иркутске свой центр исследований, который способствовал получению новых знаний по истории развития байкальских впадин.

В конце августа 2023 г. в Байкальском музее пос. Листвянка проводились чтения памяти В.Д. Маца в связи с его 96-летием (Русинек и др., 2023). В настоящей статье приводится краткий обзор основных результатов этого исследователя по геологии и стратиграфии кайнозоя впадин озера Байкал и полный перечень его опубликованных трудов.

Базовые работы

В.Д. Мац пришел в кайнозой после занятий докембрием территории Прибайкалья. Первые работы по кайнозою он опубликовал в 1973 г. и сразу стал центром, объединяющим специалистов, занимающихся проблемами геологии, литологии, стратиграфии, палеомагнетизма и палеонтологии кайнозоя. В это время достиг пика интерес к изучению континентального рифтогенеза (Флоренсов, Логачев, 1975). В 1975 г. в Иркутске состоялся международный симпозиум по проблемам рифтогенеза, в котором, кроме отечественных геологов, приняли участие около 70 иностранных ведущих специалистов по тематике, связанной с изучением рифтовых зон Земли. В сообщении В.Д. Маца, В.И. Галкина и И.Б. Мизандронцева (Мац и др., 1975) делался вывод об образовании глубокого Байкала в его современном виде после завершения формирования песчаной толщи (100–30 тыс. лет назад).

В.Д. Мац неоднократно обращался к проблеме стока из оз. Байкал (Кононов, Мац, 1981, 1986; Мац и др., 2010а). Уже в ранних работах он начал исследования байкальских террас (Мац, 1974). Позже, с учетом данных, полученных по разновысотным террасовым уровням на Байкале, Виктор Давыдович пришел к выводу о проявлении в БРЗ тектонических фаз: Тункинской (27–25 млн лет), Северобайкальской (10 млн лет), Ольхонской (4–3 млн лет), Приморской (1.2–0.8 млн лет) и Тыйской (0.15–0.12 млн лет) (Мац и др., 1998, 2001, 2010а).

Как преподаватель Иркутского политехнического института, Виктор Давыдович проводил учебные практики для студентов на о-ве Ольхон и в Приольхонье, вскрывал вместе с ними разрезы кайнозойских осадочных отложений. Наиболее представительный разрез наблюдался в районе Тагайской бухты (рис. 1). В стратиграфической схеме впадин байкальского типа (Логачев, 1958, 1974) были приняты подразделения: угленосная (танхойская свита миоцена нижнего плиоцена, охристая (аносовская) свита верхнего плиоцена - эоплейстоцена, туфогенно-осадочная (ахаликская) свита эоплейстоцена и песчаная свита среднеговерхнего плейстоцена. На о-ве Ольхон В.Д. Мац провел более дробное расчленение кайнозойских отложений. С верхней частью танхойской свиты он коррелировал слои сасинской свиты, датированной верхним миоценом – плиоценом (рис. 2). В 1982 г. он демонстрировал изученные разрезы Ольхона участникам геологической экскурсии конгресса INQA, состоявшегося в Москв (Путеводитель..., 1981).



Рис. 1. Схема соотношения разных элементов разреза кайнозоя о-ва Ольхон (Мац и др., 2001). Стратиграфические подразделения: $K_2 - Pg_2^3$ – верхний мел – средний олигоцен, $N_1^{1-2}tg$ – тагайская свита, N_2 – сасинская свита, $N_2^{-2}khr$ – харацинская свита, Q_1nr – нюрганская свита, Q – четвертичные отложения объединенные.

Fig. 1. Scheme of the relationship between different elements of the Cenozoic section of Olkhon Island (Mats et al., 2001). Stratigraphic units: K_2 – Pg_2^3 – Upper Cretaceous – Middle Oligocene, $N_1^{1-2}tg$ – Tagai Formation, N_2 – Sasin Formation, N_2^2 khr – Kharatsa Formation, Q_1nr – Nyurgan Formation, Q – combined Quaternary deposits.



Рис. 2. Стратотипический разрез сасинской толщи (верхний миоцен – нижний плиоцен), на о-ве Ольхон. (м. Саса, стенка оползневого цирка). *1* – гравийники; *2* – песок дресвянистый крупнозернистый; *3* – песок; *4* – алевролит; 5 – синие и зеленые глины; *6* – красные глины; *7* – кристаллические породы выветрелые; *8* – конкреции; *9* – плоскость оползня.

Fig. 2. Stratotype section of the Sasa strata (Upper Miocene – Lower Pliocene), on Olkhon Island. (Sasa cap, wall of the landslide circus). 1 - gravel; 2 - woody coarse-grained sand; 3 - sand; 4 - silt-stone; 5 - blue and green clays; 6 - red clays; 7 - weathered crystalline rocks; 8 - nodules; 9 - land-slide plane.

Виктор Давыдович обратил внимание на противоречие реального возраста (верхний миоцен-плиоцен) отложений в стратотипе аносовской свиты на р. Аносовке Танхойской тектонической ступени Южного Байкала возрасту аносовской (охристой) свиты (верхний плиоцен-нижний плейстоцен), принятому в легенде Государственных геологических карт, составленных для впадин байкальского типа (Решения..., 1981). Ошибка в определении стратотипа охристой свиты привела к тому, что все государственные геологические карты были составлены по эталонной местности, которая не отвечает принятым возрастным границам. Виктор Давыдович считал аносовский стратон невалидным (Мац и др. 1985, 2001) и предлагал заменить название «аносовская свита» названием «шанхаихинская свита» (рис. 3).



Рис. 3. Верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые отложения стратотипа шанхаихинской свиты (Южный Байкал, р. Шанхаиха) (Мац и др., 2001). А – разрез свиты по правому борту р. Шанхаихи у отметки 265 км шоссе Иркутск – Улан-Удэ, Б – профиль вдоль шоссе. *1* – крупные галечники; 2 – пески; *3* – глины; *4* – кристаллический фундамент; *5* – место сбора остатков мелких млекопитающих.

Fig. 3. Upper Pliocene-Eopleistocene deposits of the Shanghai Formation stratotype (Southern Baikal, Shanghai River) (Matz et al., 2001). A – section of the formation on the right side of the Shanghai river at the 265 km mark of the Irkutsk – Ulan-Ude highway, B – profile along the highway. 1 - large pebbles; 2 - sands; 3 - clays; 4 - crystalline basement; 5 - place of collection of remains of small mammals.

Защита В.Д. Мацем докторской диссертации «Кайнозой Байкальской впадины» (1987 г.) состоялась в сложное время дискуссии о молодых хроно-стратиграфических подразделениях, когда рубеж миоцена и плиоцена передвигался разными авторами во временном интервале 14–3.5 млн лет назад.

Международные исследования

Как специалист с глубоким пониманием береговой геологии Байкала В.Д. Мац был привлечен к международным работам. Геология дна Байкала изучалась с его участием на подводных аппаратах «Пайсис». В 1991 г. в качестве главного объекта изучения был выбран Академический хребет. По результатам наблюдений было высказано предположение о том, что усиление темпа движений и, главное, начало контрастных движений в Байкальском рифте (не только погружение котловин, но и воздымание окружающих поднятий) началось в позднем миоцене (Зоненшайн и др., 1993).

В.Д. Мац вошел в состав участников проекта «Байкал-бурение». В 1993 г. на Бугуль-

дейской перемычке были вскрыты донные отложение возрастного интервала около 600 тыс. лет с возрастным разрешением 25-100 лет (Результаты..., 1995). Вместе с палеонтологами и специалистами в разных областях осадочной геологии В.Д. Мацем проводились палеоклиматические реконструкции позднего кайнозоя в Байкальском регионе (Мац и др., 1995; Безрукова и др., 1996; Качуков и др., 1998; и др.). Позже В.Д Мац представил первую качественную интерпретацию результатов детального профилирования донных отложений в акватории Малого Моря и на подводном Академическом хребте (рис. 4) (Мац и др., 2000; Mats et al., 2000) и монографии (Мац и др., 2001).





Fig. 4. Seismic profile through the Zunduk tectonic step (underwater Academic Ridge) (Mats et al., 2000).

После отъезда в Израиль В.Д. Мац был по-прежнему занят работами, связанными с восстановлением истории развития байкаль-

ских впадин. У него сложились представления о разных типах разрезов впадин оз. Байкал (рис. 5).



Рис. 5. Типы разрезов кайнозоя Байкальской рифтовой впадины (Мац и др., 2010б). 1 – валунники с супесчаным заполнителем; 2 – галечники; 3 – гравий; 4 – пески; 5 – алевриты, алевролиты; 6 – лессовидные суглинки; 7 – глины; 8 – турбидиты; 9 – бурый уголь; 10 – торф; 11 – докембрийский фундамент; 12 – палеопочва; 13 – железо-марганцевые конкреции; 14 – диагонально-косослоистые текстуры; 15 – растительные остатки; 16 – эрозионное несогласие; 17 – кора выветривания; 18 – перерыв в осадконакоплении. Индексы местных стратиграфических подразделений: tg + ss – тагайская и сасинская свиты объединенные, chr – харанцинская свита, оs – осиновская свита, tn – танхойская свита, shn – шанхаихинская свита.

Fig. 5. Types of cross-sections of the Cenozoic period of the Baikal rift basin (Mats et al., 2010b). Legend: I – boulder rocks with sandy-loam infill, 2 – pebble, 3 – gravel, 4 – sand, 5 – aleurite, aleurolite, 6 – loessial loam, 7 – clay, 8 – turbidite, 9 – brown coal, 10 – peat, 11 – pre-Cambrian base, 12 – fossil soil, 13 – ferro-manganesian concretions, 14 – diagonally laminated textures, 15 – plant fragments, 16 – erosional non-conformity, 17 – weathering crust, 18 – depositional break. Indices of local stratigraphic sub-divisions: tg + ss – Tagai and Sasin Formations, combined; chr – Kharantsy Formation; os – Osinovka Formation; tn – Tankhoi Formation; shn – Shankhaikha Formation.

Заключение

В.Д. Мац был в числе исследователей, обосновавших базовые выводы по геологии и стратиграфии кайнозоя байкальских впадин и внес существенный вклад в интерпретацию материалов, полученных по международным проектам. Вслед за Н.А. Логачевым он рассматривал развитие БРЗ как единый процесс растяжения коры, начавшийся на рубеже мезозоя и кайнозоя и завершившийся в конце кайнозоя образованием озерных впадин Байкала. До сих пор в геологии и стратиграфии Байкала и Прибайкалья остается, однако, немало спорных вопросов, которые ждут своего решения.

Литература

Виктор Давыдович Мац: геолог-байкаловед / Русинек О.Т. // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 198–204.

Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Добрецов Н.Л., Баранов Б.В., Кононов М.В., Мац В.Д., Балла З., Фиалков В.А., Харченко В.В. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов «Пайсис» // Доклады Российской академии наук. 1993. Т. 330, № 1. С. 84–88.

Безрукова Е.В., Мац В.Д., Летунова П.П., Накамура Т. Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 78–92.

Качуков В., Лыков Д., Певзнер Л., Хахаев В., Воробьева Г., Антипин В., Гвоздков А., Гелетий В., Горегляд А., Калмычков Г., Кравчинский В., Кузьмин М., Кухарь Л., Сапожников А., Томилов Б., Бухаров А., Голубев В., Дорофеева Р., Логачев Н., Железняков Н., Мандельбаум М., Воробьев С., Гольдберг Е., Грачев М., Железнякова Т., Зиборова Г., Левина О., Лихошвай Е., Мац В., Хлыстов O., Федотов А., Бишаев А.А., Дучков А.Д., Казанцев С.А., Вайль Д., Новачек Н., Оберхенсли Х., Шваб М., Вильямс Д., Карабанов Е., Кинг Дж., Пек Дж., Прокопенко А., Иошида Н., Каваи Т., Хорие Ш. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. C. 139-156.

Кононов Е.Е., В.Д. Мац К истории стока вод Байкальской котловины // Круговорот вещества и энергии в водоемах : тез. докл. к V Всесоюз. лимнол. совещ. Лиственичное на Байкале, 2–4 сент. 1981 г. Иркутск, 1981. Вып. 4: Морфолитодинамика, гидрология, климат, седиментация. С. 3–5.

Кононов Е.Е., В.Д. Мац История формирования стока вод Байкала // Известия вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–29.

Логачев Н. А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука. 1974. С. 16–162. Мац В.Д. Байкальские террасы низкого комплекса // Природа Байкала: сборник статей. Ленинград, 1974. С. 31–56.

Мац В.Д., Аносов В.С., Ефимова И.М., Осипов Э.Ю. Байкальские террасы и проблема изменений уровня озера в четвертичное время // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: тез. докл. Всерос. совещ. Санкт-Петербург, 14–19 сент. 1998 г. Санкт-Петербург, 1998. С. 124.

Мац В.Д. Кайнозой Байкальской впадины: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.01. Иркутск, 1987. 523 с.

Мац В.Д., Воробьева Г.А., Шимараева М.К. Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 82–96.

Мац В.Д., Галкин В.И., Мизандронцев И.Б. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины // Проблемы рифтогенеза: материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли, 10–20 сент. 1975 г. Иркутск, 1975. С. 45–46.

Мац В.Д., Ефимова И.М., Кульчицкий А.А. Древние долины Западного Прибайкалья (история формирования) // Геоморфология. 2010а. № 2. С. 91–101. https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-2-91-101

Мац В.Д., Ломоносова Т.К., Воробьева Г.А., Вологина Е.Г. Позднемеловые–кайнозойские отложения Байкальской рифтовой впадины в связи с меняющимися природными обстановками // Геодинамика и тектонофизика. 2010б. Т. 1, № 1. С. 75–86.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал ГЕО, 2001. 252 с.

Мац В.Д., Хлыстов О.М., Воробьева С.С. [и др.]. Строение и развитие подводного Академического хребта оз. Байкал // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 819–824.

Путеводитель экскурсий А-13, С-13 (Прибайкалье) / Логачев Н.А., Адаменко О.М., Аксенов М.П., Базаров Д.Б., Белова В.А., Воробьева Г.А., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Ербаева М.А., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Мац В.Д., Медведев Г.И., Орлова Л.А., Осадчий С.С., Панычев В.А., Плешанов С.П., Покатилов А.Г., Попова С.М., Рассказов С.В., Ромазина А.А., Савельев Н.А., Свинин В.В., Сизиков А.М., Фирсов Л.В., Шимараева М.К. XI Конгресс ИНКВА. М.: Наука, 1981. 42 с.

Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки / Коллектив исполнителей Байкальского бурового проекта // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 3–32.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

Русинек О.Т., Лобацкая Р.М., Ефимова И.М. Виктор Давыдович Мац: *Mente et maleo* – Молотком и разумом! Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2023. 269 с.

Флоренсов Н.А., Логачев Н.А. К проблеме Байкальского рифта // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1975. Т. L, № 3. С. 21– 35.

Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Ceramicola S. et al. Evolution of the Academician ridge accommodation zone in the central part of the Baikal rift from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigation // International Journal Earth Sciences. 2000. Vol. 89, No. 2. P. 229–250.

References

Decisions of the Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1981. 91 p.

Florensov N.A., Logachev N.A. On the problem of the Baikal rift // Bulletin. Moscow islands of nature explorers. Dept. geol. 1975. Vol. L, No. 3. P. 21–35.

Guide to excursions A-13, C-13 (Baikal region) / Logachev N.A., Adamenko O.M., Aksenov M.P., Bazarov D.B., Belova V.A., Vorobyova G.A., Galkin V.I., Goldyrev G.S., Endrikhinsky A.S., Erbaeva M.A., Kononov E.E., Kravchinsky A.Ya., Kulagina N.V., Mats V.D., Medvedev G. I., Orlova L.A., Osadchiy S.S., Panychev V.A., Pleshanov S.P., Pokatilov A.G., Popova S.M., Rasskazov S.V., Romazina A.A. , Savelyev N.A., Svinin V.V., Sizikov A.M., Firsov L.V., Shimaraeva M.K. XI Congress of INQUA. M.: Nauka, 1981. 42 p. Bezrukova E.V., Mats V.D., Letunova P.P., Nakamura T. Holocene peatlands of the Baikal region as an object of paleoclimatic reconstructions // Geology and Geophysics. 1996. Vol. 37, No. 12. P. 78–92.

Kachukov V., Lykov D., Pevzner L., Khakhaev V., Vorobyeva G., Antipin V., Gvozdkov A., Geletiy V., Goreglyad A., Kalmychkov G., Kravchinsky V., Kuzmin M., Kukhar L., Sapozhnikov A., Tomilov B., Bukharov A., Golubev V., Dorofeeva R., Logachev N., Zheleznyakov N., Mandelbaum M., Vorobyov S., Goldberg E., Grachev M., Zheleznyakova T., Ziborova G., Levina O., Likhoshvay E., Mats V., Khlystov O., Fedotov A., Bishaev A.A., Duchkov A.D., Kazantsev S.A., Weil D., Novachek N., Oberhensli H., Schwab M., Williams D., Karabanov E., King J., Peck J., Prokopenko A., Yoshida N., Kawai T., Horie S. A continuous record of climate change in Lake Baikal sediments over the past 5 years million years // Geology and Geophysics. 1998. Vol. 39, No. 2. P. 139-156.

Kononov E.E., Mats V.D. On the history of the water flow of the Baikal Basin // Cycle of matter and energy in reservoirs: abstract. report to the V All-Union. limnol meeting Larch on Baikal, September 2–4. 1981 Irkutsk, 1981. Issue. 4: Morpho-lithodynamics, hydrology, climate, sedimentation. P. 3–5.

Kononov E.E., Mats V.D. History of the formation of Baikal water flow // News of universities. Geology and exploration. 1986. No. 6. P. 91–98.

Logatchev N.A. Cenozoic continental deposits of Baikal-type depressions // Proceedings of the USSR Academy of Sciences. Geological series. 1958. No. 4. P. 18–29.

Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoy highlands // Highlands of the Baikal region and Transbaikalia / Ed. N.A. Florensov. Moscow: Science. 1974. P. 16–162.

Mats V.D. Baikal terraces of the low complex // Nature of Baikal: collection of articles. Leningrad, 1974. P. 31–56.

Mats V.D. Cenozoic Baikal depression: dis. ... Dr. Geol.-Mineral. Sciences: 04.00.01. Irkutsk, 1987. 523 p.

Mats V.D., Anosov V.S., Efimova I.M., Osipov E.Yu. Baikal terraces and the problem of lake level changes in the Quaternary // The most important results in the study of the Quaternary period and the main directions of research in the 21st century: abstract report All-Russian meeting St. Petersburg,

September 14–19. 1998 St. Petersburg, 1998. P. 124.

Mats V.D., Galkin V.I., Mizandrontsev I.B. Sand formation and the age of the Baikal depression // Problems of rifting: materials for the symposium on the rift zones of the Earth, September 10–20. 1975. Irkutsk, 1975. P. 45–46.

Mats V.D., Efimova I.M., Kulchitsky A.A. Ancient valleys of the Western Baikal region (history of formation) // Geomorphology. 2010a. No. 2. P. 91–101. https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-2-91-101

Mats V.D., Khlystov O.M., Vorobyova S.S. et al. The structure and development of the underwater Akademichesky Ridge of Lake. Baikal // Geology and Geophysics. 2000. Vol. 41, No. 6. P. 819–824.

Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobjeva G.A., Vologina E.G. Late Creataceous-Cenozoic sediments of the Baikal rift basin and changing natural conditions // Geodynamics & Tectonophysics. 2010b. Vol. 1. No. 1. P. 75–86.

Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M., Alakshin A.M., Pospeev A.V., Shimaraev M.N., Khlystov O.M. Cenozoic Baikal rift basin: structure and geological history. Novosibirsk: Publishing house SB RAS. Branch of GEO, 2001. 252 p. Mats V.D., Vorobyova G.A., Shimaraeva M.K. Paleoclimates of the Late Cenozoic of the Baikal region // Geology and Geophysics. 1995. Vol.. 36, No. 8. P. 82–96.

Results of drilling the first well on Lake Baikal in the area of the Buguldeyskaya jumper / Team of performers of the Baikal drilling project // Geology and Geophysics. 1995. Vol. 36, No. 2. P. 3–32.

Rusinek O.T., Lobatskaya R.M., Efimova I.M. Viktor Davydovich Mats: Mente et maleo Viktor Davydovich Mats – by thought and hammer. Irkutsk, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, 2023. 269 pp.

Viktor Davydovich Mats: geologist and baicalogist / Rusinek O.T. // Geology and Environment. 2023. Vol. 3, No. 3. P. 198–204.

Zonenshain L.P., Kazmin V.G., Kuzmin M.I. Dobretsov N.L., Baranov B.V., Kononov M.V., Mats V.D., Balla Z., Fialkov V.A., Kharchenko V.V. Geology of the Baikal bottom, studied from the Paisis submersibles // Reports of the Russian Academy of Sciences. 1993. Vol. 330, No. 1. P. 84– 88.

СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ ВИКТОРА ДАВЫДОВИЧА МАЦА

Монографии, атлас

1961

 Геология СССР. Т. 17. Иркутская область, ч. 2. Полезные ископаемые, гидрогеология и инженерная геология / ред. М.М. Одинцов. Москва: Госгеолтехиздат, 1961. 616 с. Из содерж.: Фосфориты Западного Прибайкалья (Гл. 4 : Неметаллические полезные ископаемые). С. 306–316. Соавт.: О. П. Егорова.

1962

Геология СССР. Т. 17. Иркутская область, ч. 1. Геологическое описание / ред. М. М. Одинцов. Москва: Госгеолтехиздат, 1962. 514 с. Из содерж.: Протерозойские образования Западного Прибайкалья (Гл. 5 : Стратиграфия). С. 79–101 ; Докембрийские образования складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Гл 5 : Стратиграфия). С. 125–137. Соавт.: Ю. З. Елизарьев, В. М. Таевский, В. Л. Тихонов [и др.].

1963

 Стратиграфия СССР. В 14 т. Т. 2. Верхний докембрий / отв. ред. Б. М. Келлер. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 716 с. Из содерж.: Полезные ископаемые (Разд. 6). С. 638–657. Соавт.: Н. А. Красильникова, М. С. Марков, С. В. Нужнов [и др.].

1968

4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. В 4 т. Т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды = Atlas of the lithological-paleogeographical maps of the USSR / ред.: Б. М. Келлер, Н. Н. Предтеченский. – 1:7 500 000. – Москва : Всесоюз. аэролог. трест м-ва геологии СССР, 1968. – 55 л. – Из содерж.: Поздний протерозой. Ранний рифей = Late proterozoic. Early riphean (Л. 2–3, обл. 9). Соавт.: О. П. Егорова; Поздний протерозой. Средний рифей = Late proterozoic. Middle riphean (Л. 4–5, обл. 13). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова, М. А. Цахновский [и др.]; Поздний протерозой. Поздний рифей = Late proterozoic. Late riphean. (Л. 6–7, обл. 15). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова; Поздний протерозой. Венд = Late Proterozoic. Vendian (Л. 8–9, обл. 18). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова; Палеотектоническая карта СССР. Средний и поздний рифей = The paleotectonic map of the USSR. Middle and late riphean. (Л. 39–40, обл. 12). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова; Карта фосфоритоносности Улунтуйской свиты среднего рифея Западного Прибайкалья = The map of the phosphorite-bearing uluntujon formation of the middle riphean in the west Baikal-Lake area. 1:2 500 000 (Л. 50). Соавт.: О. П. Егорова.

1980

5. Грамнинские озера в зоне влияния трассы БАМ: коллект. моногр./ ред.: Г. И. Галазий, Ю. П. Пармузин. Новосибирск : Наука, 1980. 85, [2] с. Из содерж.: Геологогеоморфологическое строение. С. 6–10.

1982

Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала : коллект. моногр. / отв. ред. Н. А. Флоренсов. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1982. 192 с. Из содерж.: Опорные разрезы (Гл. 1). С. 10–52. Соавт.: А. Г. Покатилов, С. М. Попова, А. Я. Кравчинский [и др.]; Стратиграфия кайнозоя (Гл. 2). С. 52–76. Соавт.: М. К. Шимараева; Палеомагнетизм (Гл. 5). С. 129–153. Соавт.: А. Я. Кравчинский; Корреляция разрезов (Гл. 6). С. 153–155; Некоторые вопросы палеогеографии (Гл. 7). С. 155–165.

1988

 История озер позднего мезозоя и кайнозоя: коллект. моногр. / отв. ред. Г. Г. Мартинсон. Ленинград: Наука, Ленингр. отд-ние, 1988. 291 с. (История озер СССР). Из содерж.: Палеогеновые и неогеновые озера Прибайкалья и Западного Забайкалья. С. 222–231. Соавт.: С. М. Попова, Г. П. Черняева, М. Н. Шимараева [и др.].

1989

 Палеолимнологические реконструкции: Байкальская рифтовая зона: коллект. моногр. / отв. ред. Н. А. Логачев. Новосибирск : Наука, 1989. 109, [2] с. Соавт.: С. М. Попова, Г. П. Черняева, М. К. Шимараева [и др.].

1990

История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки : коллект. моногр. / отв. ред. Д.Д. Квасов. – Ленинград : Наука, Ленингр. отд-ние, 1990. – 292 с. – Из содерж.: Байкал (Ч. 4), Происхождение и развитие озерной котловины (Гл. 2). – С. 167–191.

1992

10. The structure and development of the Baikal rift depression. Irkutsk, 1992. 70 p.

1993

11. Геологические памятники Байкала : коллект. моногр. / отв. ред. М.И. Грудинин. – Новосибирск : Наука, 1993. – 160 с. – Соавт.: В.К. Александров, В.Г. Беличенко, А.А. Бухаров [и др.].

1995

12. Comparsion for continental rifts: analisis of the Fenwei and Baikal rift systems. Beijinq : China university of geoscieces press, 1995. 127 p. Co-auth.: Yanq Weiran, Sun Jiyuan, Ji Kechenq [et al.].

1999

13. Академическая наука в Восточной Сибири : (к 50-летию Иркут. науч. центра Сиб. отд-ния Рос. акад. наук) : коллект. моногр. / отв. ред. В. В. Воробьев. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. – 383 с. – Из содерж.: Лимнологические исследования на Байкале в 1987–1998 гг. (некоторые итоги) (Разд. 3, гл. 3.3). С. 161–182. Соавт.: М. А. Грачев, Т. И. Земская, О. В. Белых [и др.].

2001

14. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история = The Baikal basin in the Cenozoic : structure and geologic history : коллект. моногр. Новосибирск : Изд-во СО РАН, Гео, 2001. 252 с. Соавт.: Г. Ф. Уфимцев, М. М. Мандельбаум, А. М. Алакшин [и др.]. – Из содерж.: Введение. С. 5–8 ; Геологическая и геофизическая изученность (Гл. 2). С. 14–18 ; Докайнозойская история и ее влияние на развитие рифта (Гл. 3). С. 19–38 ; Геология кайнозойских отложений (Гл. 6). С. 84–171; Строение донной толщи Байкала (Гл. 7). С. 172–182. Соавт.: О. М. Хлыстов ; Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии (обзоры) (Гл. 8). С. 183–211; Основные этапы развития Байкальской впадины (Гл. 9). С. 212–225 ; Заключение. С. 226–232.

2010

15. Аннотированный список фауны озера Байкал и его водосборного бассейна = Index of animal species inhabiting Lake Baikal and its catchment area. В 2 т. Т. 2. Водоемы и водотоки юга Восточной Сибири и Северной Монголии, кн. 2 : коллект. моногр. / отв. ред. О. А. Тимошкин. Новосибирск : Наука, 2010-2011. 1668 с. (Справочники и определители по фауне и флоре озера Байкал). – Из содерж.: Геологические факторы формирования уникального биоразнообразия экосистемы Байкала (Гл. 2.13). С. 1406–1419.

2012

16. Байкаловедение = Baicalogy. В 2 кн. Кн. 1 : коллект. моногр. / гл. ред. Е. В. Скляров. – Новосибирск : Наука, 2012. – 468 с. Из содерж.: Геология Байкальской впадины (Гл. 4, 4.6) С. 335–367. Соавт.: И.М. Ефимова; Геоморфологические и гидрологические объекты (Гл. 4, 4.7). С. 367–384. Соавт.: И. М. Ефимова ; Развитие байкальского рифта (Гл. 4, 4.8). С. 384–394. Соавт.: И. М. Ефимова ; Этапы развития абиотических компонентов природы Байкальского рифта (Гл. 4, 4.9). С. 394–403. Соавт.: И. М. Ефимова ; Модель развития Байкальского рифта (Гл. 4, 4.10). С. 403–406. Соавт.: И. М. Ефимова.

Карты

1960

17. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000: лист №-48-ХХІV : объясн. зап. Ленинград: Госгеолтехиздат, 1960. 83 с. Соавт.: В.С. Аносов, Н.К. Дунская.

1962

- 18. Геологическая карта 1:4 000 000 // Атлас Иркутской области. Москва [и др.], 1962. С. 10–11. Соавт.: О. П. Алексеева, М. М. Одинцов, В. М. Таевский [и др.].
- Геологическая карта Иркутской области масштаба 1:1 500 000 // Геология СССР. Москва, 1962. Т. 17: Иркутская область, ч. 1: Геологическое описание. Прил. Соавт.: М.Ф. Кузнецов, Л.И. Салоп, В.Л. Тихонов, П.И. Шамес.
- Геологическая карта юга области 1:2 000 000 // Атлас Иркутской области. Москва [и др.], 1962. С. 14–15. Соавт.: О.П. Алексеева, Н.И. Фомин, С.В. Черемисин [и др.].
 1964
- 21. Геологическая карта Байкальской горной области. 1: 1 500 000. Москва : Гл. упр. геодезии и картографии Гос. геол. Ком. СССР, 1964. 1 л. Соавт.: Л. И. Салоп, В. К. Головенка, А. Я. Жидкова [и др.].

1993

22. Кайнозойские отложения: карта 1:2 500 000 // Байкал: атлас. Москва, 1993. С. 28–29. Соавт.: Д. Б. Базаров, А. А. Кульчицкий, И. Н. Резанов [и др.].

1994

23. Paleogeographic maps: K2-Pg3; Pg2,3-N2,1; N3,1-N1,2; N2,2-Q1; Q2-Q3 // Lake Baikal-Field science of an ancient lake / eds.: Y. Morino, N. Miyazaki. Tokyo, 1994. P. 55–57. Диссертации, авторефераты диссертаций

1965

- 24. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития): автореф. дис. ... канд. геол.минерал. наук : 04.00.00. Новосибирск, 1965. 26 с.
- 25. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья: дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 04.00.00. Иркутск, 1965. 412 л.

Реф: Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья (стратиграфия и история развития). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук 483 стр. (ГГФ, ИЗК ВСФ СО АН СССР), 1965. N-48; М-48. Работа ИЗК / сост. Л. М. Пуляевская // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1974. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965 гг. Период 1850–1960. Дополнения, вып. 2, кн. 3 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 165–168.

1987

- 26. Кайнозой Байкальской впадины: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 04.00.01. Иркутск, 1987. 42 с.
- 27. Кайнозой Байкальской впадины: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.01. Иркутск, 1987. 523 л.

Научные статьи

1956

28. О находках фосфоритов в верхнепротерозойских отложениях Западного Прибайкалья // Доклады Академии наук СССР. Москва, 1956. Т. 110, № 2. С. 264–266. Соавт.: О. П. Егорова, А. К. Бабкин.

1957

29. Стратиграфия Байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритоносности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири: сборник статей Иркутск, 1957. Вып. 1 (22). С. 47–76. Соавт.: О. П. Егорова.

1963

 Геологическая съемка. Поиски и другие региональные исследования // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1963. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1951–1955, вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы, гл. 2. С. 12–16. Соавт.: О. П. Алексеева.

1965

 Стратиграфия Западного Прибайкалья // Геологическая изученность СССР. – Москва, 1965. Т. 24: РСФСР. Иркутская область. Период 1951–1955, вып. 1: Опубликованные работы. С. 16–17.

1966

- 32. Основные этапы геологического развития Западного Прибайкалья в верхнем докембрии // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья : сборник статей Иркутск, 1966. С. 65–69.
- 33. Стратиграфия и магматизм: Западное Прибайкалье // Геологическая изученность СССР. Иркутск, 1966. Т. 24 : Иркутская область. Период 1956–1960 гг., вып. 2, кн. 1. : Обзорные главы и рукописные работы. С. 71–82.

1968

- 34. Байкальская горная область // Геологическая изученность СССР. Иркутск, 1968. Т. 24 : Иркутская область. Период 1812–1940, вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы, разд.: Геологическая съемка, поиски и тематические исследования. С. 36–54.
- 35. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса // Материалы по геологии и геофи-

зике Сибирской платформы: сборник статей Иркутск, 1968. Вып. 1. С. 116–139. Соавт.: А. А. Бухаров, О. П. Егорова.

36. Тектоника Байкальской горной области и Восточного Саяна // Геологическая изученность СССР. Иркутск, 1968. Т. 24: Иркутская область. Период 1812–1940, вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы, разд. : Геологическая съемка, поиски и тематические исследования. С. 60–70. Соавт.: П. И. Шамес.

1969

 Стратиграфия и магматизм: Западное Прибайкалье // Геологическая изученность СССР. Иркутск, 1969. Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965. Период 1850– 1960. Дополнения, вып. 2, кн. 1 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 58–70.

1971

- 38. Докембрийские коры выветривания Сибирской и Русской платформ // Доклады Академии наук СССР. Москва, 1971. Т. 200, № 3. С. 682–685.
- 39. Основные черты палеогеографии западной окраины Байкальской горной области в верхнем докембрии // Палеогеографические условия формирования месторождения полезных ископаемых на юге Сибирской платформы : сборник статей Иркутск, 1971. С. 20–42. Соавт.: О. П. Егорова.
- 40. Протерозой Присаянья и краевых зон Байкальской горной области // Доклады Академии наук СССР. Москва, 1971. Т. 200, № 2. С. 422–425. Соавт.: А. П. Таскин.

1973

- 41. Геотектоническое расчленение протерозоя Присаянья и западной окраины Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1973. Т. 14, № 7. С. 33–41. Соавт.: А. П. Таскин.
- 42. Новая неолитическая стоянка на северном Байкале // Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири: оператив. информ. материалы. Лиственичное на Байкале, 1973. С. 45–50.
- 43. Новые данные о стратиграфии кайнозойских (неоген-плейстоценголоценовых) отложений Северного Байкала // Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири : оператив. информ. материалы. Лиственичное на Байкале, 1973. С. 26–31. Соавт.: В.А. Белова.
- 44. О возрасте эоловых песков в береговой полосе озера Байкал // Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири : оператив. информ. материалы. Лиственичное на Байкале, 1973. С. 51–53.
- 45. О находках эоплейстоценовой и плейстоценовой фауны на Северном Байкале // Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири : оператив. информ. материалы. Лиственичное на Байкале, 1973. С. 36–43. Соавт.: Г. А. Покатилов.
- 46. Стратиграфия протерозоя Присаянья и западной окраины Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1973. Т. 14, № 2. С. 26–34. Соавт.: А. П. Таскин.

1974

- 47. Байкальские террасы низкого комплекса // Природа Байкала: сборник статей. Ленин-град, 1974. С. 31–56.
- 48. Докембрийские коры выветривания Присаянья // Советская геология. 1974. № 10. С. 79–89. Соавт.: А. Р. Зилов, Е. И. Наумова, А. К. Бабкин [и др.].
- 49. Фосфориты позднего докембрия Сибири // Палеогеография СССР : объясн. зап. к Атласу литол.-палеогеогр. карт СССР : в 4 т. Москва, 1974. Т. 1 : Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. С. 124–127. Соавт.: Н. А. Красильникова, О. П. Егорова.

1975

50. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Байкала // Динамика Байкальской впадины. Новосибирск, 1975. С. 258–273. (Труды Лимнологического института

Сибирского отделения Академии наук СССР ; вып. 21 (41)). Соавт.: Е. И. Корнутова, А. Г. Покатилов, В. Н. Бабанский [и др.].

- 51. Некоторые черты эволюции коры химического выветривания гранитов // Докембрийские коры выветривания : сб. науч. тр. Москва, 1975. С. 104–115. Соавт.: Ю.Г. Попов.
 1976
- 52. Кайнозойские отложения о. Ольхон на Байкале // Геология и геофизика. 1976. Т. 17, № 11. С. 55–67. Соавт.: А. Г. Покатилов.
- 53. Стратиграфия кайнозойских отложений средней части Байкальской впадины (о. Ольхон) // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1976. № 4. С. 133–137. Соавт.: А. Г. Покатилов.
- 54. Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе озера Байкал // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1976. № 3. С. 133–139. Соавт.: А. Г. Покатилов.

1978

55. Some stages of Baikal Lake development in the late Cenozoic era // Polskie Archiwum Hydrobyologii. Warshava, 1978. Vol. 25 (1-2). P. 135–143. Co-auth.: N. A. Florensov, S. M. Popova, B. F. Lut [et al.].

1979

56. О природе и возрасте порфиров Байкальского хребта (по поводу статьи С. В. Чеснокова, И. Н. Егорова, В. В. Мосейкина) // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1979. № 4. С. 130–138. Соавт.: А. А. Бухаров, Э. Н. Копылов, В. К. Александров [и др.].

1980

- 57. Стратиграфия верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Байкальской впадины // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах: сборник статей Новосибирск, 1980. С. 91–98. (Труды института геологии и геофизики ; вып. 452). Соавт.: А. Г. Покатилов.
- 58. Стратиграфия кайнозоя и неотектоника центральной части Байкальского рифта // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых : сб. науч. тр. Иркутск, 1980. С. 33–45. Соавт.: С. П. Плешанов, А. Г. Покатилов, А. А. Ромазина.

1982

- 59. Опорный палеомагнито-геологический разрез плиоцен-четвертичных осадков Околобайкалья // Геофизические исследования Сибирской платформы и смежных регионов : сборник статей Иркутск, 1982. С. 161–166. Соавт.: А. Я. Кравчинский, А. Г. Покатилов.
- 60. Субгоризонтальные структуры в Приольхонье по данным геофизических методов // Геофизические исследования месторождений полезных ископаемых в Восточной Сибири : сб. науч. тр. Новосибирск, 1982. С. 49–54. Соавт.: Г. С. Вахромеев, А.Ю. Давыденко, Н.О. Кожевников.

1983

61. Граница нижнего протерозоя и рифея на западной окраине Байкальской горной области // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири: сб. науч. тр. Ленинград, 1983. С. 78–84.

1984

- Континентальный литогенез на западной окраине Байкальской горной области в протерозой-кайнозойское время // Обстановки осадконакопления и их эволюция : сборник статей. Москва, 1984. Соавт.: Т. К. Ломоносова, Г.С. Голдырев, Б.Л. Шурыгин. 1985
- 63. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока: сб. науч. тр. Иркутск, 1985. С. 36–53.

1986

- 64. История формирования стока вод Байкала // Известия вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98 Соавт.: Е. Е. Кононов.
- 65. Протерозойские отложения зон сочленения Сибирской платформы и Байкальской горной области // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири : сборник статей Москва, 1986. С. 30–37.

1987

66. Плиоцен-эоплейстоценовое почвообразование на Байкале // Геология и геофизика. 1987. – Т. 28, № 9. – С. 20–28. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.

1988

67. Надвиги в бассейне р. Иликты (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1988. Т. 29, № 9. С. 11–17. Соавт.: В. К. Александров, А. М. Мазукабзов.

1989

68. Минерагения кайнозойских отложений Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1989. Т. 30, № 2. С. 95–101. Соавт.: Т.К. Ломоносова, С.Ф. Павлов.

1993

- 69. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth Science Review. 1993. Vol. 34, N 2. P. 81–118.
- 70. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов «Пайсис» // Доклады Российской академии наук. 1993. Т. 330, № 1. С. 84–88. Соавт.: Л. П. Зоненшайн, В. Г. Казьмин, М. И. Кузьмин [и др.].
- 71. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 10–11. С. 25–36. Соавт.: Д. Р. Хатчинсон, А. Ю. Гольмшток, Л. П. Зоненшайн [и др.].
- Совещание Байкальского международного центра экологических исследований (БМЦЭИ) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 4. С. 146–152. Соавт.: О.А. Тимошкин, Л.З. Гранина, Е.Б. Карабанов.

1995

- 73. Some frontier problems in the study of a continental rift // Earth Science Frontiers. 1995. Vol. 2, N 1-2. P. 93–103. Co-auth.: Yang Weiran, Jiyuan Sun, Ji Kecheng [et al.].
- 74. Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 82–96. Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.
- 75. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 3–32. Соавт.: Д. Вильямс, М. Грачев [и др.].

1996

- 76. Comparsion for continental rifts analisis of the Fenwei rift and Baikal rift systems as examples // Theoretical and applied problems of geology / ed. by B. A. Sokolov, Z. Pengda. Moscow, 1996. P. 38–44. Co-auth.: Yanq Weiran, Jiyuan Sun, Ji Kechenq [et al.].
- 77. Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 78–92. Соавт.: Е.В. Безрукова, П.П. Летунова, Т. Накамура [и др.].
- 78. Тектонические окна на западном берегу оз. Байкал // Доклады Российской академии наук. 1996. Т. 349, № 2. С. 218–220. Соавт.: В.К. Александров, А.А. Бухаров. **1997**
- 79. Preliminary results of the first scientific drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, southeastern Siberia // Quaternary International. 1997. Vol. 37. P. 3–17. Co-auth.: S. Colman, M. Grachev, P. Hearn [et al.].

1998

- 80. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 139–156. Соавт.: В. Качуков, Д. Лыков, Л. Певзнер [и др.].
- 81. Палеогеография Прибайкалья за последний ледниково-межледниковый цикл // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири: сборник статей. Новосибирск, 1998. С. 39–45. Соавт.: Е.В. Безрукова, М.А. Грачев, В.С. Аносов [и др.].
- 82. Постгляциальная тектоника в Байкальском рифте // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1, № 1. С. 61–88. Соавт.: К. Г. Леви, Ю. С. Куснер, П. Г. Кириллов [и др.].
- 83. Проблемы датировки климатических событий раннего плейстоцена Сибири и их корреляция с байкальскими и глобальными летописями // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири: сборник статей. Новосибирск, 1998. С. 85–95. Соавт.: М.А. Грачев, Г.А. Воробьева.
- 1999
- 84. Аутигенный дравит в палеогеновых глинах Прибайкалья // Доклады Российской академии наук. 1999. Т. 369, № 5. С. 671–673. Соавт.: С. А. Кашик, Т. К. Ломоносова.
- 2000
- 85. Evolution of the Akademician ridge accommodation zone in the central part of the Baikal rift, from higt-resolution reflection seismic profiling and geological field investigation // International Journal Earth Sciences. 2000. Vol. 89, N 2. P. 229–250. Co-auth.: O.M. Khlystov, M. De Batist, S. Ceramicola [et al.].
- 86. Строение и развитие подводного Академического хребта оз. Байкал // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 819–824. Соавт.: О.М. Хлыстов, С.С. Воробьева [и др.].
 2001
- 87. Аномалии состава поровых вод донных осадков Байкала = Anomalies in the composition of Baikal pore waters // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 1–2. С. 362–372. Соавт.: Л.З. Гранина, Е. Каллендер, И.С. Ломоносов [и др.].
- 88. Новые данные о покровном строении Байкальского хребта // Доклады Российской академии наук. 2001. Т. 380, № 4. С. 511–516. Соавт.: В.К. Александров, А.А. Бухаров, В.И. Сизых.

New data on nappe structure of the Baikal range // Doklady Earth Sciences. – 2001. – Vol. 380. – P. 815–820. – Co-auth.: V. K. Aleksandrov A. A. Bukharov, V. I. Sizykh.

- 89. Юго-западное окончание Северо-Байкальской впадины: геологическое строение и корреляция с кайнозойскими разрезами о. Ольхон и кернами BDP-96 и BDP-98 = The southwestern edge of the North Baikal basin: geologic structure and correlation with Cenozoic sections of Ol'khon and BDP-96 and BDP-98 cores // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 1-2. С. 373–383. Соавт.: О. М. Хлыстов, М. Де Батист.
- 2002
- 90. On deep circulation of meteoric waters within Bakal rift // European Geosciences Union. Stephan Mueller Special publication series. 2002. Vol. 2. P. 161–170. Co-auth.: L.Z. Granina, E. Callender, L.P. Golobokova.
- 91. Железомарганцевые образования в Байкале и возможность их использования в качестве палеомаркеров // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири: сборник статей. Новосибирск, 2002. Вып. 1. С. 100–106. Соавт.: Л. З. Гранина, О. М. Хлыстов, М. А. Федорин [и др.].
- 92. К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой = Paleohydrology of Lake Baikal in relation to neotectonics // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 142–154. Соавт.: Ш. Фуджии, К. Машико, Л. З. Гранина [и др.].
- 2003

- 93. Change of Baikal level substantiated by analysis of terraces // Berliner Paleobiologische Abhandlungen. Berlin, 2003. Bd. 4. P. 77–87. Co-auth.: I. M. Yefimova.
- 94. Sedimentary Fe/Mn layers in Lake Baikal as evidence of past and present limnological conditions // Long continental records from Lake Baikal / ed. Kenji Kashiwaya. Tokyo, 2003. P. 219–229. Co-auth.: L.Z. Granina, O.M. Khlystov, E.L. Goldberg [et al.].
- 95. Палеогляциологическая реконструкция максимума последнего плейстоценового оледенения северной части Баргузинского хребта // Материалы гляциологических исследований. 2003. Вып. 95. С. 77–85. Соавт.: Э.Ю. Осипов, М.А. Грачев, О.М. Хлыстов [и др.].
- 96. Реконструкция горных ледников последнего плейстоценового оледенения в северозападной части Баргузинского хребта (Северное Прибайкалье) = Mountain glaciers of the pleistocene last glacial maximum in the northwestern Barguzin range (Northern Lake Baikal): paleoglacial reconstruction // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 652– 663. Соавт.: Э. Ю. Осипов, М. А. Грачев, О. М. Хлыстов [и др.].
- 97. Тектонические покровы Южной части Байкальского хребта = Nappes in the southern segment of the Baikal range // Геотектоника. 2003. № 4. С. 35–50. Соавт.: В. К. Александров, В. И. Сизых, А. А. Бухаров.

2004

98. Upper Cretaceous-Cenozoic clay minerals of the Baikal region (eastern Siberia) // Applied Clay Science. 2004. Vol. 24, N 3-4. P. 327–336. Co-auth.: T. K. Lomonosova, G. A. Vorobyova, L. Z. Granina.

2007

99. Evolution of faults in continental rift: morphotectonic evidence from the south-western termination of the north Baikal basin // Earth Science Frontiers. 2007. Vol. 14, N 1. P. 207– 219. Co-auth.: R. M. Lobatskaya, O. M. Khlystov.

2010

100. Древние долины Западного Прибайкалья (история формирования) // Геоморфология. – 2010. № 2. С. 91–101. Соавт.: И. М. Ефимова А. А. Кульчицкий.

101. Железомарганцевые образования в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 835–848. Соавт.: Л. З. Гранина, М. А. Федорин.

Iron-manganese formations in the Baikal region // Russian Geology and Geophysics. – 2010. – Vol. 51, N 6. – P. 650–660. – Co-auth.: L. Z. Granina, M. A. Phedorin.

- 102. Морфоструктура западного поднятого плеча Байкальского рифта // Геоморфология. 2010. № 1. С. 67–76. Соавт.: И.М. Ефимова.
- 103. Позднемеловые-кайнозойские отложения Байкальской рифтовой впадины в связи с меняющимися природными обстановками // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 1. С. 75–86. Соавт.: Т. К. Ломоносова, Г. А. Воробьева, Е. Г. Вологина. 2011
- 104. A new perspective on evolution of the Baikal rift // Geoscience Frontiers. 2011. Vol. 2, N 3. P. 349–365. Co-auth.: T.I. Perepelova.
- 105. Палеогеографический сценарий позднего мела кайнозоя центральной части Байкальского региона // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 6, № 2. С. 175–193. Соавт.: И. М. Ефимова.
- 106. Позднемеловая кайнозойская история Байкальской впадины и формирование уникального биоразнообразия Байкала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19, № 4. – С. 40–61. – Соавт.: Д. Ю. Щербаков, И. М. Ефимова.

Late Cretaceous-Cenozoic history of the Lake Baikal depression and formation of its unique biodiversity // Stratigraphy and Geological Correlation. 2011. Vol. 19, N 4. P. 404–423. Co-auth.: D. Y. Shcherbakov, I. M. Efimova.

2012

107. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 9. С. 1219–1244.

The sedimentary fill of the Baikal basin: implications for rifting age and geodynamics // Russian Geology and Geophysics. 2012. Vol. 53, N 9. P. 936–954.

2013

108. Стратиграфия отложений позднего мела и кайнозоя Байкальского рифта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 6. С. 72–81.

Late Cretaceous and Cenozoic stratigraphy of the Baikal rift sediments // Stratigraphy and Geological Correlation. 2013. Vol. 21, N 6. P. 637–651.

2014

109. Байкальский рифт: на пути к океану // Природа. 2014. № 2 (1182). С. 28–38. Соавт.: Л. З. Гранина, И. М. Ефимова.

2015

110. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 467– 489.

2016

111. Comment on Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhanrnikova A.V., Hung C.-H., Chung S.-L. and Iizuka Y., 2015 Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U–Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // International Geology Review. 2016. Doi: 10.1080/00206814.2015.1064329.

2017

112. Геологическая история Байкала // Природа. 2017. № 3 (1219). С. 13–27. Соавт.:
 И. М. Ефимова.

Материалы конференций, симпозиумов, конгрессов, совещаний

1956

113. Геологические критерии и методы поисков фосфоритов позднедокембрийских отложениях Западного Прибайкалья // Материалы совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геолого-съемочных и поисковых работ : сб. докл. Чита, 1956. С. 410–418.

1958

- 114. Некоторые итоги геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 и вопросы поисков полезных ископаемых // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1958. Вып. 2 (23): Доклады Первой и Второй методических конференций, март 1957 г.; январь 1958 г. С. 48–64.
- 115. Нерудное сырье для химической промышленности в Иркутском экономическом районе и его перспективы : материалы к конф. по развитию производ. сил Вост. Сибири. Иркутск, 1958. 22 с. (Иркутское региональное совещание). Соавт.: Н. А. Власов, Г. С. Голдырев, Ю. П. Деев [и др.].
- 116. О применении методов структурного анализа при геологической съемке масштаба 1:200 000 // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1958. Вып. 2 (23) : Доклады Первой и Второй методических конференций, март 1957 г.; январь 1958 г. С. 160–163.

1959

117. Докембрий складчатого обрамления Иркутского амфитеатра // Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы: тез. докл. Иркутск, 1959. Вып. 2. С. 21–23. Соавт.: О. П. Егорова, П. И. Шамес, В. М. Таевский [и др.]. 1962

118. Поздний докембрий Восточного Саяна и Байкальской горной страны в пределах Иркутской области // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока : тез. докл. – Новосибирск, 1962. С. 69–72. Соавт.: В. М. Таевский, Д. В. Титов, В. Л. Тихонов [и др.].

1966

119. К литологии и стратиграфии песчано-конгломератовой толщи р. Чаи // Проблемы осадочной геологии докембрия : [докл. совещ. по литологии докембр. метаморф. пород. Петрозаводск, июнь, 1963 г.]. Москва, 1966. Вып. 1: Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ. С. 232–237. Соавт.: О. П. Егорова.

1967

120. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири : тр. межведомств. совещ. по разработке унифицир. и корреляц. стратигр. схем докембр. и кембр. отложений Сред. Сибири. Новосибирск, февр. 1965 г. Красноярск, 1967. – С. 339–349. Соавт.: А. А. Бухаров.

1968

121. Основные проблемы стратиграфии позднего докембрия юга Сибирской платформы // Геология докембрия : сб. науч. ст. – Ленинград, 1968. (Международный геологический конгресс. XXIII сессия. Доклады советских геологов ; проблема 4). – Соавт.: М. А. Цахновский, О. П. Егорова, В. Л. Тихонов.

1969

122. Докембрийские коры выветривания обрамления юга Сибирской платформы // Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы : материалы V совещ. Сиб. отд-ния ком. по осад. породам при отд-нии геологии, геофизики и геохимии АН СССР. – Новосибирск, 1969. – С. 166–174. – (Труды Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья. Серия: Литология и геохимия ; вып. 98). – Соавт.: Е. И. Наумова, А. К. Бабкин, А. Р. Зилов [и др.].

1970

- 123. Структурные элементы Прибайкальской зоны краевого шва Сибирской платформы // Материалы научной конференции за 1969–1970 гг. / Иркут. гос. ун-т. – Иркутск, 1970. Вып. 2 : Математика, геология, география. С. 78–79. Соавт.: М. П. Лобанов, Н. В. Суханова.
- 124. Тектоника Присаянья и краевой зоны Восточно-Саянских байкалид // Материалы научной конференции за 1969–1970 гг. / Иркут. гос. ун-т. Иркутск, 1970. – Вып. 2 : Математика, геология, география. С. 80–81. Соавт.: В. М. Широбоков, А. Р. Зилов.

1971

125. Коры выветривания юга Сибирской платформы и их рудоносность // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых : тез. докл. Всесоюз. межвуз. конф., 12–14 окт. 1971 г. Ташкент, 1971. С. 367–368. Соавт.: А.Р. Зилов, И.И. Кремляков.

1973

126. Результаты палеомагнитных и геологических исследований донных и береговых отложений озера Байкал // Материалы IX Всесоюзной конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, сентябрь, 1973 г. : тез. докл. Баку, 1973. С. 93–94. Соавт.: А.Я. Кравчинский, В.Ф. Давыдов [и др.].

1974

127. Стратиграфия кайнозоя средней части Байкальской впадины (о-в Ольхон) // Геология и полезные ископаемые Сибири : материалы конф. Томск, 1974. – Т. 1 : Стратиграфия и палеонтология. С. 102–103. Соавт.: А.Г. Покатилов.

1975

- 128. Некоторые черты эволюции коры выветривания гранитов // Докембрийские коры выветривания: формирование докембрийских пенепленов и кор выветривания; эпохи континентального литогенеза в докембрии : материалы Всесоюз. семинара «Коры выветривания докембрия и связанные с ними полезные ископаемые». Москва, 26–30 марта 1975 г. Москва, 1975. Соавт.: Ю.Г. Попов.
- 129. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины // Проблемы рифтогенеза : материалы к симп. по рифтовым зонам Земли, 10–20 сент. 1975 г. Иркутск, 1975. С. 45– 46. Соавт.: В. И. Галкин, И. Б. Мизандронцев.

1976

- 130. The history of Lake Baikal development in the late cenozoic era // II International symposium on paleolimnology. Mikołajki, September, 14–20, 1976 : abstracts. [S.I.], 1976. Co-auth.: N. A. Florensov, S. M. Popova, B. F. Lut [et al.].
- 131. Основные геократические эпохи на юге Сибирской платформы в докембрии // Континентальный литогенез : [докл. Всесоюз. совещ. «Континентальный литогенез и коры выветривания Сибири и Дальнего Востока»]. Новосибирск, 1976. С. 33–39.
- 132. Особенности кайнозойского континентального осадконакопления на Ольхоне и в Северном Байкале // Континентальный литогенез: [докл. Всесоюз. совещ. «Континентальный литогенез и коры выветривания Сибири и Дальнего Востока»]. – Новосибирск, 1976. – С. 135–143. – Соавт.: М. К. Шимараева, Т. К. Ломоносова.
- 133. Палеомагнитная и палеонтологическая характеристика неоген-четвертичных отложений оз. Байкал и Околобайкалья // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма : тез. докл. съезда. – Москва, 1976. Ч. 1 : Постоянное геомагнитное поле. С. 62–66. Соавт.: А. Я. Кравчинский.
- 134. Применение палеомагнитных методов при стратификации и геологическом картировании некоторых фанерозойских толщ // Новые методы крупного масштабного геологического картирования и поисков твердых ископаемых на Сибирской платформе : тез. докл. Иркутск, 1976. С. 50–51. Соавт.: А.Я. Кравчинский, П.И. Шамес, А.Д. Новокшенов [и др.].

1980

- 135. Стратиграфия палеогена и неогена Байкальской впадины // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к Государственным геологическим картам : тез. докл. – Иркутск, 1980. – С. 132–134. – Соавт.: А. Г. Покатилов, С. М. Попова, А. Я. Кравчинский.
- 136. Стратиграфия четвертичных отложений юга Восточной Сибири // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к Государственным геологическим картам : тез. докл. – Иркутск, 1980. – С. 19–21. – Соавт.: А. Г. Золотарев, А. А. Кульчицкий, Е. Е. Кононов [и др.].

1981

- 137. К истории стока вод Байкальской котловины // Круговорот вещества и энергии в водоемах : тез. докл. к V Всесоюз. лимнол. совещ. Лиственичное на Байкале, 2–4 сент. 1981 г. – Иркутск, 1981. – Вып. 4 : Морфолитодинамика, гидрология, климат, седиментация. – С. 3–5. – Соавт.: Е. Е. Кононов.
- 138. Континентальный литогенез (протерозой-кайнозой) на западной окраине Байкальской горной области // Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах : тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещ. Новосибирск, 11–13 нояб. 1981 г. – Новосибирск, 1981. – С. 141–143. – Соавт.: Г. С. Голдырев, Т. К. Ломоносова, Б. Л. Шурыгин.
- 139. Магнито-биостратиграфический разрез позднего кайнозоя оз. Байкал // Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм : тез. докл. II
Всесоюз. съезда, 16–21 нояб. 1981 г. – Тбилиси, 1981. – Ч. 2 : Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. – Соавт.: А. Г. Покатилов.

140. Неоген-нижнечетвертичные лимнические толщи и древние озера Приольхонья // Круговорот вещества и энергии в водоемах : тез. докл. к V Всесоюз. лимнол. совещ. Лиственичное на Байкале, 2–4 сент. 1981 г. – Иркутск, 1981. – Вып. 4 : Морфолитодинамика, гидрология, климат, седиментация. – С. 11–13. – Соавт.: С. М. Попова, М. К. Шимараева.

1982

- 141. XI International congress INQVA: Guidebook for excursion A-13, C-13. Moscow, 1982. Co-auth.: O. M. Adamenko.
- 142. Lake Baikal in pliocene-pleistocene // XI congress INQVA. Moscow, August, 1982 : abstracts. – Moscow, 1982. – Vol. 1. – Co-auth.: N. A. Florensov, G. S. Goldyrev, S. M. Popova [et al.].

Озеро Байкал в плиоцене-плейстоцене // XI конгресс ИНКВА. Москва, август 1982 г. : тез. докл. – Москва, 1982. – Т. 1. – Соавт.: Н. А. Флоренсов, Г. С. Голдырев, С. М. Попова [и др.].

143. Stratigraphy and lithology pliocene-pleistocene deposits of Baikal rift // XI congress INQVA. Moscow, August, 1982 : abstracts. – Moscow, 1982. – Vol. 2. – Co-auth.: N. A. Logachev, A. G. Pokatilov, S. M. Popova [et al.].

Стратиграфия и литология плиоцен-четвертичных отложений Байкальской впадины // XI конгресс ИНКВА. Москва, август 1982 г. : тез. докл. – Москва, 1982. – Т. 2. – С. 151–152. – Соавт.: Н. А. Логачев, А. Г. Покатилов, С. М. Попова [и др.].

1983

- 144. Литолого-фациальные особенности кайнозоя Байкальской впадины // История озер в СССР = The development of the lakes of the USSR : тез. докл. VI Всесоюз. совещ. : в 2 т. Таллин, 1983. Т. 1. С. 135–136. Соавт.: Т. К. Ломоносова, С. М. Попова, М. К. Шимараева.
- 145. Микроморфология плиоценовых почв Прибайкалья // Микроморфология генетическому и прикладному почвоведению : тез. докл. II Всесоюз. конф. по микроморфологии почв, 21–23 июня 1983 г. – Тарту, 1983. – С. 93. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.

1984

- 146. 27th International geological congress (IGC): Guidebook for excursion on South and East Siberia excursion 037, 038, 039, 040. Excursion 039. The Baikal region. Moscow : Nauka, 1984. Co-auth.: A. A. Buckarov.
- 147. Cenozoic sedimentary formations of the Baikal rift zone // 27th International geological congress (IGC). Moscow, Aug., 4–14, 1984 : abstracts. – Moscow, 1984. – Vol. 3 : Sections 06, 07. – P. 318.

Осадочные формации кайнозоя Байкальского рифтогенеза // 27-й Международный геологический конгресс. Москва, 4–14 авг. 1984 г. : тезисы. – Москва, 1984. – Т. 3 : Секции 06, 07. – С. 319.

148. Precambrian crusts of weathering and some features // 27th International geological congress (IGC). Moscow, Aug., 4–14, 1984 : abstracts. – Moscow, 1984. – Vol. 2 : Sections 04, 05. – P. 372. – Co-auth.: Yu. G. Popov.

Докембрийские коры выветривания и некоторые их особенности // 27-й Международный геологический конгресс. Москва, 4–14 авг. 1984 г. : тезисы. – Москва, 1984. – Т. 2 : Секции 04, 05. – Соавт.: Ю. Г. Попов.

149. Минерагения кайнозоя Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири : тез. докл. к Всесоюз. конф. – Иркутск, 1984. – С. 89– 90. – Соавт.: Т. К. Ломоносова.

- 150. Metallogeny of precambrion weathering crust formation in the south of Siberian platform // International symposium of metallogeny of the early precambrian : abstracts. Shangshun, 1985. P. 25–27. Co-auth.: Yu. G. Popov.
- 151. Климатический оптимум плиоцена-следы в разрезах Прибайкалья // Палеомагнетизм при решении вопросов тектоники и стратиграфии : тез. докл. к семинару. – Иркутск, 1985. – С. 26–27. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.
- 152. Комплексное исследование трехсотметрового разреза озерных отложений Тункинской впадины // Круговорот вещества и энергии в водоемах : материалы докл. к VI Всесоюз. лимнол. совещ. – Иркутск, 1985. – Вып. 5. – С. 74–75. – Соавт.: Г. П. Черняева, М. К. Шимараева, Ф. И. Лазо [и др.].
- 153. Миоцен-плиоценовые ископаемые озера Байкальской впадины // Круговорот вещества и энергии в водоемах : материалы докл. к VI Всесоюз. лимнол. совещ. – Иркутск, 1985. – Вып. 5. – С. 55–56. – Соавт.: С. М. Попова, Г. П. Черняева, В. М. Климанова.
- 154. Плиоцен-четвертичные почвы Прибайкалья // Палеомагнетизм при решении вопросов тектоники и стратиграфии : тез. докл. к семинару. – Иркутск, 1985. – С. 28– 29. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.

1986

- 155. Байкальская впадина: плиоцен-четвертичная стратиграфия и основные геологические события // Корреляция отложений, событий, процессов антропогена : тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по изучению четвертич. периода. Кишинев, сент. 1986 г. – Кишинев, 1986. – С. 43–44. – Соавт.: Г. А. Воробьева, С. М. Попова, М. К. Шимараева.
- 156. Кайнозой Байкальской впадины (геологический и палеогеографический аспекты // История современных озер : тез. докл. VII Всесоюз. симп. по истории озер, 25– 28 нояб. 1986 г. – Ленинград [и др.], 1986. – С. 141–142. – Соавт.: С. М. Попова, М. К. Шимараева, Г. П. Черняева.
- 157. Кайнозойские озера центрального звена Байкальской рифтовой зоны // История современных озер : тез. докл. VII Всесоюз. симп. по истории озер, 25–28 нояб. 1986 г. Ленинград [и др.], 1986. С. 143–144. Соавт.: С. М. Попова, Г. С. Голдырев, Г. П. Черняева [и др.].
- 158. К стратиграфическому изучению докембрия Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : тез. докл. к регион. науч. конф. – Иркутск, 1986. – С. 30–32. – Соавт.: Е. Н. Смолянский, А. П. Кочнев, Н. В. Синявская [и др.].
- 159. Лессовые и песчаные породы Байкальской впадины // Четвертичная геология и первобытная археология Южной Сибири : тез. и докл. Всесоюз. конф. Улан-Удэ, 2–8 июня 1986 г. : в 2 ч. – Улан-Удэ, 1986. – Ч. 1. – С. 108–111. – Соавт.: Г. А. Воробьева, С. М. Попова, М. К. Шимараева.

- 160. Надвиги и их роль в геологической структуре западной окраины Бай- кальской горной области // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология : тез. докл. к совещ. «Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления», 20–22 мая 1987 г. Иркутск, 1987. С. 153–159. Соавт.: В. К. Александров, А. М. Мазукабзов.
- 161. Об одном типе кайнозойских крупноглыбовых отложений в зоне Приморского разлома и их индикационном значении // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : тез. докл. к регион. науч. конф. – Иркутск, 1987. – С. 10–12. – Соавт.: Е. Н. Смолянский.
- 162. Региональная схема стратиграфического расчленения протерозоя горноскладчатого обрамления Иркутского амфитеатра и значение континентальных обра-

зований в ее строении // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология : тез. докл. к совещ. «Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления», 20–22 мая 1987 г. – Иркутск, 1987. – С. 144–145. – Соавт.: Ю. Г. Попов.

1988

- 163. Морфотектоника Байкальской впадины // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона = Stratigraphy and correlation quaternary deposits of Asia and Pacific region : тез. Междунар. симп. Находка, 9–16 окт. 1988 г. – Владивосток, 1988. – Т. 2. – С. 119–121.
- 164. Палеогеография Прибайкалья в четвертичном периоде // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона = Stratigraphy and correlation quaternary deposits of Asia and Pacific region : тез. Междунар. симп. Находка, 9–16 окт. 1988 г. – Владивосток, 1988. – Т. 2. – С. 24–25. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.

1989

165. Main trends of paleolimnological studies on the Baikal // The First Veresheugin Baikal International conference, October, 2–7, 1989 : abstracts. – Irkutsk, 1989. – Р. 16–17. Основные направления палеолимнологических исследований на Байкале // Первая Верещагинская Байкальская международная конференция, 2–7 октября 1989 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. – Иркутск, 1989. – С. 17–18.

166. Tectonics and climate as major factors wich contributed to the development of lakes in the Baikal depression // The First Veresheugin Baikal International conference, October, 2–7, 1989 : abstracts. – Irkutsk, 1989. – P. 27–28. – Co-auth.: G. A. Vorobyeva, M. K. Schimaraeva.

Тектоника и климат как основные факторы развития озер в Байкальской впадине // Первая Верещагинская Байкальская международная конференция, 2–7 октября 1989 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. – Иркутск, 1989. – С. 28–29. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.

- 167. Криогенные явления на юге Средней Сибири и их стратификация // Теория почвенного криогенеза : тез. докл. V Всесоюз. конф. Пущино, 6–10 февр. 1989 г. – Пущино, 1989. – С. 42–43. – Соавт.: Г. А. Воробьева, Г. И. Медведев.
- 168. Новые аспекты байкальской асимметрии // Теоретическая геоморфология. Кайнозой внутренней Азии : тез. докл. науч. Чтений памяти Н. А. Флоренсова, 28–30 янв. 1989 г. – Иркутск, 1989. – С. 115–117.
- 169. Основные проблемы палеолимнологии Байкала // История озер. Рациональное использование и охрана озерных водоемов : тез. докл. VIII Всесоюз. симп. Минск, 17– 22 апр. 1989 г. – Минск, 1989. – С. 87–88.
- 170. Основные этапы развития Байкальской впадины // Теоретическая геоморфология. Кайнозой внутренней Азии : тез. докл. науч. Чтений памяти Н. А. Флоренсова, 28–30 янв. 1989 г. – Иркутск, 1989. – С. 119–121.
- 171. Особенности осадконакопления и палеогеография Прибайкалья в позднеплиоцен-четвертичное время // Теоретическая геоморфология. Кайнозой внутренней Азии : тез. докл. науч. Чтений памяти Н. А. Флоренсова, 28–30 янв. 1989 г. – Иркутск, 1989. – С. 117–119. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.
- 172. Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Байкальской впадины и основные геологические события // XXVIII сессия Международного геологического конгресса. Вашингтон, июль 1989 г. : [докл. сов. геологов]. Москва, 1989. С. 131–138. Соавт.: Г. И. Воробьева, С. М. Попова, М. К. Шимараева.

1990

173. Антропоген Прибайкалья (осадконакопление, почвообразование, стратиграфия, экология) // Четвертичный период: методы исследований, стратиграфия, экология : тез. докл. VII Всесоюз. совещ. : в 3 т. – Таллин, 1990. – Т. 2. – С. 166–167. – Соавт.: Г. А. Воробьева, М. К. Шимараева.

- 174. Геологическая история Байкальской впадины // Геология океанов и морей : тез. докл. IX Всесоюз. шк. мор. геологии. – Москва, 1990. – Т. 1. – С. 157.
- 1991
- 175. The late pliocene-quaternary paleogeography of the Near-Baikal area // XIII International congress INQVA : abstracts. – Beljing, 1991. – P. 233. – Co-auth.: G. A. Vorobyeva, M. K. Shimaraeva.
- 1994
- 176. Late miocene-quatermnary paleoclimin Pribaikaye // Baikal as a natural laboratory for global change : abstr. [Intern. conf.]. Irkutsk, Russia, May, 11–17, 1994. – Irkutsk, 1994. – Vol. 2. – P. 56. – Co-auth.: G. A. Vorobyeva.

Позднемиоцен-чертвертичные палеоклиматы Прибайкалья // Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата : тез. [Междунар. конф.]. Иркутск, Россия, 11–17 мая 1994 г. – Иркутск, 1994. – Т. 2. – С. 57. – Соавт.: Г. А. Воробьева.

Stages of the development of the Baikal depression // Baikal as a natural laboratory for global change : abstr. [Intern. conf.]. Irkutsk, Russia, May, 11–17, 1994. – Irkutsk, 1994. – Vol. 4. – P. 32.

Этапы развития Байкальской впадины // Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата : тез. [Междунар. конф.]. Иркутск, Россия, 11–17 мая 1994 г. – Иркутск, 1994. – Т. 4. – С. 33.

178. Traces of glaciation changes of level of Northern Baikal // Baikal as a natural laboratory for global change : abstr. [Intern. conf.]. Irkutsk, Russia, May, 11–17, 1994. – Irkutsk, 1994. – Vol. 2. – P. 28. – Co-auth.: V. C. Anosov, Kulchitsky.

Следы оледенений и изменений уровня озера на Северном Байкале // Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата : тез. [Междунар. конф.]. Иркутск, Россия, 11–17 мая 1994 г. – Иркутск, 1994. – Т. 2. – С. 28. – Соавт.: В. К. Аносов, Кульчицкий.

- 179. Маломорская структура (Байкальская впадина) как модель ранних этапов развития формирования континентального рифта // Байкал и горы вокруг него: геология кайнозоя, геоморфология, новейшая тектоника и геологические памятники природы : тез. докл. Иркут. геоморфол. семинара, окт. 1994 г. – Иркутск, 1994. – С. 32–34.
- 180. Неотектоника, стратиграфия и палеогеография Байкальского региона в плиоцен-четвертичное время // Всероссийское совещиние по изучению четвертичного периода. Москва, 6–11 июня 1994 г. : тез. докл. – Москва, 1994. – С. 161. – Соавт.: Г. А. Воробьева.
- 181. Свидетельства новейшей тектоники в Байкальской рифтовой зоне // Байкал и горы вокруг него: геология кайнозоя, геоморфология, новейшая тектоника и геологические памятники природы : тез. докл. Иркут. геоморфол. семинара, окт. 1994 г. – Иркутск, 1994. – С. 23–25. – Соавт.: А. А. Кульчицкий.
- 1995
- 182. Is the Baikal depression a rift ? // 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, November, 22–25, 1995 : programme and abstr. Kiel, 1995. P. 158–159.
- 183. Rifean rift genesis on Southern Boundaries of Sibiria // 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, November, 22–25, 1995 : programme and abstr. – Kiel, 1995. – P. 159.
- 184. О генезисе котловин некоторых типов озер в континентальных рифтах // Конференция Геоморфологической комиссии АН : тез. докл. – Иркутск, 1995. – С. 138.

185. Развитие Байкальской впадины: хронология трансформации зоогеографических барьеров // Вторая Верещагинская байкальская конференция, 5–10 октября 1985 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. – Иркутск, 1995. – С. 130.

Development of the Baikal depression: chronology of the transformation of zoo-geographic barriers // The Second Vereshchagin Baikal conference, October, 5–10, 1995 : abstracts. – Irkutsk, 1995. – P. 131.

1996

186. Baikal basin in the cenozoic: a paleogeographic scenario // 30th International geological congress. Beijing, China, August, 4–14, 1996 : abstracts. – Beijing, 1996. – Vol. 1. – P. 247.

187. Geological history of Lake Baikal // Lake Baikal : 2nd Intern. field biology course (IFBC) Ser. 2, Aug., 7–28, 1996 : abstr. of lectures and field practices. – [S.I.], 1997. – P. 9.

- 188. Baikal depression: tectonic stratigraphic sub-units of Cenozoic and their correlation with seismic stratigraphic complexes of bottom sediments // International conference organised at the occasion of the end of INTAS Project 134 «Active tectonic continental basins: interaction between structural and sedimentary processes». Gent, Belgium, April, 30–May, 2, 1998 : abstracts. – Gent, 1998. – P. 36.
- 189. Correlation of pre-middle pleistocene part of BDP-96 cross-section and late cenozoic Olkhon cross-section. // Joint International symposium on Lake Baikal. Yokohama, November, 5–8, 1998 : abstracts. – Yakohama, 1998. – P. 69. – Co-auth.: G. A. Vorobyeva.
- 190. Postglacial tectonics in the Baikal rift // International conference organised at the occasion of the end of INTAS Project 134 «Active tectonic continental basins: interaction between structural and sedimentary processes». Gent, Belgium, April, 30–May, 2, 1998 : abstracts. – Gent, 1998. – P. 15. – Co-auth.: K. G. Levi, Yu. S. Kusner, P. G. Kirillov [et al.].
- 191. Sedimentary environments on Akademichesky ridge (Lake Baikal) from seismic stratigraphy // International conference organised at the occasion of the end of INTAS Project 134 «Active tectonic continental basins: interaction between structural and sedimentary processes». Gent, Belgium, April, 30–May, 2, 1998 : abstracts. – Gent, 1998. – P. 107. – Co-auth.: S. Ceramicola, M. De Batist, O. Khlystov [et al.].
- 192. Structure and development of interdepressional dam Nortern-Central Baikal basins on the base of comparative studies of its on-land fragments and underwater one // Joint International symposium on Lake Baikal. Yokohama, November, 5–8, 1998 : abstracts. – Yakohama, 1998. – P. 68. – Co-auth.: O. M. Khlystov, M. De Batist, E. N. Smoliansky.
- 193. Tectonic evolution of and depositional processes on Akademichesky ridge, Lake Baikal (Siberia) // International conference organised at the occasion of the end of INTAS Project 134 «Active tectonic continental basins: interaction between structural and sedimentary processes». Gent, Belgium, April, 30–May, 2, 1998 : abstracts. – Gent, 1998. – P. 37– 38. – Co-auth.: O. Khlystov, S. Ceramicola, M. De Batist [et al.].
- 194. Water level changes of Lake Baikal on the late quaternary and the formation of the Angara river // Joint International symposium on Lake Baikal. Yokohama, November, 5–8, 1998 : abstracts. Yakohama, 1998. P 17. Co-auth.: S. Fujii, K. Mashiko.
- 195. Байкальские террасы и проблема изменений уровня озера в четвертичное время // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке : тез. докл. Всерос. совещ. Санкт-Петербург, 14–19 сент. 1998 г. Санкт-Петербург, 1998. С. 124. Соавт.: В. С. Аносов, И. М. Ефимова, Э. Ю. Осипов.
- 196. Плейстоценовые оледенения Байкальской впадины // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке : тез.

¹⁹⁹⁷

докл. Всерос. совещ. Санкт-Петербург, 14–19 сент. 1998 г. – Санкт-Петербург, 1998. – С. 38. – Соавт.: А. А. Кульчицкий, В. С. Аносов, Э. Ю. Осипов [и др.].

1999

- 197. Comparative characterisation of cenozoic sediment lithology in the Lake Baikal rift valley // The 2nd International congress of limnogeology 'LENNOU'. Brest, France, May, 25–28, 1999 : abstracts. [Brest], 1999. Talk 44.
- 198. Late cenozoic paleoclimates, reconstructions based on studies of onland crosssections and their correlations with BDP-96 deepwater drilling data (Lake Baikal, Central Asia) // The 2nd International congress of limnogeology 'LENNOU'. Brest, France, May, 25–28, 1999 : abstracts. – [Brest], 1999. – Talk 45. – Co-auth.: Ye. V. Bezrukova, S. S. Vorobyeva.
- 199. Neotectonics of the central part of the Lake Baikal depression // The 2nd International congress of limnogeology 'LENNOU'. Brest, France, May, 25–28, 1999 : abstracts. – [Brest], 1999. – Poster 35. – Co-auth.: O. M. Khlystov, M. De Batist.
- 200. Reconstructing the evolution of an intra-rift accommodation zone, uzing high-resolution seismic profiles and geological field observations: Academician ridge, Lake Baikal, Siberia. // The 2nd International congress of limnogeology 'LENNOU'. Brest, France, May, 25–28, 1999 : abstracts. [Brest], 1999. Poster 13. Co-auth.: M. De Batist, O. M. Khlystov, T. K. Lomonosova [et al.].
- 201. The structure of the Baikal rift depression and its development in the neogenequaternary time // The 2nd International congress of limnogeology 'LENNOU'. Brest, France, May, 25–28, 1999 : abstracts. – [Brest], 1999. – Poster 34.
- 202. Байкальский полигон учебных геологических практик // Геофизика на пороге третьего тысячелетия : тр. Первой Байкал. молодеж. шк.-семинара. Иркутск-Черноруд, 13–17 сент. 1999 г. – Иркутск, 1999. – С. 5–19. – Соавт.: А. П. Кочнев, Е. Н. Смолянский.
- 203. Возможности РФА-СИ при определении некоторых органофильных элементов в осадках для восстановления палеоклиматических условий // Вторая Национальная конференция по применению рентгеновского, синхротронного излучений, нейтронов и электронов для исследования материалов (РСНЭ-99) : продолжение Всесоюз. совещ. по применению рентген. лучей для исслед. материалов. Москва, 23–27 мая 1999 г. : тез. докл. – Москва, 1999. – С. 373. – Соавт.: М. А. Федорин, Е. Л. Гольдберг, М. А. Грачев [и др.].
- 204. Геологический возраст сейсмостратиграфических подразделений в разрезе донных отложений Байкала. // Геология морей и океанов : тез. докл. XIII Междунар. шк. мор. геологии. Москва, 1999. С. 358–359.
- 205. Новые данные о строении Северо-Западного блока Академического хребта оз. Байкал // Геология морей и океанов : тез. докл. XIII Междунар. шк. мор. геологии. – Москва, 1999. – С. 398–399. – Соавт.: О. М. Хлыстов, Л. З. Гранина, М. А. Федорин [и др.].
- 206. Строение Маломорской впадины Байкальского рифта по материалам непрерывного сейсмического профилирования (НСП) // Геология морей и океанов : тез. докл. XIII Междунар. шк. мор. геологии. Москва, 1999. С. 396–397. Соавт.: О. М. Хлыстов, М. Де Батист.
- 207. Строение Маломорской впадины оз. Байкал по материалам непрерывного сейсмического профилирования (НСП) // Геофизика на пороге третьего тысячелетия : тр. Первой Байкал. молодеж. шк.-семинара. Иркутск-Черноруд, 13–17 сент. 1999 г. – Иркутск, 1999. – С. 149–159. – Соавт.: О. М. Хлыстов, М. Де Батист.

2000

208. Changes in the Lake Baikal levels and runoff direction in the qaternary period // The 1998 BBD Baikal symposium of the Japanese association for Baikal International research

program (JABIRP). Yokohama, November, 5–8, 1998. – Amsterdam [et al.], 2000. – P. 15–34. – Co-auth.: S. Fujii, K. Mashiko, E. Yu. Osipov [et al.].

209. On the mechanism of meteoric water deep circulation in Baikal Rift (Lake Baikal) //
43rd Conference on great lakes and St. Lawrence river research (IAGLR 2000), May, 22–
26, 2000 : abstracts. – Cornwall, Ontario, 2000. – P. 102. – Co-auth.: L. Z. Granina.

2001

- 210. Correlation of the Lake Baikal and Lake Khubsugul level flustuations with paleoenvironmental and climate changes of central Asia in Neopleistocene according to geological and geomorphological studies of lacustrine terraces and Baikal driling project records // International Workshop for the Baikal & Hovsgol drilling project in Ulaanbaatar, Mongolia : abstracts, 2001. – P. 78. – Co-auth.: I. M. Yefimova.
- 211. О происхождении байкальских осадков, окисленных на значительную глубину = On origin of deeply oxidized bottom sediments in Lake Baikal // Геология морей и океанов : тез. докл. XIV Междунар. шк. по мор. геологии, 19–24 нояб. 2001 г. Москва, 2001. С. 252–253. Соавт.: Л. З. Гранина, О. М. Хлыстов, М. А. Федорин.

2002

- 212. Cenozoic clay minerals of the Baikal region (Eastern Siberia) in relation with nature changes // Third Mediterranean clay meeting. Jerusalem, Israel, Sept., 30– Oct., 3, 2002. Jerusalem, 2002. P. 34–35. Co-auth.: T. K. Lomonosova, G. A. Vorobyeva, L. Z. Granina.
- 213. Hemathological characteristic of Oilfishes (*Comephorus dybowskii* and *C.baicalensis*) in the Lake Baikal // Ancient lakes: speciation, development in time and space, natural history : abstr. of the 3rd Intern. symp. Irkutsk, Russia, Sept., 2–7, 2002. Novosibirsk, 2002. P. 205. Co-auth.: L. M. Yefimova.
- 214. Mechanism of formation of the rift basins and lakes in them (exemplified by the objects of Baikal basin) // Ancient lakes: speciation, development in time and space, natural history : abstr. of the 3rd Intern. symp. Irkutsk, Russia, Sept., 2–7, 2002. Novosibirsk, 2002. P. 103.
- 215. Paleoglaciological reconstruction of the last glacial maximum in the northern part of the Barguzin ridge, north-east of Lake Baikal // PAGES Meeting on «High Latitude Paleoenviroments» : program. abstr. and participants. – Moscow, 2002. – P. 29. – Co-auth.: E. Yu. Osipov, M. A. Grachev, S. Breitenbach [et al.].
- 216. Paleoglaciologikal reconstruction of the northern part of the Barguzin ridge, northern Lake Baikal // PAGES Meeting on «High Latitude Paleoenviroments» : program. abstr. and participants. Moscow, 2002. P. 39. Co-auth.: E. Yu. Osipov, M. A. Grachev, S. Breitenbach.
- 217. Structural model of Baikal rift depression // Ancient lakes: speciation, development in time and space, natural history : abstr. of the 3rd Intern. symp. Irkutsk, Russia, Sept., 2–7, 2002. Novosibirsk, 2002. P. 104.
- 218. Палеогляциологическая реконструкция максимума последнего плейстоценового оледенения в северной части Баргузинского хребта. Северо-восточное Прибайкалье // Будущее гляциосферы в условиях меняющегося климата : тез. докл. гляциол. симп. – Пущино, 2002. – С. 33–34. – Соавт.: Э. Ю. Осипов, М. А. Грачев, С. Брайтенбах [и др.].

- 219. Baikal terraces as the indicators of the lake's paleolevels // Terrestrial sediment information and long-term environmental changes in East Eurasia : abstr. of Intern. workshop, Nov., 24–28. – Kanazawa, 2003. – P. 75. – Co-auth.: I. M. Yefimova.
- 220. Evolution of composition of the cenozoic deposits of Baikal depression in connection with changes of the nature in time and space // Terrestrial sediment information and

long-term environmental changes in East Eurasia : abstr. of Intern. workshop, Nov., 24–28. – Kanazawa, 2003. – P. 77–78. – Co-auth.: G. A. Vorobyova, L. Z. Granina.

- 221. Mechanism of transformation of the rift foults zones into rift depression (exemplified by Baikal rift) // Third International limnogeology congress (ILIC). Tucson, Arizona, March, 29–April, 2, 2003 : abstr. vol. [Tucson], 2003. P. 173.
- 222. Oxidation front in sediments: diagenetic formation of metal-rich layers in Lake Baikal // International workshop on biochemical processes involving iron minerals in natural waters. Monte Verita, Switzerland, November, 16–21, 2003 : abstracts. – Zurich, 2003. – P. 34. – Co-auth.: L. Z. Granina, O. M. Khlystov, M. A. Phedorin [et al.].
- 223. Paleoclimatic reconstruction of the pliocene-early quaternary time based on data of complex studies of land crjss-section and long drill cores (Lake Baikal, southeastern Siberia): similarity and contradictoriness of conclusions // Third International limnogeology congress (ILIC). Tucson, Arizona, March, 29–April, 2, 2003 : abstr. vol. [Tucson], 2003. P. 174–175. Co-auth.: G. A. Vorobyeva.
- 224. Quantitative reconstruction of paleoglaciers geometry in the north-west part of Barguzinsky ridge (Northern Baikal during the last glacial maximum // International work-shop on sedimentary processes in large lakes «Baik-Sed-2» : abstracts. Gent [Belgium], 2003. P. 49. Co-auth.: E. Yu. Osipov, M. A. Grachev, O. M. Khlystov [et al.].
- 225. Сейсмичность как отражение механизма преобразования зон рифтовых разломов литосферы в рифтовые впадины(на примере Байкальского рифта // Напряженнодеформированное состояние и сейсмичность литосферы : тр. Всерос. совещ. «Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность». Иркутск, 26–29 авг. 2003 г. – Новосибирск, 2003. – С. 376–379. – Соавт.: Р. М. Лобацкая.

2005

- 226. Длительное (60-70 млн. л) геологическое развитие главный фактор уникального биоразнообразия гидробионтов Байкала // Четвертая Верещагинская байкальская конференция, 26 сент.–1 окт. 2005 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. Иркутск, 2005. С. 125–127.
- 227. Палеоклиматические реконструкции плиоцен-раннечетвертичного времени по данным комплексных исследований наземных разрезов и по записям керна глубоководных впадин (оз. Байкал, Восточная Сибирь): сходство и противоречивость выводов // Четвертая Верещагинская байкальская конференция, 26 сент.–1 окт. 2005 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. Иркутск, 2005. С. 127–128. Соавт.: Г. А. Воробьева.
- 228. Пространственно-временная структура юго-западного окончания северобайкальской впадины, как модель формирования рифтовых впадин за счет преобразования разломно-блоковых морфоструктур // Четвертая Верещагинская байкальская конференция, 26 сент.–1 окт. 2005 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. – Иркутск, 2005. – С. 128–130. – Соавт.: Р. М. Лобацкая, О. М. Хлыстов.
- 229. Специфика разрастания континентальных рифтов за счет преобразования морфоструктур бортовых разломов (на примере Байкальской впадины) // Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты : материалы Всерос. совещ. Иркутск, 20–23 сент. 2005 г. – Иркутск, 2005. – С. 44–48. – Соавт.: Р. М. Лобацкая, О. М. Хлыстов.

2006

230. Эволюция почвообразования и субаэрального осадконакопления в Байкало-Енисейской Сибири // Почва как связующее звено функционирования природных и антропогенно-преобразованных экосистем : материалы II Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 75-летию каф. почвоведения Иркут. гос. ун-та. Иркутск, 4–7 сент. 2006 г. – Иркутск, 2006. – С. 18–24. – Соавт.: Г. А. Воробьева.

- 231. Formation of Lake Baikal and its full morfostructural complex // IV International limnogeology congress (ILIC). Barcelona, July, 11–14, 2007 : abstracts. Barselona, 2007.
- 232. Formation of Lake Baikal unique in connection with geological development of the lake // 12th World lake conference (Taal 2007): Conserving lakes and wetlands for future. Jaipur, India, October, 28–November, 2, 2007 : abstracts. [Jaipur], 2007. P. 10–14.

2008

- 233. Геологическое развитие Байкальского региона и формирование уникального биоразнообразия Байкала // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле : докл. науч.-практ. конф. п. Листвянка, Иркут. обл., 18–20 марта 2008 г. – Новосибирск, 2008. – С. 155–175. – Соавт.: Д. Ю. Щербаков.
- 234. Механизм разрастания Байкальской впадины в ходе эволюции прибортовых морфоструктур // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле : докл. науч.-практ. конф. п. Листвянка, Иркут. обл., 18–20 марта 2008 г. – Новосибирск, 2008. – С. 141–154. – Соавт.: Р. М. Лобацкая, О. М. Хлыстов.

2009

- 235. Sedimentary: Fe/Mn layers buried deeply below the bottom surface in lake Baikal // Geophysical research abstracts : abstracts of EGU General assembly 2009. Vienna, 2009. Vol. 11. P. EGU2009-6684-2. Co-auth.: L. Z. Granina, M. A. Phedorin, O. M. Khlystov.
- 236. Fe/Mn корки, захороненные глубоко в осадках Байкала // Геология морей и океанов : материалы XVIII Междунар. науч. конф. (шк.) по мор. геологии. Москва, 16–20 нояб. 2009 г. Москва, 2009. Т. 2. С. 148–152. Соавт.: Л. З. Гранина, М. А. Федорин, О. М. Хлыстов.

2010

- 237. Возможные пути миграции Aulocoseira baicalensis в раннем и позднем неоплейстоцене = Possible paths of Aulocoseira baicalensis migration in early and late neopleistocene // Пятая Верещагинская Байкальская конференция. Международная научная школа для молодежи «Экология крупных водоемов и их бассейнов». 16 объединенный семинар по проблемам изучения региональных осаждений из атмосферы = The Fifth Veresheugin Baikal International conference. International scientific school for youth researches «Ecology of large water bodies and their basins». The 16th joint seminar on regional deposition processes in the atmosphere. Иркутск, 4–9 октября 2010 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. – Иркутск, 2010. – С. 282–283. – Соавт.: Г. П. Черняева, И. М. Ефимова.
- 238. Источники аморфного кремнезема в байкальском регионе = Sources of biogenic silica in Baikal region // Пятая Верещагинская Байкальская конференция. Международная научная школа для молодежи «Экология крупных водоемов и их бассейнов». 16 объединенный семинар по проблемам изучения региональных осаждений из атмосферы = The Fifth Veresheugin Baikal International conference. International scientific school for youth researches «Ecology of large water bodies and their basins». The 16th joint seminar on regional deposition processes in the atmosphere. Иркутск, 4–9 октября 2010 г. : тез. докл. и стендовых сообщ. Иркутск, 2010. С. 282.
- 239. Этапы развития Байкальского рифта: стратиграфия и литология отложений // Кайнозойский континентальный рифтогенез : материалы Всерос. симп. с междунар. участием, посвящ. памяти акад. Н. А. Логачева. Иркутск, 7–11 июня 2010 г. – Иркутск, 2010. – Т. 1. – С. 227–230.

2012

240. История развития седиментационных бассейнов и структур Байкальской рифтовой впадины // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ : материалы XLIV Тектон. совещ., 31 янв.–3 февр. 2012 г. – Москва, 2012. – С. 266–271.

Депонированные рукописи

241. Байкальский рифт. – Иркутск, 1985. – 233 с. – Деп. в ВИНИТИ 29.10.1985, № 7547-В 85. – Соавт.: С. П. Плешанов, А. А. Ромазина [и др.].

242. Кайнозой Байкальской впадины (обзор изученности). Часть 1. –Иркутск, 1991. – 155 с. – Деп. ВИНИТИ 1991, № 2427-В91. – Соавт.: К. Г. Леви.

Рукописи, рефераты в издании «Геологическая изученность СССР»

1950

243. Отчет Присаянской поисково-съемочной партии по поисковым работам на марганец в Приольхонье в 1949 г. Иркутская область, Ольхонский район. – Иркутск, 1950. – 44 с. – Соавт.: О. П. Егорова, З. М. Анисимова.

Реф.: Отчет Присаянской поисково-съемочной партии по поисковым работам на марганец в Приольхонье в 1949 г. 44 стр., 24 стр. текст. прил. (ВГФ, ТГФ), 1950. N-48-XXIX, XXX; Иркутская область, Ольхонский район. Работа ИГУ / сост. И. А. Незабытовская // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1964. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1941–1950 гг., вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 357–358.

1953

244. Отчет по работам Анайской поисково-разведочной партии за 1950–1952 гг. Иркутская область, Ольхонский район. – Иркутск, 1953. – 220 с. – Соавт.: О. П. Егорова, А. С. Кульчицкий.

Реф.: Отчет по работам Анайской поисково-разведочной партии за 1950–1952 гг. 220 стр., 632 л. текст. прил. (ВГФ, ТГФ), 1953. N-48-XXIV; Иркутская обл., Ольхонский р-н. Работа ИГУ / сост. В. Г. Николенко // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1963. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1951–1955 гг., вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 279.

1954

245. Отчет о геологопоисковых работах Онгуренской партии в 1953 году. Центральное Прибайкалье и остров Ольхон. – Иркутск, 1954. – 218 с. – Соавт.: В. П. Краснов, А. К. Бабкин.

Реф.: Отчет о геологопоисковых работах Онгуренской партии в 1953 г. Центральное Прибайкалье и о-в Ольхон. 218 стр., 22 стр. текст. прил. (ВГФ, ТГФ), 1954. N-49-XIII, XIX; N-48-XXIV, XXX; Иркутская обл., Ольхонский р-н. Работа ИГУ / сост. В. Г. Николенко // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1963. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1951–1955 гг., вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 279–280.

1955

246. Отчет Сарминской поисковой партии по работам 1950–1951 гг. Иркутская область, Ольхонский и Качугский районы. – Иркутск, 1955. – 188 с. – Соавт.: А. К. Бабкин.

Реф.: Отчет Сарминской поисковой партии по работам 1950–1951 гг. 188 стр., 802 л. тест. прил. (ВГФ, ТГФ), 1955. N-48-XXIV; Иркутская обл., Ольхонский и Качугский р-ны. Работа ИГУ / сост. В. Г. Николенко // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1963. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1951–1955 гг., вып. 2 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 280–281.

1956

247. Фосфоритоносность верхнепротерозойских отложений центральной части Западного Прибайкалья: отчет по работам Качергатской партии за 1954–1955 гг. Качугский и Ольхонский районы. – Иркутск, 1956. – 350 с. – Соавт.: А. К. Бабкин, О. П. Егорова, В. С. Аносов.

Реф.: Фосфоритоносность верхнепротеротерозойских отложений центральной части Западного Прибайкалья (отчет по работам Качергатской партии за 1954–1955 гг.). 350 стр., 2442 л. текст. прил. (ВГФ, ТГФ), 1956. N-48-XXIII, XXIV, XXIX, XXX; Качугский и Ольхонский р-ны. Работа ИГУ // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1966. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1956–1960 гг., вып. 2, кн. 1 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 323–324.

1959

248. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа №-48-XXIV: отчет Курминской партии по работам 1956–1957 гг. Иркутская область, Ольхонский район. – Иркутск, 1959. – 300 с. – Соавт.: В. С. Аносов, М. Я. Дубников, Н. К. Дунская.

Реф.: Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа №-48-ХХІV (отчет Курминской партии по работам 1956–1957 гг.). – 300 стр.,1261 стр. текст. прил. (ВГФ, ТГФ), 1959. Иркутская обл., Ольхонский р-н; БАССР. Работа ИГУ // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1966. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1956–1960 гг., вып. 2, кн. 2 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 249–250.

1960

249. Государственная геологическая карта (среднемасштабная), лист N-48-XXIV. Ольхонский, Качугский районы : объясн. зап. – Иркутск, 1960. – 98 с.

Реф.: Государственная геологическая карта (среднемасштабная), лист N-48-XXIV. Объяснительная записка. 98 стр. (ВГФ, ТГФ), 1960. Ольхонский, Качугский р-ны. Работа ИГУ / сост. Ю. 3. Елизарьев // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1966. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1956–1960 гг., вып. 2, кн. 2 : Обзорные главы и рукописные работы. – С. 429–432.

1961

250. К стратиграфии позднего докембрия западной окраины Байкало-Патомского нагорья: предварительный отчет Прибайкальской тематической партии за 1960 г. Киренский район. – Иркутск, 1961. – 108 с. – Соавт.: Э. Ф. Ставский, Д. Н. Кобылкина.

Реф.: К стратиграфии позднего докембрия западной окраины Байкало-Патомского нагорья (предварительный отчет Прибайкальской тематической партии за 1960 г.). 108 стр. (ВГФ, ТГФ, ВСЕГЕИ), 1961.О-49-ХХІ; Киренский район. Работа ИГУ // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1969. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965 гг. Период 1850–1960. Дополнения, вып. 2, кн. 1 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 373–374.

1964

251. Объяснительная записка к геологической карте южной части Сибирской платформы с прилежащими частями складчатого обрамления [мелкого] масштаба. – Иркутск, 1964. – 394 с. – Соавт.: С. В. Черемисин, Д. В. Титов, Н. П. Гаврилова [и др.].

Реф.: Объяснительная записка к геологической карте южной части Сибирской платформы с прилежащими частями складчатого обрамления [мелкого] масштаба. 394 стр., 705 стр. текст. прил. (ТГФ, ВСЕГЕИ), 1964.0-47; 0-48; 0-49; N-47; N-48; N-49; М-48. Работа ИГУ / сост. В. Д. Журавлева // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1971. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965 гг. Период 1850–1960. Дополнения, вып. 2, кн. 2 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 469–471.

252. Стратиграфия позднего докембрия Западного Прибайкалья: отчет Байкальского отряда Прибайкальской тематической партии за 1960–1961 гг. – Иркутск, 1964. – 50 с. – Соавт.: Д. Н. Кобылкина.

Реф.: Отчет Байкальского отряда Прибайкальской тематической партии (тема: «Стратиграфия позднего докембрия Западного Прибайкалья») за 1960–1961 гг. 50 стр. (ВГФ, ТГФ, ВСЕГЕИ), 1964. N-49-XIX; Ольхонский р-н. Работа ИГУ / сост. Д. Н. Кобылкина // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1971. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965 гг. Период 1850–1960. Дополнения, вып. 2, кн. 2 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 330.

1968

253. Металлогеническая карта Западного Прибайкалья [мелкого] масштаба: отчет по теме «Подготовка к изданию металлогенической карты Западного Прибайкалья». – Иркутск, 1968. – 184 с. – Соавт.: С. М. Ткалич, З. М. Корниенко, Л. П. Тигунов.

Реф.: Металлогеническая карта Западного Прибайкалья [мелкого] масштаба (отчет по теме «Подготовка к изданию металлогенической карты Западного Прибайкалья») 184 стр., 16 стр. текст. прил. (ВГФ, ТГФ), 1968. N-49-I, II, VII, XIII, XIX; N-48-XVIII, XXIII, XXIV, XXIV, XXVIII–XXX, XXXIII– XXXV; M-48-II; Иркутская обл. БАССР. Работа ИГУ / сост. С. М. Ткалич // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1974. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1966–1970 гг. Период 1926–1965. Дополнения, вып. 2, кн. 2 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 153–154.

1969

254. Позднедокембрийские коры выветривания Присаянья: отчет о работах за 1966– 1968 гг. – Иркутск, 1969. – 452 с. – Соавт.: Е. И. Наумова, А. К. Бабкин, А. Р. Зилов [и др.].

Реф.: Позднедокембрийские коры выветривания Присаянья (отчет о работах за 1966– 1968 гг.). 452 стр. 22 стр. текст. прил. (ВГФ, ТГФ, Иркут. ун-т), 1969. N-47; N-48 // Геологическая изученность СССР. – Иркутск, 1974. – Т. 24 : Иркутская область. Период 1966– 1970 гг. Период 1926–1965. Дополнения, вып. 2, кн. 2 : [Обзорные главы и рукописные работы]. – С. 304–306.

Учебные и учебно-методические пособия

1984

- 255. Методические указания и требования к геологической части дипломных проектов для студентов специальности 0101-Геологическая съемка, поиски и разведка МПИ. – Иркутск : ИПИ, 1984. – 45 с. – Соавт.: Е. Н. Смолянский, Г. А. Гончар.
- 1985
- 256. Методические указания по составлению дипломных проектов для ст-ов специальности 0101-Геологическая съемка, поиски и разведка МПИ. – Улан-Батор : Монг. политехн. ин-т, 1985. – 95 с. – Соавт.: Е. Н. Смолянский, Д. Товудорж, Г. А. Гончар.

1988

257. Методическое пособие по полевой учебной практике по общей геологии. – Иркутск : ИПИ, 1988. – 65 с. – Соавт.: Р. М. Лобацкая.

1989

258. Общая и региональная геотектоника : прогр., контрольные задания и метод. указания для студентов специальности 08. 01. – Иркутск : ИПИ, 1989. – 24 с.

2008

259. Международная полевая практика на Байкале. География, геология, зоология, ботаника : учеб. пособие. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2008. – 184 с. – Соавт.: Р. М. Лобацкая, Л. И. Аузина, В. Г. Шиленков [и др.].

НАУЧНОЕ РЕДАКТИРОВАНИЕ

- 260. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000: лист № 0-49-ХХХІ. Серия Бодайбинская : объясн. зап. / сост.: Н. А. Артемьев, Ю. И. Цыпуков Ленинград : Госгеолтехиздат, 1958. 80 с. Ред.
- 261. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири Иркутск, 1958. – Вып. 2 (23) : Доклады Первой и Второй методических конференций, март 1957 г. ; январь 1958 г. – 179 с. – Отв. за вып.

1959

- 262. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000: лист №-47-ХХІІІ. Серия Саянская : объясн. зап. / сост. П. В. Дубин. Ленинград : Госгеолтехиздат, 1959. 75 с. Ред.
- 263. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000: лист №-48-ХХХІ. Серия Саянская : объясн. зап. / сост.: И. М. Широбоков. Ленинград : Госгеолтехиздат, 1959. 80 с. Ред.

1961

- 264. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000: лист №-48-XXXIV. Серия Прибайкальская : объясн. зап. / сост. В. С. Аносов. Ленинград : Госгеолтехиздат, 1961. – 80 с. – Ред.
- 265. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000: лист №-49-XIII. Серия Прибайкальская : объясн. зап. / сост.: А. А. Бухаров, В. Н. Виниченко. Ленинград : Госгеолтехиздат, 1961. 70 с. Ред.
- 266. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000: лист № 0-49-XXI. Серия Бодайбинская : объясн. зап. / сост.: Т. А. Дольник, Ф. В. Никольский. Ленинград : Госгеолтехиздат, 1961. 82 с. Ред.

1962

- 267. Геологическая карта СССР [среднего] масштаба: лист N-48-XXXI. Серия Восточно-Саянская : объясн. зап. / сост. И. М. Широбоков. [Иркутск], 1962. 103 с. Ред.
- 268. Геологическая карта СССР [среднего] масштаба: лист N-49-XXXI. Серия Бодайбинская : объясн. зап. / сост.: А. Н. Артемьев, Ю. П. Цыпуков. – [Иркутск], 1962. – 98 с. – Ред.
- 269. Государственная геологическая карта СССР [среднего] масштаба: лист N-49-XIII : объясн. зап. / сост.: А. А. Бухаров, В. Н. Виниченко.– [Иркутск], 1962. – 92 с. – Ред.

1964

270. Геологическая карта СССР [среднего] масштаба: лист 0-48-ХХ. Серия Бодайбинская : объясн. зап. / сост.: Т. А. Дольник, Ф. В. Никольский, Ф. Ф. Бойтман. – [Иркутск], 1964. – 95 с. – Ред.

1965

271. Геологическая карта СССР [среднего] масштаба: лист N-47-XXIX. Серия Восточно-Саянская : объясн. зап. / сост.: П. В. Дубин, Л. П. Рик. – Москва : Недра, 1965. – 60 с. – Ред.

1968

272. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. В 4 т. Т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды = Atlas of the lithological-paleogeographical maps of the USSR / ред.: Б. М. Келлер, Н. Н. Предтеченский. – 1:7 500 000. – Москва : Всесоюз. аэролог. трест м-ва геологии СССР, 1968. – 55 л. – Из содерж.: Поздний протерозой. Средний рифей = Late proterozoic. Middle riphean (Л. 4–5, обл. 13). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова, М. А. Цахновский [и др.]; Поздний протерозой. Венд = Late proterozoic. Vendian (Л. 8–9, обл. 18). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова ; Палеотектоническая карта СССР. Средний и поздний рифей = Тhe paleotectonic map of the USSR. Middle and late riphean (Л. 39–40, обл. 12). Соавт.: В. Г. Беличенко, О. П. Егорова. – Ред.

1969

273. Геологическая изученность СССР. – Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969. – Т.
24 : Иркутская область. Период 1961–1965. Период 1850–1960. Дополнения, вып. 2, кн. 1. – 700 с. – Отв. ред.

- 274. Геологическая изученность СССР. Иркутск, 1971. Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965, вып. 2 : Период 1850–1960. Дополнения, кн. 2. 496 с. Отв. ред.
- 275. Геологическая изученность СССР. Иркутск, 1971. Т. 24 : Иркутская область. Период 1961–1965. Период 1850–1960. Дополнения, вып. 2, кн. 3. 505 с. Отв. ред.

1973

- Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири : оператив. информ. материалы. Лиственичное на Байкале, 1973. 89 с. Ред. вып., соред. Ю. П. Пармузин.
- 277. Оперативные информационные материалы / Акад. наук СССР. Сиб. отд-ние, Лимнол. ин-т. – Лиственничное на Байкале, 1973. – Вып. 1. – 96 с. – Ред. вып.

1974

- 278. Геологическая изученность СССР. Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во,1974. Т. 24 : Иркутская область. Период 1966–1970, вып. 2, кн. 1. 623 с. Отв. ред.
- 279. Геологическая изученность СССР. Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во,1974. Т. 24 : Иркутская область. Период 1966–1970, вып. 2, кн. 2. 701 с. Отв. ред.
- 280. Дольник Т. А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий : на основе изучения строматолитов и микрофитолитов / Т. А. Дольник, Г. А. Воронцова. – Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. – 95 с. – Отв. за вып.

1995

281. Докембрий Патомского нагорья / А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Перевалов [и др.]. – Москва : Недра, 1995. – 352 с. – Отв. ред.

Научное руководство диссертациями

- 282. Таскин А. П. Верхний докембрий Восточного Присаянья (стратиграфия, структура и основные черты развития) : дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. П. Таскин. Иркутск, 1971. 281 л.
- 283. Попов Ю. Г. Дорифейские коры выветривания Патомского нагорья и продукты их переотложения (литология, геохимия, условия образования и рудоносность) : дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Ю. Г. Попов. Иркутск, 1972. 186 л.
- 284. Перевалов О. В. Соотношение разрезов верхнего протерозоя Ленского золотоносного и Мамского слюдоносного районов и некоторые вопросы метаморфизма : дис. ... канд. геол.-минерал. наук / О. В. Перевалов. – Иркутск, 1973. – 237 л.

Публикации о В.Д. Маце

1995

- 285. Новокшонов П. Нехожеными тропами / П. Новокшонов // Восточно-Сибирская правда. 1959. 22 апр.
- О планах работы геологосъемочной экспедиции главный геолог В. Д. Мац.

1962

286. Волков Н. К. Пленники гор : отрывок из док. повести / Н. К. Волков // Восточно-Сибирская правда. – 1962. – 27 мая. – С. 4.

- 287. Волков Н. К. Пленники гор : док. повесть / Н. К. Волков. Иркутск : Иркут. кн. изд-во, 1963. 127 с.
- О героических буднях геологов Прибайкалья. Главный герой повести В. Д. Мац. 1964
- 288. Евгеньев Б. Приходится сожалеть... / Б. Евгеньев // Восточно-Сибирская правда. – 1964. – 15 апр. – С. 4.

О В. Д. Маце в рецензии на кн.: Волков Н. К. Пленники гор : докум. повесть. Иркутск, 1963.

1972

289. Трещетенков М. Н. Научно-исследовательская работа сотрудников геологического факультета Иркутского государственного университета им. А. А. Жданова за 50 лет / М. Н. Трещетенков // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : сборник. – Иркутск, 1972. – С. 3–39.

О научно-исследовательской работе В. Д. Маца, с. 35.

1977

- 290. История геологического факультета, 1919–1969 гг. : учеб. пособие / сост. М. Н. Трещетенков. Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 1977. 75 с.
- О научно-исследовательской работе В. Д. Маца, с. 14–15.

1984

291. Список членов // Всесоюзное палеонтологическое общество : справочник / сост.: Л. М. Донакова, Н. С. Громова, Н. В. Кручинина. – Ленинград, 1984. – С. 75–177.

1995

292. Кез С. Диплом для профессора / С. Кез // Восточно-Сибирская правда. – 1995. – 14 янв. – С. 6.

О присуждении персональных грантов с присвоением звания Сороссовского профессора иркутским ученым, среди которых В. Д. Мац.

1999

- 293. Мац Виктор Давыдович // Геологи Иркутского госуниверситета : биогр. справ. / сост. В. В. Андреев. Иркутск, 1999. С. 230.
- 294. Мац Виктор Давыдович // Кто есть кто в Иркутске и Иркутской области = Who is who in Irkutsk and region : справочник / дир. проекта М. Зимин. – Иркутск, 1999. – С. 114.

2000

295. Мац Виктор Давыдович // Профессора Иркутского государственного технического университета. 1930–2000 : биогр. справ. / отв. ред. В. М. Салов. – Иркутск, 2000. – С. 106–107.

2009

296. Мац Виктор Давидович // Институт земной коры СО РАН. Люди, события, даты. 1949–2009 / Е. В. Скляров, Р. П. Дорофеева. – Иркутск, 2009. – С. 248.

О научной деятельности В. Д. Маца.

2016

297. Мац В. Д. День первый – день последний / В. Д. Мац, Р. Лобацкая // Троицкий вариант. – 2016. – 12 июля. – С. 5.

О днях начала и окончания войны, о годах юности, пришедшихся на военное лихолетье, рассказал В. Д. Мац. О своем преподавателе Викторе Давыдовиче Маце вспоминала д-р геол.-минерал. наук Р. Лобацкая.

- 298. Кочнев А. П. Виктор Давыдович Мац к 91-летию со дня рождения / А. П. Кочнев, Р. М. Лобацкая // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41, № 2. С. 118–125.
- 299. Осадочные отложения Танхойского третичного поля южного побережья Байкала: вклад В. Д. Маца в их изучение и результаты новых исследований / С. В. Рассказов, В. Л. Коломиец, И. С. Чувашова [и др.] // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований : сборник. – Иркутск, 2018. – Вып. 18 : Материалы Всероссийской научно-технической конференции с междуна-

родным участием «Геонауки – 2018: актуальные проблемы изучения недр», посвященной памяти профессора В. Д. Маца. С. 8–12.

- О результатах работ В. Д. Маца на южном побережье Байкала.
- 300. Русинек О.Т. В.А. Фиалков об истории своей семьи / О.Т. Русинек // Владимир Абрамович Фиалков: дерзать, искать, найти и не сдаваться! / авт.-сост. О.Т. Русинек. Иркутск, 2021. С. 5–42.
- О коллегах проф. В. А. Фиалкова в ЛИН, в т. ч. о В. Д. Маце.
- 301. Русинек О.Т., Лобацкая Р.М., Ефимова И.М. ВИКТОР ДАВЫДОВИЧ МАЦ: МЕМТЕ ЕТ МАLEO – РАЗУМОМ И МОЛОТКОМ. 25 выпуск серии «Исследователи Байкала» Иркутск, 2023. 269 с.
- 302. Виктор Давыдович Мац / Русинек О.Т. // Геология и окружающая среда. 2003. Т. 3, № 3. С. 198–204.

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 геохронологии, 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 Geochronological Studies, tel.: (3952) 51-16-59. email: rassk@crust.irk.ru.

Русинек Ольга Тимофеевна,

доктор биологических наук, 664520 Иркутская область, Иркутский район, p.n. Листвянка, ул. Академическая, 1, Байкальский музей СО РАН, главный научный сотрудник. **Rusinek Olga Timofeevna**, Doctor of Biological Sciences, 664520 Irkutsk region, Irkutsk district, Listvyanka, Akademicheskaya st., 1, Baikal Museum SB RAS, Major Researcher.

Полевые практики

УДК 910.2(079.3) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.4.233

Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2021 году

С.Н. Коваленко¹, А.Д. Китов², Ю.В. Акулова¹

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия ²Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги экспедиций 2021 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные исследования нивальногляциальных образований, речных и присклоновых наледей, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек: режимные обследования высокогорных наледей, а также традиционно проводился мониторинг погоды, изучение каменного потока «Активный».

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледи, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы студентов, режимные наблюдения за наледями, погода.

Portulan Club expedition to the Munku-Sardyk region in 2021

S.N. Kovalenko¹, A.D. Kitov², Yu.V. Akulova¹

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ²Sochava Institute of Geography, CO RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results of the summer expedition 2020 of the student teaching club "Portulan" together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences to the Munku-Sardyk mountain area, where the field research of nival-glacial formations, river and slope aufeis, slope forms of relief and processes of their formation in the valleys of the Bely Irkut, Bugovek and Muguvek rivers were carried out, are summarized: regime surveys of high altitude aufeis, as well as traditional weather monitoring and study of the rock stream "Active".

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, aufeis, nival-glacial formations, students' research work, regime observations of aufeis, weather monitoring.

В 2021 г. к горе Мунку-Сардык были традиционно предприняты две экспедиции при участии членов клуба Портулан, совместно с сотрудниками Института географии СО РАН: с 28 апреля по 5 мая, девятнадцатая весенняя экспедиция и с 21 июля по 1 августа 2021 г., двадцатая летняя.

В первой экспедиции участвовало 37 человек из них 15 членов клуба Портулан, два сотрудника Института географии и два с Института земной коры СО РАН. С подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Девятнадцатая экспедиция... 2023), а научные результаты экспедиции частично были опубликованы в Т. 2, № 2 настоящего журнала (Китов и др., 2022).

Во второй экспедиции приняли участие члены РГО сотрудники ИГ СО РАН — с. н. с., кандидат технических наук А.Д. Китов, н. географических кандидат c., наук Е.Н. Иванов и аспирант Влад Белоусов; преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук C.H. Коваленко, фотограф-турист А.С. Коваленко и магистрант 2 курса ИГУ Юлия Акулова. Работали двумя отрядами:

гляциологи (А. Китов, Е. Иванов, В. Белоусов) и геологи (С. Коваленко, Ю. Акулова, А. Коваленко). С подробностями экспедиции можно ознакомиться на сайте (Двадцатая экспедиция..., 2023).

Работа в 2021 году традиционно велась по следующим научным проблемам:

1. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык, детально разрабатываемая с 2011 года.

2. Склоновый рельеф и процессы его формирующие.

3. Геологическая характеристика района исследований.

4. Режимные наблюдения нивально гляциальных объектов: ледников, гляциального озера, наледей, каменных глетчеров и мерзлотно-каменных горных потоков (МКГП).

XIX весенняя экспедиция

Экспедиция частично была описана в нашем журнале ранее в Т. 2, № 2 за 2022 год (Китов и др., 2022). Во время экспедиции были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, ландшафтно-образующих процессов, склоновых форм рельефа территории бассейнов рек Бел. Иркут, Мугувек. Традиционно проводился мониторинг погоды, состояния ледника Перетолчина, высокогорных наледей и МКГП «Активный» (рис. 1), по которому было проведено детальное георадарное профилирование.



Рис. 1. Верхняя часть мерзлотно каменного горного потока Активный весной 29.04.2021, фото 1122-20.

Fig. 1. Upper part of the frozen rocky mountain stream Active Spring on 04.29.2021, photo 1122-20.

Выявлена последовательность формирования пролювиальных селевых отложений района, сформированных в течении нескольких периодов активных селевых паводков. Наиболее древние паводки (послеледниковые паводки) мы привязали к массо-BOMV таянию последних ледниковых образований, оставшихся от Окинского ледника, которое произошло в термальный максимум. Наиболее молодые массовые селевые паводки прошли в нашем районе в середине прошлого столетия (1960-70-е годы). В настоящее время наблюдаются небольшие селевые потоки в районах массового таяния снега, наледей и горных каменных потоков, расположенных в эрозионной зоне вертикальной геокриологической зональности процессов формирования рельефа района (Коваленко, Мункоева, 2013; Коваленко,

Акулова, 2022; Коваленко, Гергенов, 2022). Все эти процессы продолжают формировать современные пролювиальные конусы выноса и сопровождать живые склоновые осыпи и ложбины массовых камнепадов (каньон Мугувека, живая осыпь Белоиркутная) (Коваленко и др., 2022; Коваленко и др., 2023).

Разделение древних и современных пролювиальных и наледных отложений легко производится по древесной растительности и формируемым эрозионноаккумуляционным формам рельефа: впервые описанные в этой экспедиции террасы по Бел. Иркуту от лагеря Портулан до устья руч. Ледяного и впервые выделенные пролювиальные террасы левого берега, от устья руч. Потайного до Камня Чингисхана и от траверса устья руч. Ледяного до ущелья Бел. Иркута. Первая представляет собой пролювиальный послеледниковый (древний) конус выноса руч. Потайного, подновлённый потоками послеисторического периода оледенения, а на поверхности последней устанавливается два типа отложений: наледные и пролювиальные, с многочисленными перлювиальными глыбами размером от 0.5х0.5 до 1.0х0.8 м. Возраст леса аналогичен лесу на нижнем окончании пролювиального конуса выноса селя Прыгающего (Коваленко и др., 2022) спускавшегося на террасу с левого борта долины, что может указывать на их формирование в одно и тоже время (древние паводки), в подросте кедр и ели. На террасе имеются признаки и современных селевых потоков, которые размыли конус выноса селя Прыгающего. Высота подрезающего обрыва 1.5–2.0 м. Вдоль протоки современного селевого потока на террасе успели вырасти только 20–30-летние молодые деревья и кусты ольхи и тальника.



Рис. 2. Бол. Мугувекская наледь в мае 2004 г., фото G_G_Mug2004. **Fig. 2.** Bol. Muguvek aufeis in May 2004, photo G_G_Mug2004.



Рис. 3. Бол. Мугувекская наледь в мае 2021 г., фото 1212-14. **Fig. 3.** Bol. Muguvek aufeis in May 2021, photo 1212-14.

Наледно-снежная обстановка экспедиции очень была похожа на 2004 г. (сравни рис. 2 и 3). Отсутствие ключей из-под пролювиального конуса выноса портулановской поляны и нормальных наледей по долине Бел. Иркута от Стрелки до устья может указывать на влажное лето текущего года с затяжными дождями и высокими летними паводками аналогичным 2006 году. В сухие сезоны 2014–2018 гг. эти ключи были обильны и выносили большое количество мелкозема. Не следует исключать и влияние на водообильность питающих наледных вод многочисленных осенне-зимних хубсугульских землетрясений 2020 года.

Магистранткой первого курса геологического факультета Ю.В. Акуловой под руководством доцента кафото динамической геологии С.Н. Коваленко проведены традиционные ежегодные гидрологические и геоморфологические исследования режима и фото- видеомониторинг речных и присклоновых наледей в весенне-зимний период их развития. Эти исследования лягут в основу проведения дальнейших (летних) полевых научных исследований их геологического значения для формирования вещественных (минеральных, породных и рудных образований), а также для формирования современного и древнего рельефа.

Произведены замеры погоды (40 метеосроков). Всеми участниками экспедиции было отснято 645 (18.17 Гб) фотокадров: из них А. Китовым 408 кадров јрg-формата с разрешением 1920х1080 и 74 с разрешением 4000х3000; С. Коваленко 163 снимка RAWформата с разрешением 9568х6376 (17.39 Гб), отснято 74 бытовых и жанровых, из всех снимков изготовлено 12 панорам.

ХХ летняя экспедиция

В этом году едем вшестером: Александр Китов, Егор Иванов, Влад Белоусов, Артем и Сергей Коваленко, Юлия Акулова.

Сбор в Институте географии СО РАН 21.07.2021 в 8⁰⁰, выезд в 8⁰⁷ на том же новом автомобиле, что и в прошлом году УАЗ «Буханка» 2.7 МТ Комби 5 мест с обеспечением
 безопасности
 ЭРА-ГЛОНАСС

 (https://www.drom.ru/catalog/lcv/uaz/buhanka/
 g_1965_2302/
 и
 техн.
 хар-ки:

 https://www.drom.ru/catalog/lcv/uaz/buhanka/2
 35725/
 и
 техн.
 хар-ки:

 автомобильного моста на Буговеке.
 вблизи
 вблизи
 вблизи

После разгрузки, пришлось с сожалением констатировать, что ошибки, допущенные ремонтниками автомобильного моста через р. Буговек в прошлом году (сливные желоба сбрасывают воду не там, где предусмотрено, опасность подмыва опор моста талыми наледными водами), так и не устранена, а ремонтники (из Читы) уже уехали.

В этом году в течение всей экспедиции везде, вплоть до гольцов, много мушек, комаров и мошки, которая исчезает только при разведении костра.

Работать будем двумя отрядами: гляциологи (А. Китов, Е. Иванов, В. Белоусов) и геологи (С. Коваленко, Ю. Акулова, А. Коваленко).

Отряд геологов, после обеда (в 16–17 часов, чай с фаршированными блинчиками, зеленью и конфетками), изучил с 17⁰⁰ до 20⁰⁰ рыхлые отложения в районе лагеря.

Отряд же гляциологов в 14^{45} вышел с Буговека-1 и в 19^{20} достиг базового лагеря Портулан, и к 20^{00} поставили палатки и разожгли костёр. Бел. Иркут в этом году, как и в прошлом, преодолели по мосту, сооружённому нами ещё в августе прошлого года и укреплённого третьим толстым бревном сотрудниками Фонда снежного барса. Ими же в этом году хорошо прорублена тропа через пер. Прямой.

В этот же день были сделаны и первые научные наблюдения: остатков Усть-Буговекской наледи нигде нет, воды в реке мало; живая Белоиркутная осыпь, как и в прошлом году, ровная, однородная, без наледи и существенных промоин (рис. 4); описали рыхлые отложения в пойме р. Буговек в районе лагеря (завтра отберём пробы).



Рис. 4. Живая осыпь Белоиркутная летом 26.07.2021 — результат деятельности каменного потока Активный, фото 1781-82.

Fig. 4. Live scree Beloirkutnaya in the summer of 26.07.2021 — the result of the activity of the stone stream Active, photo 1781-82.

Описание деятельности отряда геологов

22.07.2021 до обеда отряд геологов сделал две задирки и отобрал пробы в обрывах двух пролювиальных террас: древней, на которой стоит лагерь, и молодой, сформированной или обновлённый в 1971-72 гг. Из каждой породы, во вскрываемом задирками разрезе, брали две пробы: одну для общего минералого-петрографического анализа в лаборатории, другая — для промывки в реке до серого шлиха, на спектральный и др. анализы.

Работалось тяжело, при проходке задирок сильно мешали мушки, комары, реже оводы, жара и духота, а при промывке у Юлии мёрзли ноги и руки.

Как показали исследования последних лет в нашем районе разделить рыхлые отложения возможно по следующим признакам: современные наледные характеризуются фракцией не более средней, в основном, мелкой неокатанной чаще местных пород, изредка с включениями окатанного перлювия; моренные местных палеоледников регрессивной (отступающей) стадии — это в основном гиганто-глыбовая неокатанная

фракция местных и перлювиальных пород, без базальтов; морены прогрессивной стадии древних Окинских ледников содержат крупно-глыбовую окатанную фракцию пород Окинского плоскогорья с включениями базальтов; пролювиальные селевые отложения делятся на две разновозрастные фации: наиболее древняя (названная нами катастрофической) представленная в основном крупноглыбовым, окатанным материалом, скорее всего перлювиальным, из морен древних ледников и молодая — среднекрупноглыбовой фракции с достаточно высоким содержание суглинка, мелкой и средней фракцией полуокатанных и неокатанных пород как местных, так и из окатанного перлювиального моренного материала принесённого ледниками издалека.

В древних, катастрофических отложениях можно установить несколько фаз мощной селевой активности. Первая, по мощности самая большая, слагающая более половины разреза, представлена, а основном крупноглыбовой, окатанной скорее всего перлювиальной фацией из морен древних ледников. Вторая, верхняя часть разреза — результат заключительной деятельности, мелкой супесчаной и щебнистой фракций с двумятремя погребёнными почвенными горизонтами суглинисто-глинистой фракции. Переход между древними и молодыми пролювиальными отложениями, как правило резкий, размывной.

Последовательность формирования террас в районе лагеря Буговек-1 (как показали последующие исследования в других местах района) нам представляется следующей. Катастрофические селевые потоки около 5 тыс. лет тому назад сформировали довольно мощные крупно-глыбовые отложения в некоторых, наиболее благоприятных местах, мощностью до 5-6 м, заполнив довольно широкие речные поймы, и создав конуса выноса почти по всем притокам того времени. Последующие или заключительные селевые потоки смогли только эти отложения частично размыть и создать террасы второго уровня, а также равномерно заполнить менее широкие своеобразные поймы рек с аллювием, в котором преобладающими отложениями часто являлись наледные. Современная

селевая и наледная деятельность в совокупности с речной эрозией (перечислены по степени значимости и энергетической способности) смогли размыть эти относительно древние пролювиально-наледные отложения и создать современную пойму рек и террасы первого уровня. Последние, в годы мощного развития наледей успешно наращиваются и выравниваются, в основном, современными наледными отложениями. Мощных современных селевых паводков в регионе не было с 1971-72 гг. Террасы первого уровня чередуются по речным долинам попеременно, наблюдаясь то по правому борту долины, то по левому. В след за ними следуют и охотничье-звериные тропы.

23.07.2021 предприняли маршрут на пер. Ну-Ху, где произвели фотографирование горных пейзажей и ландшафтов с реперных фототочек на тропе и на перевале. Сняли горный поток Активный (рис. 5). На лагерь возвратились в 17³⁰.



Рис. 5. Снимок горного потока Активный (выделен пунктиром), фото 21-1644 с ϕ T № 18. **Fig. 5.** Image of the mountain stream Active (highlighted by dashed line), photo 21-1644 from phT No. 18.

24.07.2021, маршрут-переход в долину Бел. Иркута на лагерь Рязановского.

На привале с видом на долину Бел. Иркута произвели фотосъёмку. Наледей по руч. Ледяному нет. Спустившись на его пойму, сделали снимок наледных отложений этого года. Характер деятельности наледных вод в этом году довольно слабый, совершенно неизменяющий обстановку, созданную наледным паводком 2019 г. (Коваленко и др., 2022, с. 189).

25.07.2021, после завтрака и взятия 11-ти часового метеосрока, был совершён марш-

рут для изучения рыхлых гляциальнопролювиально-наледных отложений в устье руч. Ледяного. Дополнительно осмотрели современные наледные отложения наледи Детской. Хорошие обнажения, интересующих нас образований, наблюдаются в обрывах (размывах) правого берега ручья в приустьевой части (рис. 6).



Рис. 6. Несколько уровней пролювиально-наледных отложений в устье руч. Ледяного. На всех уровнях сверху лежат современные наледные наносы, фото 21-1698-01 от 25.07.2021.

Fig. 6. Several levels of proluvial-aufeis sediments at the mouth of Ledyany Brook. All levels have modern aufeis deposits on top, photo 21-1698-01 dated 25.07.2021.

Из древних пролювиальных (катастрофических) и молодых (полувековой давности) отложений отобрали пробы на гранулометрический и петрографоминералогический анализы.

26.07.2021, маршрут по изучению рыхлых отложений долины р. Бел. Иркут в среднем течении (район устий руч. Ледяного и Потайного).

Отобрали две пробы из мёрзлого зелёного и коричневого грунтов каменного потока (описание см. в весенней экспедиции этого года); две пробы с плотика и с основного разреза наледно-пролювиальных отложений наледной террасы наледи Лесной; с фототочки № 21 сделали панораму живой осыпи Белоиркутной. Если сравнить летнее состояние осыпи (см. рис. 4) с весенним (см. рис. 1), то особенно сильно заметны изменения в верхней ее части; сфотографировали: подпрудное озерко образованное в результате осыпи каменного материала с МКГП Активного и перегородившего русло реки; «сад камней», скатившихся с осыпи и упокоившихся на противоположном левом берегу пролювиально-Бел. Иркута на аллювиальном конусе выноса руч. Потайного; множество других снимков-свидетелей бурной деятельности каменного потока Активный в этом году, а также деталей геологического строения района, хорошо видимых в многочисленных отмытых рекой перлювиальных глыбах; виды вверх и вниз по реке, чтобы показать выравнивающий эффект наледной паводковой деятельности 2020 г.

27.07.2021, в маршруте на горный поток Активный поднимались из руч. Ледяного. Пришлось долго ползти вверх по густому лесу, обходя скалы, что периодически отмечались слева по ходу маршрута, пока не поднялись к подножью правой боковой живой осыпи с движущегося тела каменного потока. На поверхности потока, осмотревшись и наглядевшись на множество трещинпровалов, по краям, в основном продольных, а в центре поперечных, мы пересекли всю его ширину 145 м, поднялись вдоль левого краевого шва потока на одну из его ступеней. Здесь степень активности на много меньше, чем с правого бока, где трещины провалы достигают 5-7 м (рис. 7). Поэтому, в качестве эксперимента решили организовать реперы или индикаторы движения поверхностного материала потока именно с правого бока.



Рис. 7. Правый краевой шов МКГП Активный (вид вверх по склону), фото 1793.

Fig 7. Right marginal joint of the ICGP Active (view up the slope), photo 1793.

Выбрали хорошо заметную свежую продольную краевую шовную рытвину с двумя внешними ступенями-валами и вкрест ее простирания на оси валов на визирке, сделанной при помощи лазерной рулетки Лейка Disto D510, установили большие камни с крестиками-метками их положения на этой визирке. Замерили рулеткой все необходимые расстояния с точностью до 0.001 мм. Метки сделали нитрокраской. Результаты проверим на следующее лето и определим скорость и амплитуду смещения верхней части обломочных пород по каждой гряде.

28.07.2021, в маршрут-переход на лагерь Портулан вышли в 10¹⁰, пришли в 11²⁵. Шли тяжело, прошли всего 1.7 км. На Портулане перед обедом неожиданно набежала грозовая тучка и заставила нас натянуть тент над костром, кстати, впервые в этой экспедиции.

Вечером, после дождя, наметили место, где завтра с утра начнём изучать разрез пролювиального конуса выноса портулановской поляны. На речном обрыве нашли хороший информативный участок и даже успели сделать 2–3-метровую задирку. 29.07.2021. Почти постоянно в течение всего дня идёт дождь, влажно, мерзко и довольно прохладно. Количество выпавших осадков за все дожди 28–29 июля составило 22.1 мм. К вечеру погода стала налаживаться, и мы в течение пары часов успели доделать, доописать и сфотографировать наш разрез (рис. 8).



Рис. 8. Разрез пролювия конуса выноса портулановской поляны.

Fig. 8. Section of the proluvium of the Portulan glade outcrop cone.

В промежутках между небольшими дождями сходили вверх по Бел. Иркуту, изучили новое устье р. Мугувек 2021 г., которое теперь опять находится на старом месте, где оно было летом 2019 г., т. е. напротив устья руч. Эльфов, и, где оно было в виде небольшого ручейка летом 2020 г.

Выше этого устья хорошо видны преобразования поймы реки после наледного паводка 2019 года (рис. 9).

30.07.2021. Довольно прохладный, комфортный для маршрута день, поэтому с утра, после завтрака, Юля с 9⁰⁰ до 11⁰⁰ отобрала пробы с разреза, который мы описывали вчера. Затем сходили в маршрут на Бол. Белоиркутную наледь [на первую, если считать сверху, или последнюю наледь долины, смотря откуда считать].

Осматривая редкие остатки льда боковых наледей правого берега, мы потихоньку добрались до устья таборного ручья Маринкиного и границы леса по ручью Алёнкиному, где лежит замусоренный снежник, а по руч. Наледному — небольшие остатки льда наледи лежат лишь в самом верху, зато чуть выше устья ручья в пойме Бел. Иркута имеются довольно приличные остатки речной наледи. Остатки льда Бол. Белоиркутной наледи лежат, как и в прошлые годы в виде трех фрагментов, а на самом верху наледной поляны льда в этом году нет совсем (рис. 10).



Рис. 9. Острова в районе нового устья Мугувека, образованные сменой места впадения Мугувека в Бел. Иркут, бифуркацией русел этих рек и из-за перераспределения речного и наледного аллювия в процессе бурного таяния льда в наледный паводок 2019 г., фото 1804-03 от 29.07.2021.

Fig. 9. Islands in the area of the new mouth of the Muguvek River, formed by the change of the place where the Muguvek flows into the Bel. Irkut, bifurcation of the channels of these rivers and due to redistribution of river and ice alluvium in the process of rapid ice melting in the ice flood of 2019, photo 1804-03 dated 29.07.2021.



Рис. 10. Вид на верхнее окончание наледной поляны Бол. Белоиркутной наледи, фото 1829 от 30.07.2021 с фТ 9.

Fig. 10. View of the upper end of the Bol. Beloirkutnaya aufeis glade, photo 1829 dated 30.07.2021 from phT 9.

Назад шли, вначале по верхней третьей псевдотеррасе (по поверхности боковых морен палеоледника Белоиркутного шестого СВУК, затем по верхней тропе и водораздельному хребтику между рр. Мугувек и Бел. Иркут. Спустились прямо к термохрону, установленному на Стрелке.

31.07.2021, весь день трудились как пчёлки, — выходили и выносили вещи и пробы на базовый лагерь Буговек-1 (3.8 км).

Вода в Буговеке вечером была мутная, видимо где-то произошёл обвал. Высота лагеря 1650 м.

1.08.2021, собрались и в 10^{10} выехали в Иркутск, ехали быстро и в 15^{20} были в Институте географии.

Так буднично и традиционно закончилась XX юбилейная экспедиция на Мунку-Сардык в 2021 году.

Описание деятельности отряда гляциологов

Погода накануне экспедиции по данным Интернета в районе Мунку-Сардык была не-

определённая, шли дожди, поэтому предполагали, что уровень воды в Бел. Иркуте высокий и все прошлогодние мосты смыло, а сам поток может быть такой большой, что переправа не возможна.

Заход до Портулана (14³⁵–18⁰⁵) 3.8 км шли 3 ч. 30 мин. с остановками. Средняя скорость 1 км/ч. Высота лагеря 1800 м.

22.07.2021, переход Портулан — граница леса по Мугувеку (Дом-2). Не торопимся, отдыхаем, фактически это днёвка перед выходом на Мунку-Сардык поэтому вышли только в 12⁰⁰, скорость 800 м за 40 минут. После брода через Бел. Иркут чуть выше стрелки проверили термохрон. По спутниковому навигатору высота 1845 м. В 14³⁰ пришли на стоянку. Установили палатки. Теперь это наш штурмовой лагерь перед маршрутом на Мунку-Сардык. На Доме-2 очень хорошее уютное место, обжитое когда-то пищухами, которых сейчас совершенно нет, наверное, прошли горностаи и съели их. Высота лагеря 2107 м.

До вечера успели проверить термохроны над лагерем и на границе леса. На границе леса, в весеннюю экспедицию, как мы предположили, кто-то спилил ветки с термохроном на них. На границу леса вышли к 16³⁰, нашли дерево, стали искать под ним «таблетку-термохрон», вдруг упала. Но где же в траве в болотном багульнике там, найдёшь. Но свершилось очередное чудо. Нашли дерево, где на ветку был прикреплён термохрон, осмотрели. Влад заметил в стороне две ветки, оказалось, что они не спилены (как думали раньше), а ровно сломлены, на них термохрон с зелёным держателем. Весной, конечно, ветки увидеть было невозможно, они были под снегом.

Точку установки термохрона сменили на другое дерево, на среднее из группы трёх деревьев, выше от тропы (граница леса по горизонтали и вертикали, по склону), точка 151. Старый термохрон, заменили на новый.

23.07.2021. Тяжёлый рабочий день. Маршрут на Мунку-Сардык.

В 5³⁰ проснулся Александр (бремя ответственности начальника поднимает лучше будильника), сборы в палатке. На улице +5.5 °C.

6³⁰-7¹⁵ костер, сборы, завтрак: лапша Ролтон, приготовление чая в термосы, а конфеты в карманы на перекус по пути (вдруг усталость навалится).

До вершины (рис. 11) поднимались до 13⁰⁵.



Рис. 11. Наклоненный под бременем поклонения тур на вершине Мунку-Сардык, фото 5135. **Fig. 11.** A tilted tour on the summit of Munku-Sardyk, photo 5135.

Перешли на восточную предвершину и заменили термохрон. Там был установлен термохрон с небольшой памятью. Его хватало на полгода, а весной эта вершинка вся забита плотным снегом и добраться до термохрона невозможно. Теперь считывать данные с «таблетки» можно раз в год (летом), когда место установки доступно, да и погода не столь суровая, как весной, считай зимой. Видно, что заснеженность в этом году больше, предпосылки наступания ледника (рис. 12). Заснеженность ледника Перетолчина также повысилась.



Рис. 12. Цирк ледника Перетолчина, фото 5063 от 23.07.2021. **Fig. 12.** Peretolchina Glacier Circus, , photo 5063 dated 23.07.2021.

С вершины виден ледник Бабочка, в ближнем каре, и ледник Пограничный, который и видел в 1906 г. С.П. Перетолчин. А потом В.Е. Максимов решил, что это ледник в истоках р. Жохой и который к 1963 г. полностью исчез с дневной поверхности под осыпной мореной, поэтому гляциологи занесли его в каталог ледников СССР под номером 29, как погребённый (рис. 13). Заснеженность этих двух ледников в этом году также повышена.



Рис. 13. Вид на ледники Пограничный и Бабочка с вершины Мунку-Сардык, фото 5097. **Fig. 13.** View of the Pogranichny and Babochka glaciers from the summit of Munku-Sardyk, photo 5097.

До термометра Перетолчина, где установлен и наш термохрон, спускались с 13⁵⁰ до 16¹⁰. Минимальная температура за зиму 2020/2021 на минимальном термометре Перетолчина составила –35 °С., текущая температура в момент снятия минимальных показаний (в 16⁰⁰) составляла +15 °C. Данные термохрона: минимальная температура была как обычно в двух периодах 28.12.2020 в 11⁰⁰ –30 °C и 5.01.2021 в 17⁰⁰ –36.18 °C. Этот термохрон действительно сбоил. У него есть выброс минимальной и максимальной температуры до предельных значений (-41° и +86° в мае 2020 г.). Термометр Перетолчина зафиксировал минимальную температуру 5 января. Термохрон решили заменить — данные с него что-то не считывались весной.

К 17¹⁵ спустились к оз. Эхой. Немного выше него на камне установили новый термохрон. Старый термохрон был утерян. Его устанавливали под камнем, но весенние потоки изменили русло и унесли термохрон.

Следующий термохрон установили в 18⁰⁰ на камне под пер. Горный. Вернее, на площадке у летней тропы при спуске от оз. Эхой, где огромный камень, под которым мы, бывало, прятались от грозы и ливня.

По летней тропе ниже есть место, с которого можно последний раз увидеть вершину Мунку-Сардык. Это очередная ступень в рельефе, на которой в 18⁴⁰ мы решили установить новый термохрон.

В лагерь Дом-2 вернулись к 19³⁰. Там заслуженный ужин, тёплый костёр. На ужин — ячневая каша, соя сублимат с растительным маслом, зелень, кисель, печенье.

24.07.2021, суббота. Сегодня торопиться не нужно — день отдыха, а для разминки предпримем после обеда небольшой переход в другой штурмовой лагерь в долине Бел. Иркута на таком же высотном уровне. Поэтому подъем в 7^{30} и записи в дневник о проделанной работе во вчерашнем маршруте. В 8^{10} настоящий подъём, костёр, завтрак до 13^{10} . Сильный туман, поэтому сборы затягиваются, нужно подсушить инвентарь. Завтрак и обед — вермишель, ячневая каша, зелень, кофе, мёд, конфеты, печенье. До 13^{40} сбор лагеря.

Переход до лагеря Геологический с 13⁴⁰ до 15⁵⁰, но чистая ходьба всего 1 час 35 мин. с тяжёлыми рюкзаками и подъёмом выше границы леса (приходиться по верху обходить овраг).

Шли тяжело. С летней торной тропы из лагеря Дом-2 не попали на заходную тропку и пошли по ближайшему пути к подъёму. В самом начале обошли кусты ивы и попали в еще худшее место, в заросли караганы гривастой, продрались и пошли вдоль склона почти по границе леса. И дальше, ориентируясь на большие камни, вышли на пологий склон на одном уровне с разломленным камнем в начале оврага.

На лагере Геологическом с 1550 до 1700 установили палатки. Егор сбегал на Обзорку позвонил домой. Вернулся в 19²⁵ и с удовольствием приготовил «ужин». Но из-за любви солить он часто пересаливает. И в этот раз сыпанул в гречневые хлопья приправу с солью, а до этого ещё посолил, есть невозможно, вывалили на траву. Заварили оставшиеся хлопья, но их оказалось мало, тогда пришлось верхнюю часть вываленного собрать и бросить в этот гречневый суп. С супом и растительным маслом ели оставшуюся зелень, пили чай из караганы гривастой и дазифоры кустарниковой и она же пятилистник кустарниковый — чай курильский с цикорием, сгущёнкой и сухарями.

20⁴⁰–21⁰⁰ — устройство в палатке, ремонт метеостанции (завис электронный термометр), заполнение дневника. Как всегда, с заходом солнца отход ко сну, т. к. наша группа подходит к костру экологично лишний раз дрова не жгём, дымом атмосферу не портим, и сами им не дышим.

25.07.2021, воскресенье, маршрут на ледник Радде, а у Влада на его снежник. Казалось бы, по календарю выходной, а у нас очередная трудная работа.

 $5^{50}-7^{00}$ подъем, костёр, завтрак — манная каша с изюмом, с сухарями и сгущёнкой. Сборы быстрые $7^{00}-7^{15}$.

Сильный туман, но надеемся, что, когда выйдем на объект, он рассеется, так уже бывало. В 9⁰⁰ Александр и Егор были уже у огромного камня в каре Уютный (пришлось у камня оставить посох, он только будет мешать подниматься по огромным камням), а Влад пошёл вверх к перевалу Архаров ещё внизу, где Бел. Иркут делает крутой поворот в каньоне с водопадом. Теперь у нас в экспедиции получилось 3 группы: внизу осталась группа геологов, группа нивальщика Влада и группа настоящих гляциологов Александра и Егора.

К 10³⁵ гляциологи подошли к конечной морене ледника Радде, к 10⁴⁵ поднялись на морену (2777 м), попутно установив на камне моренного поля термохрон. Озера Сезонного в центре моренного поля в этом го-

ду не было. Туман, как и ожидалось, отступает. Сделали снимок общего вида ледника Радде снизу (рис. 14).



Рис. 14. Ледник Радде, фото 5322 от 25.07.2021. **Fig. 14.** Radde Glacier, photo 5322 dated 25.07.2021.

В 11²⁰ на высоте 2905 м подошли к низу открытой части ледника (льду). К 11³⁵ поднялись на перевал на леднике, у оз. Ледяного (2958 м). Температура воздуха по датчику спутникового навигатора — +13 °C. На

камне, чуть выше озера на высоте 2966 м в туре установили термохрон. Сделали снимок верхней части ледника Радде, захватив край озера (рис. 15). С 12^{50} до 13^{05} перекус, отдых с загоранием, t° = +20 °C.



Рис. 15. Верхняя часть ледника Радде, фото 5381 от 25.07.2021. **Fig. 15.** Upper part of the Radde glacier, photo 5381 dated 25.07.2021.

С 13⁰⁵ до 15²⁰ спуск с ледника до кара Уютный, в 17³⁵ подошли к границе леса, сменили термохрон. Сюда к нам спустился Влад, который в этом году не пошел к снежнику, а сфотографировал его издалека с

хребта. Снежник заметно подрос и занял неудобное положение, края его вышли на крутые скалы и стали недоступны для изучения (рис. 16).



Рис. 16. Вид снежника № 1 с хр. Обзорного, фото 6923, В. Белоусова от 25.07.2021. **Fig. 16.** View of snowman No. 1 from Obzornoye Ridge, photo 6923, В. Belousova dated 25.07.2021.

В 18⁰⁵ пришли на лагерь. Здесь традиционный ритуал: записи в дневник, купание в реке, костер и ужин (соя сублимат, вермишель и гречка, цикорий с караганой и сухарями). С заходом солнца отход ко сну.

26.07.2021, переход из лагеря Геологический в лагерь Портулан.

Торопиться некуда, сегодня спуск. День непонятный, пасмурный, туман. С 8^{45} до 9^{30} костер и завтрак (вермишелевый молочный суп с сухофруктами). С 10^{15} до 11^{00} сборы и выход к стрелке Мугувека и Бел. Иркута, к которой спустились к 13^{15} . Шли по водораздельной тропе через перевал. Спуск тяжёлый. На стрелке сняли данные с термохрона и в 14^{00} были на лагере Портулан. Группы геологов здесь ещё не было. Решили идти дальше на воссоединение всей экспедиции. В 15^{15} подошли к осыпи потока Активного, а там Сергей Николаевич с Юлей моют шлихи в русле Бел. Иркута. Вблизи устья руч. Ледяного в 16⁴⁵ переправились по мосту через Бел. Иркут и прибыли в лагерь группы геологов, который расположен выше по ручью Ледяному, на так называемой стоянке Рязановского. Артем уже приготовил ужин. Егор с Владом съели почти все запасы сухариков и конфет и ушли на тракт в кафе, хотят, как всегда, уехать раньше.

После ужина Александр и Сергей опять спустились вниз к устью р. Ледяного, в 20²⁵ сняли данные с термохрона и до 20⁴⁵ фото-графировали живую Белоиркутную осыпь.

Александр оставил свои вещи на Портулане и ему пришлось возвращаться, ставить там палатку и ночевать две ночи одному.

27.07.2021, вторник. Изучение каменного ледяного потока Активный.

С 7⁵⁵ до 8³⁰ переход Александра в лагерь к геологам, костёр, завтрак (рисовая каша и чай).

Выход на поток Активный в 9^{50} . По крутому склону, по бурелому к 10^{45} поднялись к телу потока. У правого его контакта внизу у

чёрного гребня (часть осыпной «морены») с 13³⁰ до 14²⁵ при помощи лазерной рулетки сделали профиль (рис. 17).



Рис. 17. Прокладка опорного профиля на мерзлотно-каменном горном потоке Активный, фото 5557 от 26.07.2021.

Fig 17. Laying of the support profile on the permafrost-rock mountain stream Active, photo 5557 dated 26.07.2021.

К ручью Ледяному спустились в 17⁵⁵. В лагере были в 18¹⁵. Поужинав, Александр в 20⁵⁰ снова пошёл ночевать на лагерь Портулан.

28.07.2021, среда. Переход команды геологов на лагерь Портулан. Дождь с обеда.

Завтрак (гречневая каша, чай, конфеты, печенье). С 9^{00} до 10^{10} сбор лагеря, сортировка вещей. С 10^{10} до 11^{45} переход в лагерь Портулан. До 13^{00} обустройство лагеря. Главное натянули тент над кострищем, так как в воздухе пахло грозой. Обед (кукурузная каша с растительным и топленым маслом, чай, сушки, печенье, конфеты, какао с сахаром).

29.07.2021, четверг, лагерь Портулан, камеральный день. Пасмурно временами дождь.

День грустный. С 9^{05} костёр, завтрак (геркулес, чай, печенье, конфеты), обед (кисель, печенье, сушки). 17^{20} костёр, ужин (каша гороховая с сухарями, цикорий), 21^{15} t° = +7.3 °C. Рассказы-воспоминания (байки) у костра. Второй ужин — ячневая каша, цикорий, сухари.

Выводы

Были сняты данные термохронов (8 мест) и показания минимального термометра Перетолчина, а также дополнительно были установлены новые термохроны почти на всех высотно-уровневых ступенях. Кроме этого, оценивалось состояние многолетних наледей и многолетних снежников (уровень заснеженности выше предыдущих лет). Детально был исследован ледник Радде. Отмечены уровни верхней и нижней его границ открытой части. Степень бронирования поверхностными осыпными моренами существенно увеличилась. Впервые установлены термохроны на верхней и нижней его отметках, т. е. расширена сеть температурного наблюдения с помощью самописцев iButtom (с учётом замены старых и установки дополнительных, всего 13 мест).

Минимальные температуры практически оставались на одном уровне. Данные спиртового минимального термометра Перетолчина показывали характерные абсолютные температуры. Но в 2021 году минимальная температура по термохрону получилась на уровне средних минимальных на уровне нижней границы ледника Перетолчина (табл.).

Таблица

Минимальные температуры 2012–2021 гг.

Minimum temperatures 2012–2021

Table

2012	0010	0014	0.015	2016	2017	2010	2010	2020	0001		TT
2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	Icp	Дисп.
-38.4	-33.2	-34.1	-35.5	-31.7	-30.8	-38.5	-35	-33.3	-35.5	-34.48	5.4
-37.4	-30	-33.5	-28.5	-31.6	-30.2	-37.2	-37.3	-32.0	-36.2	-31.95	16.47

Верхняя строка — год, ниже — температура по термометру Перетолчина, ещё ниже — минимальная температура по термохрону. Тср — средняя минимальная температура за указанный период, Дисп. — дисперсия температур.

Результаты экспедиции

1. Отрядом геологов было совершено 11 маршрутов (65 пог. км). Всеми участниками экспедиции было отснято 1394 (31.37 Гб) научных фотокадров: из них А. Китовым 886 кадров формата .jpg с разрешением 1920х1080 (1.56 Гб), 343 научных, остальные бытовые и жанровые, 12 видео .МР4 с разрешением 1440x1080; С. Коваленко 242 формата .RAW с разрешением снимка 9568х6376 (27.3 Гб), из них 211 научных, 31 бытовых; из научных снимков изготовлено 18 панорам и 4 стекинг-фокусных снимков; Ю. Акуловой 266 снимка с разрешением 4000х3000 (2.49 Гб), 246 научных (1.16 Гб) и 19 бытовых и жанровых, 25 фрагментов видео, в основном, научного содержания с разрешением 1920х1080 (1.33 Гб).

2. Традиционно проводился мониторинг погоды. С 21 июля по 1 августа было взято вручную 71 метеосрок с параллельным мониторингом погоды автоматической миниметеостанцией Geos N11 (88 метеосроков). Непосредственными наблюдениями фиксировались следующие параметры погоды: температура воздуха на высоте 1.5 м, температура на поверхности почвы, атмосферное и барометрическое (приведенное на уровень моря) давление, характер и количество жидких осадков, характер облачности и ветра, комфорт. Автоматическая миниметеостанция в те же сроки записывала на высоте 1.5 м следующие параметры: скорость ветра (км/ч), средняя скорость ветра (км/ч), температура воздуха на сенсоре (°С), относительная влажность на сенсоре (% rH), уровень полета, атмосферное давление на датчике (гПа), барометрическое давление (приведенное на уровень моря) (гПа), абсолютная высота (м), относительная высота (м), плотность высоты (м), варио (м/с), температура ветра (°С), точка росы (°С), компас (°), магнитное поле Земли (мкТл), напряжение батареи прибора (в).

3. В результате обильного выпадения дождя 1 и 2 августа (к 8⁰⁰ второго августа по данным метеостанции в пос. Монды выпало 29 мм, а к 17–20 часам еще 7 мм; по данным же метеостанции в пос. Орлик за это же время выпало 33 мм осадков) изменился рельеф пойм рек, частично размыло остров Фестивальный (рис. 18).



Рис. 18. Паводком 2 августа 2021 г. на острове Фестивальном смыло вагончик пограничников (Парфентьев, 2023).

Fig. 18. The flood on August 2, 2021 washed away the caravan of border guards on Festivalniy Island (Parfentiev, 2023).

В прошлом году примерно в это же время за два дня непогоды выпало 50 мм осадков, но такого паводка не было. Это объясняется, вероятно, тем, что в этом году перед непогодой в горах лежало еще много снега.

4. Выявлена последовательность формирования пролювиальных селевых отложений района, сформированных в течении нескольких паводков. Наиболее древние паводки (послеледниковые паводки) мы привязали к массовому таянию последних ледников оставшихся от Окинского ледника, которое произошло в термальный максимум. Последние массовые селевые паводки прошли в районе в середине прошлого столетия (1960–70-e годы). В настоящее время наблюдаются небольшие селевые потоки в районах массового таяния снега, наледей и горных каменных потоков, расположенных в эрозионной зоне вертикальной геокриологической зональности процессов формирования рельефа района. Все эти процессы продолжают формировать современные пролювиальные конусы выноса и сопровождать живые склоновые осыпи и ложбины массовых камнепадов (каньон Мугувека, живая осыпь Белоиркутная).

5. Для выявления типажа и выработки дополнительных вещественных критериев разделения древних и современных гляциальных, нивальных, пролювиальных (селевых) и аллювиально-наледных рыхлых отложений было пройдено 5 задирок-шурфов, из которых отобрано 17 проб общим весом 40 кг на гранулометрический и минеральнопетрографический анализы.

На основе этих летних и весенних (майских) исследований будет выяснено геологическое значение древних и современных гляциальных, нивальных, пролювиальных (селевых) и аллювиально-наледных рыхлых отложений для формирования вещественных (минеральных, породных и рудных образований) и формирования современного и древнего рельефа, которые будут обобщены и лягут в основу написания магистерской диссертации студенткой второго курса магистратуры геологического факультета Иркутского университета Ю.В. Акуловой.

6. Почти все наледи к моменту нашей экспедиции в этом году стаяли, кроме Бол. Белоиркутной и Бол. Мугувекской, Бол. Бу-говекская наледь в этом году не обследовалась.

7. Сняли показания минимального термометра Перетолчина (-35.5 °C за зиму 2020/2021 гг.).

8. В курумнике в районе лагеря Дом-2, где жили почти одомашненные нами пищухи, так ни одной пищухи и не поселилось.

Благодарности

Исследование выполнено за счёт средств государственного задания (№ госрегистрации темы: АААА-А21-121012190056-4); при поддержке РФФИ, гранта № 20-05-00253А «Трансформация геосистем Байкальской природной территории».

Литература

Двадцатая летняя экспедиция с 21 июля по 1 августа 2021 года // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: http://munku-sardyk.ru/summer2021 (дата обращения 14.12.2023).

Девятнадцатая весенняя экспедиция с 28 апреля по 5 мая 2021 года // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: http://munku-sardyk.ru/spring2021 (дата обращения 14.12.2023).

Китов А.Д. Экспедиция Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН и клуба Портулан в Восточные Саяны (горный массив Мунку-Сардык) в апреле-мае 2021 года / А.Д. Китов, С.Н. Коваленко, Е.Н. Иванов, И.А. Денисенко // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 2. С. 182–187. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.182.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2013. № 3-4 (8). С. 24–44. Электрон. версия печат. публ. Режим доступа: http://www.twirpx.org/file/1691928/ (22 декабря 2023).

Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 2. С. 128–138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128.

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 3. С. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120.

Коваленко С.Н. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2019 году / С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, П.В. Шушарин // Геология и окружающая среда среда : электрон. науч. журн. 2022. Т. 2, № 4. С. 176–195. <u>DOI</u> <u>10.26516/2541-9641.2022.4.176</u>.

Коваленко С.Н. Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2020 году / С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Е.Н. Иванов // Геология и окружающая среда : электрон. науч. журн. 2023. Т. 3, № 2. С. 165–177. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.165.

Парфентьев Е. Фото 5490kb.ipg [Электронный ресурс] // Fngara.net : сайт : URL: <u>https://angara.net/forum/t125574</u> (дата обращения 14.12.2023).

References

Twentieth summer expedition from 21 July to 1 August 2021 // Munku-Sardyk.ru : website : URL : http://munku-sardyk.ru/summer2021 (accessed 14.12.2023).

Nineteenth spring expedition from 28 April to 5 May 2021 // Munku-Sardyk.ru : website : URL : http://munku-sardyk.ru/spring2021 (date of address 14.12.2023).

Kitov A.D. Expedition of the Institute of Geography named after V.B. Sochava, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. V.B. Sochava SB RAS and Club Portulan to the Eastern Sayan Mountains (Munku-Sardyk mountain massif) in April-May 2021 / A.D. Kitov, S.N. Kovalenko, E.N. Ivanov, I.A. Denisenko // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022. T. 2, № 2. C. 182-187. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.182.

Kovalenko S.N., Munkoeva E.V. Types of mountain relief and the origin of glaciers in the area of Mount Munku-Sardyk // Bulletin of the Department of Geography, Vost.-Sib. State Academy of Education. 2013. № 3-4 (8). C. 24-44. Electronic version of printed publ. access mode: http://www.twirpx.org/file/1691928/ (22 December 2023).

Kovalenko S.N., Akulova Yu.V. Cryogenic lithocurrents of the Munku-Sardyk mountain massif

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН, // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022. T. 2, № 2. C. 128-138. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.128.

Kovalenko S.N., Gergenov I.I. To the question about the sources of loose material, causes and places of origin of catastrophic mudflows in the area of Munku-Sardyk mountain massif // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2022. T. 2, N_{2} 3. C. 120-132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120.

Kovalenko S.N. Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2019 / S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, P.V. Shusharin // Geology and Environment : an electronic scientific journal. 2022. T. 2, N_{P} 4. C. 176-195. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.176.

Kovalenko S.N. Expeditions of the Portulan Club to the Munku-Sardyk area in 2020 / S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, E.N. Ivanov // Geology and Environment : electronic scientific journal. 2023. T. 3, № 2. C. 165-177. DOI 10.26516/2541-9641.2023.2.165.

Parfentyev E. Photo 5490kb.ipg [Electronic resource] // Fngara.net : website : URL: https://angara.net/forum/t125574 (date of address 14.12.2023).

старший научный сотрудник, тел.: (3952) 42–74–72, email: kitov@irigs.irk.ru.

Kitov Aleksandr Danilovich, Candidate of Technical Sciences, 664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya st., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Senior Research Fellow, tel.: (3952) 42–74–72,

email: kitov@irigs.irk.ru.

Акулова Юлия Васильевна,

магистрант 2 курса геологического факультета ИГУ,

email: akulovauylia6184@gmail.com.

Akulova Yuliya Vasilievna,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, 2nd year undergraduate student, email: akulovauylia6184@gmail.com.

Правила для авторов

В журнале «Геология и окружающая среда» публикуются материалы научнообразовательного 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 igpug@mail.ru. Работа должна быть полностью подготовлена для печати. Редакция оставляет за собой право вносить правки по согласованию с авторами. Приемка работ в рукописном или бумажном виде, требующем технического оформления, возможна за дополнительную плату с заключением договора.

Максимальный объем научной статьи — 1.5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК, далее на русском и английском языках приводятся: название статьи; инициалы и фамилия авторов, название учреждения; аннотация и ключевые слова. Аннотация должна содержать не более 15 строк, количество ключевых слов — не более 8.

Шрифт основного текста — Times New Roman, размер 14, межстрочный интервал 1, поля по 2.5 см. Представлять работы необходимо в формате текстового редактора Word или RTF. Более подробная информация об авторах дается в конце статьи (см. примеры в последнем выпуске).

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

Не допускается использовать при наборе:

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

Вставленные в работу рисунки должны дублироваться отдельными файлами в графических форматах: .jpg, .cpt 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. Рисунки должны иметь все необходимые обозначения и подписи.

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

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

При представлении материалов по конкретным объектам, статья должна содержать обзорную карту или схему, на которой показан район исследований. На картах необходимо указы-
вать 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.

Перед тем, как вставить в статью диаграммы Exel 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 знака точки. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских символов в одной статье. Все греческие и специальные символы печатаются через опции «Вставка» и «Символ».

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

В конце рукописи необходим список использованной 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 помещаеются в конце списка под названием «Перевод на английский язык».

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; Hatton, 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.

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

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

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

Почтовый адрес редакции: 664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Геологический факультет Иркутского государственного университета.

Электронный адрес редакции: kaf-dinamgeol@mail.ru.

Редколлегия журнала