

2 (4) 2022



ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геология и окружающая среда	Том 2 № 4 2022	Geology and Environment
Преемник Вестника кафедры географии Восточно-Сибирской государственной академии образования Год основания 2010 г.		
Научный электронный журнал		Выходит четыре раза в год

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

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

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

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

Адрес редакции:

664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 3.

Тел.: (3952)243278.

Email: kaf-dinamgeol@mail.ru

Сайт: <http://geoenvir.ru>

Сетевое издание «Геология и окружающая среда»

Учредитель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет»

Гл. редактор: С.П. Примина

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

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

ISSN: 2541-9641

12+

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

С о д е р ж а н и е

От редколлегии журнала	5
МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ.....	7
<u>А.М. Ильясова, С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, С.А. Борняков, С.В. Снопков, И.С. Чувашова, Ц.А. Тубанов, Е.И. Герман, С.В. Бартанова</u> Тестирование эффекта Чердынцева–Чалова с использованием сейсмовибратора ЦВО-100 и мониторинг подобных U-гидроизотопных откликов на подготовку землетрясений на Култукском полигоне, Южный Байкал.....	7
<u>С.В. Рассказов, А.М. Ильясова, С.А. Борняков, С.В. Снопков, И.С. Чувашова, Е.П. Чебыкин</u> Гидрогеохимические отклики подземных вод ст. 184 в 2020–2021 гг. на сейсмогенные деформации Байкало-Хубсугульской активизации	26
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ.....	53
<u>Р.В. Олиферовский, Е.А. Седунова, И.Б. Шаметова, А.В. Башкирцев, Д.А. Данилин, А.Р. Монгуш, С.Н. Коваленко, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, Е.В. Саранина, С.В. Рассказов</u> Источник трахидаци-риолитовых галек среднеюрских конгломератов на северо-западном берегу Байкала: сопоставление галек с породами магматических комплексов верхнего палеозоя и мезозоя Забайкалья	53
ВУЛКАНИЗМ.....	80
<u>И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина</u> Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Тарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из ОИВ-подобного источника 50–9 тыс. лет назад... 80	80
ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА	104
<u>С.А. Борняков, А.А. Каримова</u> Экспериментальное исследование связи деформаций осадочного чехла Сибирской платформы в районе Ковыктинского месторождения газоконденсатов с тектоническими процессами на её юго-восточной окраине	104
МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ	114
<u>С.В. Снопков, М.Д. Степанова, С.А. Сасим</u> Опыт изучения химического состава неолитической керамики Тункинской долины.....	114
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	122
<u>С.Н. Коваленко, И.И. Гергенов</u> Высокогорные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык	122
ОБЗОРЫ	141
<u>А.М. Рогачев, В.Г. Скопинцев, Т.Н. Рогачева, М.А. Рогачев</u> История изученности золотоносности бурятской части Алтае-Саянской металлогенической провинции. 141	141
ЛИТЕРАТУРНЫЕ ОБЗОРЫ	161
<u>С.В. Рассказов, И.С. Чувашова</u> Аналитические обзоры основных проблем геологии 2003–2007 гг. Виктора Ефимовича Хаина и их значение для понимания современных достижений в геологических изысканиях.....	161
ЭКСПЕДИЦИИ	176
<u>С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, П.В. Шушарин</u> Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2019 году.....	176
Правила для авторов	196

© ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет»

© Геология и окружающая среда, 2022, Т. 2, № 4

C O N T E N T S

From the Editorial Board.....	5
ENVIRONMENTAL MONITORING	7
<u>A.M. Ilyasova, S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, S.A. Bornyakov, S.V. Snopkov, I.S. Chuvashova, Ts.A. Tubanov, E.I. German, S.V. Bartanova</u> Testing the Cherdyntsev–Chalov effect using a seismic vibrator ЦБО-100 and monitoring of similar U-hydroisotopic responses to earthquake preparation in the Kultuk test site, Southern Baikal.....	7
<u>S.V. Rasskazov, A.M. Ilyasova, S.A. Bornyakov, S.V. Snopkov, I.S. Chuvashova, E.P. Chebykin</u> Hydrogeochemical responses of groundwater from station 184 in 2020–2021 on seismogenic deformations of the Baikal-Khubsugul reactivation	26
REGIONAL GEOLOGY	53
<u>R.V. Oliferovsky, E.A. Sedunova, I.B. Shametova, A.V. Bashkirtsev, D.A. Danilin, A.R. Mongush, S.N. Kovalenko, T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova, E.V. Saranina, S.V. Rasskazov</u> Source of trachydacite-rhyolite pebbles of Middle Jurassic conglomerates on the northwestern shore of Lake Baikal: comparison of the pebbles with rocks of Upper Paleozoic and Mesozoic igneous complexes from Transbaikalia.....	53
VOLCANISM	80
<u>I.S. Chuvashova, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina</u> Tracing of a Potential Seismic Structure in the Taryat Basin of Central Mongolia by Volcanic Eruptions from an OIB-like Source at 50–9 Ka	80
GEOLOGY OF OIL AND GAS	104
<u>S.A. Bornyakov, A.A. Karimova</u> Experimental study of relationship between deformations of a sedimentary cover in the Siberian platform in the area of the Kovykta gas condensate field and tectonic processes on its southeastern edge	104
MINERALOGY AND PETROLOGY	114
<u>S.V. Snopkov, M.D. Stepanova, S.A. Sasim</u> The experience of studying chemical compositions of Neolithic ceramics in the Tunka Valley	114
GEOMORPHOLOGY	122
<u>S.N. Kovalenko, I.I. Gergenov</u> High-altitude landforms of the Munku-Sardyk mountain range	122
REVIEWS	141
<u>A.M. Rogachev, V.G. Skopintsev, T.N. Rogacheva, M.A. Rogachev</u> History of study of gold potential in the East Sayan ore province of Buryatia.....	141
LITERATURE REVIEWS	161
<u>S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova</u> Analytical reviews of the main geological problems in 2003–2007 by Viktor Efimovich Khain and their significance for understanding modern achievements in geological surveys	161
EXPEDITION	176
<u>S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, P.V. Shusharin</u> Expediciand club Portulan in the area of Muncu-Sardyk in 2019	176
Information for Authors	196

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. Пробыться с самостоятельной публикацией в журнал студенту не реально. Необходимо инициировать и поддерживать взаимодействие между преподавателями и студентами для выявления среди них способных к науке, для развития и закрепления понятий и подходов в организации и проведении научных исследований. Не секрет, что наука в России постарела. На научных конференциях часто присутствуют только пожилые научные работники и преподаватели. Система образования, развитая в западных университетах, позволяет организовывать форумы, в которых участвуют преимущественно аспиранты и студенты бакалаврской, магистерской подготовки. Генеральная ассамблея Европейского союза геологических наук (EGU) ежегодно собирает в Вене около 10-11 тыс. докладов, большинство из которых произносится молодыми людьми, начинающими свой путь в науке.

Издание журнала Геология и окружающая среда — эффективная форма создания условия для повышения качества подготовки специалистов высшей школы. Основное требование для опубликования научной статьи в журнале — авторство или соавторство студента, аспиранта или молодого научного сотрудника. В журнале публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, практические результаты и методические разработки молодых геологов и географов — научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Наряду с исследовательскими статьями, вводится раздел «События».

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

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

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

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

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
Мониторинг окружающей среды
Физическая и экономическая география
Мониторинг природных процессов
Безопасность жизнедеятельности
Ученые-первопроходцы
Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика
Обзоры

ТЕМАТИКА СОБЫТИЙ

Рецензии
Экспедиции
Полевые практики
Конференции

Мониторинг окружающей среды

УДК 550.844+546.791.027+632.126
<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.7>

Тестирование эффекта Чердынцева–Чалова с использованием сейсмовибратора ЦВО-100 и мониторинг подобных U-гидроизотопных откликов на подготовку землетрясений на Култукском полигоне, Южный Байкал

А.М. Ильясова¹, С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}, С.А. Борняков¹,
 С.В. Снопков², И.С. Чувашова^{1,2}, Ц.А. Тубанов⁴, Е.И. Герман⁴, С.В. Бартанова⁴

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

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

⁴Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Аннотация. Приводятся результаты эксперимента на Бабушкинском полигоне и мониторинговых наблюдений вариаций отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах из палеосейсмогенной дислокации в зоне Главного Саянского разлома. Отмечается сходство эффектов, полученных в эксперименте и на мониторинговой станции в 2014 г., но отсутствие подобных эффектов при подготовке и реализации сильного Быстринского землетрясения 2020 г. Делается вывод о том, что для успешного прогноза сильного землетрясения мониторинговое наблюдение единичной станции недостаточно. Необходима поддержка гидрогеохимического мониторинга нескольких станций, расположенных на полигоне в разных структурных условиях и несущих разнородную информацию о меняющихся во времени сейсмогенных деформациях.

Ключевые слова: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, подземные воды, мониторинг, прогноз землетрясений, Байкал.

Testing the Cherdyntsev–Chalov effect using a seismic vibrator ЦВО-100 and monitoring of similar U-hydroisotopic responses to earthquake preparation in the Kultuk test site, Southern Baikal

A.M. Ilyasova¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, E.P. Chebykin^{1,3}, S.A. Borneyakov¹,
 S.V. Snopkov², I.S. Chuvashova^{1,2}, Ts.A. Tubanov⁴, E.I. German⁴, S.V. Bartanova⁴

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Abstract. The results of an seismic variation experiment at the Babushkin test site and monitoring observations of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwater from a paleoseismogenic dislocation in a zone of the Main Sayan Fault are presented. Found is a similarity between effects obtained in the experiment and data at the monitoring station in 2014, but no similar effects during preparation and realization of the strong Bystraya earthquake in 2020. It is inferred that the monitoring observation of a single station is not enough for a successful prediction of a strong earthquake. It is necessary to

support hydrogeochemical monitoring of several stations located on the test site in different structural conditions and provided different information on seismogenic deformations that change over time.

Keywords: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, groundwater, monitoring, earthquake prediction, Baikal.

Введение

В.В. Чердынцевым и П.И. Чаловым был обнаружен процесс обогащения природных вод изотопом ^{234}U при переходе в них урана из твердых пород. В сейсмоактивных зонах основной причиной такого процесса служит развитие дислокаций в урансодержащих минералах, которое, как предполагается, приводит к возрастанию отношений активностей урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8)¹ в подземных водах (Чердынцев, 1969, 1973; Чалов, 1975). Со времени открытия эффекта предлагались его различные объяснения (Киселев, Зыков, 2013). В одной из последних гипотез допускается инициирование ускорения радиоактивного распада ядер урана-238 при переходе из твердой фазы в жидкую в процессах трещинообразования. Согласно этой гипотезе, основное значение имеют разрывы сплошности твердофазной среды, которые приводят к повышению значений механических растягивающих напряжений и возникновению высоких локальных электрических полей, что обуславливает инжекцию высокоэнергетических (по химическим масштабам) электронов в водную фазу образующихся трещин. В этих условиях могут реализоваться процессы е–е–каталитического распада ядра урана-238 при образовании метастабильного ядра протоактиний-238 с локально нарушенной нуклонной структурой, которое претерпевает последующий β^- -распад с образованием ядер тория-234 и гелия-4 как продуктов распада исходного ядра урана-238 при характерном периоде в несколько лет (Тимашев, 2018). В мониторинге гидроизотопных откликов на сейсмические события, кроме ОА4/8, информативны активность ^{234}U (А4) и концентрация U. В мониторинге станций Култукского полигона эффект Чердынцева–Чалова рассматривается как следствие механического состояния микротрещин: открытия, способствующего циркуляции подземных вод с возрастанием ОА4/8 и А4, и закрытия, предотвращающего циркуляцию со снижением обоих параметров (Чебыкин и др., 2022; Ras-skazov et al., 2020, 2022).

Изучение землетрясений в Байкальской сейсмической зоне имеет длительную историю (Solonenko et al., 1985; Шерман, 2014). К настоящему времени накоплен опыт теоретического анализа землетрясений (Ружич, 1997; Sherman, 2009, 2013; Тимофеев и др., 2013; Семенов и др., 2018], в том числе с проведением деформационного мониторинга в активных разломах (Vorniyakov et al., 2015, 2017). Во время сильного Култукского землетрясения на Южном Байкале ($M_w=6.3$) в 2008 г. (Мельникова и др., 2012) эпицентр находился в 40 км к востоку-юго-востоку от пос. Култук, расположенного на западной оконечности озера. Судя по пространственной последовательности проявления афтершоков этого землетрясения, сейсмогенное вспарывание разрывов было направлено от его эпицентра к этому поселку, поэтому район пос. Култук был обозначен как место потенциального очага будущего сильного землетрясения. Предполагалось, что будет вскрыта зона Главного Саянского разлома (Добрынина, Саньков, 2008). Этот прогноз был воспринят как надвигающаяся угроза катастрофического события для областного центра Иркутск с населением почти 624 тыс. человек. Для регистрации его приближения был организован гидрогеохимический мониторинг в подземных водах Култукского сейсмопрогностического полигона, на котором основное значение имела регистрация эффекта Чердынцева–Чалова (Рассказов и др., 2015; Чебыкин и др., 2015). При начальных наблюдениях на Култукском полигоне в 2012–2013 гг. был определен колебательный характер временных вариаций ОА4/8 и концентрации U с менявшимися во времени длительностями и амплитудами колебаний и выявлена синхронизация циклов ОА4/8 на станциях, сопровождавшаяся слабыми сейсмическими событиями ($K=9-10$) непосредственно в районе полигона 24.04.2013 и 07.06.2013. Был сделан вывод о том, что в 2013 г. кора Култукского полигона испытывала деформации по сценарию активизации западного окончания Обручевского разлома за счет триггерного эффекта, наведенного из его центральной части. Дальнейшие наблюдения привели

¹ Циклическое равновесие ОА4/8 соответствует атомному отношению 5.47×10^{-5} .

к обоснованию полного сейсмогеодинамического цикла сжатия и растяжения в центральной части Байкальской рифтовой системы с кульминациями, соответственно, в 2015 и 2020–2021 гг. (Чебыкин и др., 2022; Ras-skazov et al., 2022).

Пониманию причин эффекта Чердынцева–Чалова способствуют экспериментальные наблюдения изотопного фракционирования урана. Такой процесс определялся при частичном замораживании замкнутого объема воды (Яковлев и др., 2016). Условия фракционирования изотопов урана, воспроизведенные в этом эксперименте, однако, не имеют отношения к возрастанию ОА4/8 в результате сейсмического процесса. Поскольку допускается существование различных причин обогащения воды относительно твердой фазы (Киселев, Зыков, 2013; Рассказов и др., 2020), необходима постановка эксперимента, который соответствовал бы первичному определению этого эффекта как процесса обогащения природных вод изотопом ^{234}U при переходе в них урана из вмещающих пород в сейсмоактивной зоне.

Для обоснования метода регистрации U-гидроизотопных откликов на землетрясения в октябре 2016 г. были выполнены эксперименты с применением вибросейсмической установки ЦВО-100 Бабушкинского полигона, расположенного рядом с поселком Сухой Ручей (СР) в Кабанском районе Республики Бурятия (Kovalevsky et al., 2022). Предварительные результаты регистрации гидроизотопных откликов в эксперименте с сейсмовибратором докладывались на конференции (Рассказов и др., 2018). В настоящей работе приводятся результаты наблюдений в эксперименте и сопоставление полученных результатов с природными вариациями концентрации U, ОА4/8 и А4 в родниковой воде станции 14к Култукского полигона, расположенного на побережье западного окончания Байкала (рис. 1). Параметры урана этой станции близки к параметрам воды станции СР. Выход родника находится в зоне Главного Саянского разлома (ГСР), на палеосейсмической дислокации (Рассказов и др., 2015).



Рис. 1. Схема местоположения Бабушкинского полигона с сейсмовибрационной установкой и пункт мониторинговых наблюдений 14к Култукского сейсмопрогностического полигона. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений, зарегистрированных в 2013–2014 гг. Байкальским филиалом Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (Карта..., 2022, <http://www.seis-bykl.ru>) в западной части Южно-Байкальской впадины.

Fig. 1. Scheme of the location of the Babushka polygon with a seismic vibration unit and monitoring observation point 14k of the Kultuk seismic prognostic polygon. Stars mark earthquake epicenters recorded in 2013–2014 by the Baikal Branch of the Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences” (Карта..., 2022, <http://www.seis-bykl.ru>) in the western part of South Baikal Basin.

Методика аналитических исследований природной воды

В воде родника проводилось опробование в среднем с частотой от 2 до 4 недель. В отдельные периоды частота опробования составляла 3–4 дня. Мониторинг изотопных отношений урана проводился с сентября 2012 г.

и продолжается до сих пор. В этот период вблизи полигона были зарегистрированы сейсмические толчки 9 и 10 энергетического класса. Для аналитических исследований пробы объемом 0.5 л отбирали в бутылки из полиэтилентерефталата (ПЭТ) из-под глубинной байкальской воды. Фабрично запечатанную бутылку с байкальской водой

вскрывали непосредственно перед отбором пробы, опорожняли и тщательно ополаскивали отбираемой пробой. Использовали также чистые фабричные бутылки. Отобранные пробы сразу пропускали через мембранные фильтры (0.45 мкм), фиксировали азотной кислотой (ОСЧ), дважды перегнанной с помощью системы суббойлинговой перегонки Savillex DST-1000. Пробы хранили в холодильнике (до 3 месяцев).

Определение концентрации U, ОА4/8 и А4 проводили методом ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се. Изотопный состав урана в природных водах определяли по разработанной методике. Для измерений выделяли 20 мкг урана на ионообменной смоле TRU (Eichrom). Образцы воды фильтровали (0.45 мкм), подкисляли азотной кислотой (3 %) и загружали в ионообменные полипропиленовые колонки, содержащие 0.5 мл смолы TRU. Уран элюировали 1.5 мл 0.1 М оксалата аммония $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$. Элюаты разбавляли в 2 раза 3 %-ной HNO_3 и анализировали методом ИСП-МС согласно подходам (Чебыкин и др., 2007, 2015). Типичная относительная ошибка определения изотопного

отношения $\sim 1\%$, концентрации урана – около 5 %. Для контроля качества измерений применяли стандартный образец изотопного состава природного урана ГСО 7521-99 (Уральский электрохимический комбинат, г. Новоуральск). Предварительно в пробах определялся спектр 72 химических элементов.

Условия и результаты эксперимента с сейсмовибратором

Для регистрации эффекта Чердынцева–Чалова в экспериментальных условиях проводили отбор воды из скважины глубиной 35 м, расположенной на территории стационара ГИН СО РАН «Сухой Ручей» (станция СР), на расстоянии 73 м от центра низкочастотного виброисточника ЦВО-100 (вибратора) (рис. 2). Эксперимент проводили с отбором проб в течение 19 часов 35 минут (с 16.00 10.10.2016 до 11.35 11.10.2016). Порядок опробования приведен в табл. 1. Отобрали восемь проб воды. Экспериментальные данные измерений концентраций и изотопных отношений урана приведены в табл. 2.



Рис. 2. Местоположение скважины и виброисточника на стационаре ГИН СО РАН «Сухой Ручей».

Fig. 2. Location of the well and vibration source in the station of the GIN SB RAS "Sukhoi Ruchey".

Т а б л и ц а 1

Последовательность отбора проб воды на станции СР

Дата	Время	Операция	Проба
10.10.16	16:00	Отбор пробы	СР-1/16
10.10.16	20:00	Запуск ЦВО-100	
10.10.16	20:50	Отбор пробы	СР-2/16
10.10.16	20:55	Отключение ЦВО-100	
10.10.16	22:05	Отбор пробы	СР-3/16
10.10.16	22:10	Запуск ЦВО-100	
10.10.16	22:55	Отбор пробы	СР-4/16
10.10.16	23:05	Отключение ЦВО-100	
11.10.16	02:40	Отбор пробы	СР-5/16
11.10.16	08:15	Отбор пробы	СР-6/16
11.10.16	09:45	Запуск ЦВО-100	
11.10.16	10:10	Отбор пробы	СР-7/16
11.10.16	10:15	Отключение ЦВО-100	
11.10.16	11:35	Отбор пробы	СР-8/16

Т а б л и ц а 2

Результаты измерений U и ОА4/8 в водных пробах станции СР

Проба	U, мкг/дм ³	ОА4/8	RSD, %
СР-1/16	0.33	1.03	1.3
СР-2/16	0.31	1.03	1.3
СР-3/16	0.31	1.06	1.3
СР-4/16	0.30	1.06	1.2
СР-5/16	0.31	1.08	1.2
СР-6/16	0.37	1.05	1.4
СР-7/16	0.29	1.03	1.3
СР-8/16	0.31	1.07	1.3

Вариации концентрации U и ОА4/8

Первая отобранная проба СР-1/16 характеризует исходный состав воды скважины: $U = 0.33$ мкг/дм³, $ОА4/8 = 1.03$. Через четыре часа был запущен ЦВО-100 и после пятидесяти минут вибросейсмических колебаний отобрана следующая проба СР-2/16. Концентрация U в пробе снизилась до 0.31 мкг/дм³

при ОА4/8, идентичном исходному (1.03). Сейсмодвижитель отключался. Через 70 минут после его отключения отобрали пробу СР-3/16, в которой наблюдалось увеличение изотопного параметра ОА4/8 до значения 1.06 при неизменной концентрации U (0.31 мкг/дм³). Возрастание ОА4/8 свидетельствовало о начале проявления эффекта Чердынцева–Чалова (рис. 3а).

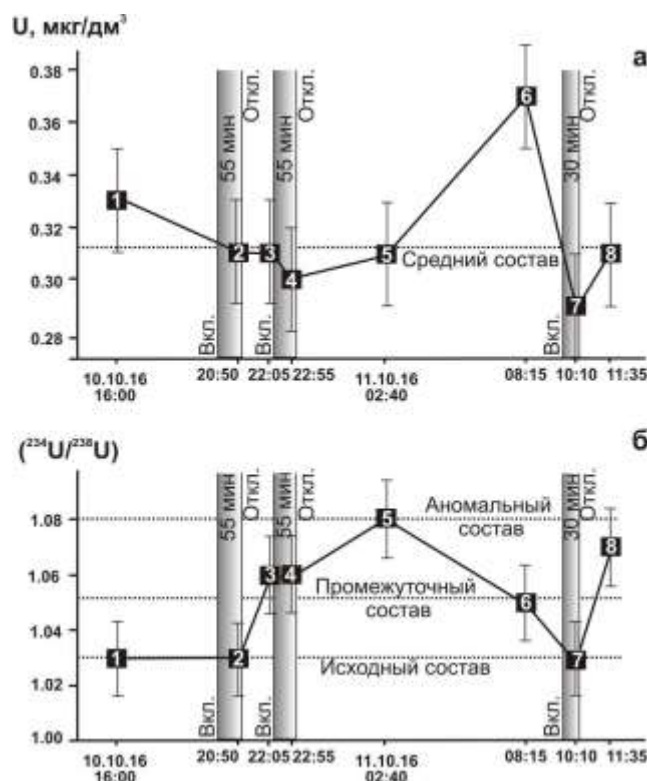


Рис. 3. Вариации концентрации урана (а) и ОА4/8 (б) в подземных водах станции СР в зависимости от работы сейсмовибратора ЦВО-100. Интервалы времени работы показаны в закрашенных прямоугольниках. На оси абсцисс нанесено время отбора проб. Показаны отношения активностей изотопов урана. Погрешности измерений указаны отрезками. Для упрощения рисунка обозначения проб СР-1/16 и др. сокращены до обозначения 1 и др.

Fig. 3. Variations in the uranium concentrations (a) and AR4/8 (activity ratio 4/8) in the groundwater of the SR station depending on the operation of the seismic vibrator TsVO-100. Operating time intervals are shown in filled boxes. Time of sampling is indicated on the abscissa-axis. Ratios of activities of uranium isotopes are shown. Measurement errors are indicated by segments. To simplify the figure, designations of samples SR-1/16 and others are reduced to those 1 and others.

Второе включение сейсмовибратора на 55 минут завершилось отбором пробы СР-4/16. Ее состав был практически идентичен составу третьей пробы ($U = 0.30 \text{ мкг/дм}^3$, $ОА4/8 = 1.06$). Через 3.5 часа после отключения сейсмовибратора была отобрана проба СР-5/16. В ней при низкой (близкой к средней) концентрации урана ($U = 0.31 \text{ мкг/дм}^3$) регистрировалось аномальное возрастание изотопного параметра $ОА4/8$ до 1.08. В следующей пробе СР-5/16, отобранной через 5 часов 35 минут после пробы СР-4/16, произошло относительное снижение изотопного параметра $ОА4/8$ (до 1.05) при возросшей концентрации U (до 0.37 мкг/дм^3).

Третий этап работы сейсмовибратора через 25 минут после включения сопровождался отбором пробы СР-7/16. В ней

продолжилось снижение $ОА4/8$ до исходного значения воды скважины (1.03) при резком выходе концентрации урана на минимум (0.29 мкг/дм^3). Далее, после полуторачасового периода тишины, была отобрана заключительная проба СР-8/16, в которой вновь отчетливо проявился эффект Чердынцева–Чалова в относительном возрастании изотопного отношения $ОА4/8$ (до 1.07) при низкой концентрации U , близкой к средней (0.31 мкг/дм^3). В переходе состава U от пробы СР-7/16 к пробе СР-8/16 повторилась смена состава урана, наблюдавшаяся после первого включения сейсмовибратора от пробы СР-2/16 к пробе СР-3/16.

Вариации активности ^{234}U (A4)

На графике, приведенном на рис. 4, в подземных водах из скважины в эксперименте с сейсмовибратором наблюдаются относительные вариации A4, подобные вариациям концентрации U. Исходный состав пробы СР-1/16 ($A4 = 0.34$ единицы активности) снижался в пробах СР-2/16–СР-4/16 при двукратном включении ЦВО-100 на 55 минут

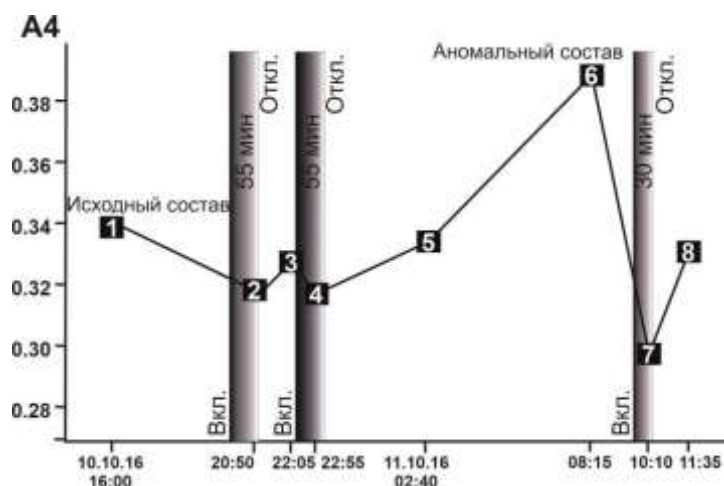


Рис. 4. Изменение активности ^{234}U в водных пробах (обозначенных номерами от 1 до 8) скважины «Сухого Ручья» в зависимости от работы ЦВО-100.

Fig. 4. Change in activity of ^{234}U in water samples (marked by numbers from 1 to 8) of the well "Sukhoi Ruchey" depending on the operation of TsVO-100.

Результаты мониторинга ст. 14к

Согласованность вариаций концентрации U с годичной сменой паводковых и меженных режимов, выявление сейсмогенного нарушения согласованности

Мониторинг воды в роднике Тигунчиха (ст. 14к) показывает чередование во времени согласованных и несогласованных вариаций концентрации U с годичной сменой паводковых и меженных режимов. В конце паводкового (весенне-летнего) интервала (приблизительно, 1 сентября) концентрация U находится на минимуме, а в середине–конце меженного (зимне-весеннего) интервала (приблизительно, в феврале–марте) выходит на максимум. В 2012 г. определена согласованная вариация концентрации U, продлившаяся до перехода от паводкового к меженному режиму осенью 2013 г. (октябрь–ноябрь). Во время меженного режима регулярность вариации концентрации U в связи с годичной сменой паводковых и меженных режимов была

с перерывом в 1 час 10 минут с последующим увеличением A4 в пробах СР-5/16 и СР-6/16 до 0.39 единиц активности (после отключения сейсмовибратора). К моменту отбора пробы СР-7/16 во время третьего включения сейсмовибратора активность ^{234}U снизилась до 0.30 единиц, а при его выключении вновь резко возросла в пробе СР-8/16.

нарушена и восстановилась только при переходе от меженного к паводковому режиму в 2016 г. (апрель–май). В дальнейшем согласование вариаций концентрации U с годичной сменой паводковых и меженных режимов продолжалось до перехода от паводкового к меженному режиму в 2018 г. (октябрь–ноябрь) (рис. 5).

Нарушение согласованности вариации концентрации U в родниковой воде с годичной сменой паводковых и меженных режимов в 2013–2016 гг. объясняется влиянием сейсмогенных деформаций, активизированных в зоне ГСР. Переход от согласованных к несогласованным вариациям концентрации U в 2013 г. соответствовал Муринской активизации Южно-Байкальской впадины, а переход от несогласованных к согласованным вариациям концентрации U в 2016 г. – завершению активности Голоустно-Котовской эпицентральной линии. На фоне согласованных вариаций концентрации U эпицентры землетрясений перераспределились из Голоустно-Котовской эпицентральной линии в Котовско-Муринскую (Rasskazov et al., 2021).

Такие временные соотношения откликов U в родниковой воде на сейсмогенные деформации в зоне ГСР с сейсмической активностью западной части Южно-Байкальской впадины воспринимаются как показатель главной роли деформаций в Южно-Байкальской впадине и вторичной (возможно, наведенной из этой впадины) – в ГСР.

Выделяются 3 эпизода нарушения сезонных вариационных траекторий концентрации U : 1) 2013–2014 гг., 2) 2014–2015 гг. и 3) 2015–2016 гг. В течение каждого эпизода наблюдается резкое снижение концентрации U и следующее за ним резкое возрастание концентрации U . С первым эпизодом связано слабое землетрясение 19.03.2014 в районе Култукского полигона. Между вторым и третьим эпизодами произошло более сильное ($K=12.4$) Голоустное землетрясение 05.09.2015. По сравнению с амплитудой вариаций концентрации U в воде первого эпизода, амплитуда вариаций концентрации U в воде второго эпизода увеличилась. Следовательно, в 2013–2014 гг. слабые сейсмогенные

деформации в ГСР и Южно-Байкальской впадине были синхронными, а в 2014–2016 гг. сейсмогенные деформации и отклики на них концентрации U усилились с проявлением асинхронности, в которой Голоустное землетрясение повышенной силы находилось в антифазе относительно деформационных откликов концентрации U в подземной воде из зоны ГСР. В первом эпизode сейсмогенные деформации Южно-Байкальской впадины предшествовали деформационным откликам U в воде ГСР. Роль триггера играли процессы Южно-Байкальской впадины. Второй деформационный эпизод инициировался в ГСР с более поздним развитием деформаций Южно-Байкальской впадины в виде Голоустно-Котовской линии эпицентров землетрясений, в ходе активности которой случилось Голоустное землетрясение повышенной силы. В этом случае, сейсмогенерирующие процессы были спровоцированы деформациями зоны ГСР и распространились от нее в Южно-Байкальскую впадину.

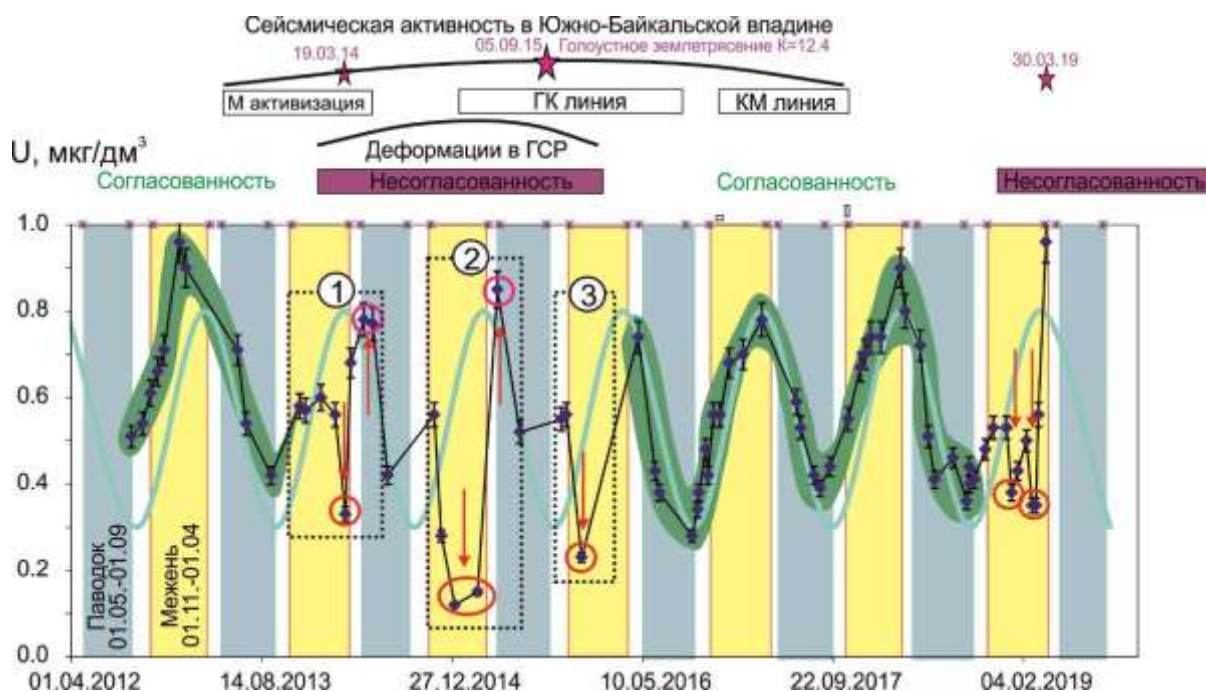


Рис. 5. Вариации концентрации U в воде ст. 14к, согласованные и несогласованные с годичной сменой паводковых и межениных режимов в 2012–2019 гг. М (Мурунская) активизация, ГК (Голоустно-Котовская) линия эпицентров землетрясений (13.01.2015–29.08.2016, стадия С) и КМ (Котовско-Мурунская) линия эпицентров землетрясений (14.12.2016–10.11.2017, начало стадии D) показаны по данным из работы (Rasskazov et al., 2020). Цифрами в кружках и пунктирными прямоугольниками обозначены 3 эпизода нарушения сезонных траекторий концентрации U . Красными и малиновыми эллипсами выделены, соответственно, последовательно сопряженные минимумы и максимумы концентрации U этих эпизодов.

Fig. 5. Variations in U concentration in water from station 14k, consistent and inconsistent with the annual change in flood and low-water regimes in 2012–2019. M (Murino) reactivation, ГК (Goloustnoe-Koty) line of earthquake epicenters (01.13.2015–29.08.2016, stage C) and KM (Koty-Murino) line of earthquake epicenters (14.12.2016–10.11.2017, beginning of stage D) are shown after (Rasskazov et al., 2020). Numbers in circles and dotted rectangles indicate 3 episodes of distorted seasonal trajectories of U concentration. Red and crimson ellipses indicate successively conjugated minima and maxima, respectively, of the concentration U in these episodes.

Результаты мониторинга концентрации U и ОА4/8 первого эпизода сейсмических деформаций

Для сопоставления с сейсмовибрационными экспериментальными данными проявления эффекта Чердынцева–Чалова

наибольший интерес представляют данные, полученные для воды ст. 14k в период наблюдений с 06.09.2012 до 29.11.2016 (табл. 3). В этот период определен интервал значений ОА4/8 от 1.09 до 1.24 при концентрации U = 0.12–0.96 мкг/дм³.

Т а б л и ц а 3

Результаты измерений концентрации U и ОА4/8 в водных пробах станции 14k в 2012–2016 гг.

Дата отбора	U, мкг/дм ³	ОА4/8 (RSD, %)	Дата отбора	U, мкг/дм ³	ОА4/8 (RSD, %)
06/09/12	0.51	1.11 (1.3)	10/11/14	0.57	1.13 (0.8)
06/10/12	0.54	1.13 (1.3)	29/11/14	0.28	1.13 (1.0)
26/10/12	0.61	1.12 (1.3)	03/01/15	0.12	1.14 (1.3)
14/11/12	0.66	1.13 (0.8)	04/03/15	0.16	1.15 (1.0)
01/12/12	0.71	1.10 (1.0)	25/04/15	0.89	1.15 (1.0)
10/01/13	0.96	1.12 (1.1)	23/06/15	0.52	1.12 (1.0)
27/01/13	0.90	1.14 (0.9)	10/10/15	0.53	1.12 (1.2)
12/06/13	0.71	1.12 (1.0)	23/10/15	0.60	1.16 (1.2)
04/07/13	0.54	1.14 (0.7)	02/12/15	0.25	1.15 (1.2)
08/09/13	0.42	1.14 (1.1)	29/04/16	0.80	1.13 (1.1)
22/11/13	0.58	1.14 (0.9)	12/06/16	0.43	1.14 (1.1)
07/12/13	0.57	1.14 (1.1)	23/06/16	0.38	1.12 (1.2)
17/01/14	0.60	1.13 (1.0)	17/09/16	0.28	1.14 (1.1)
23/02/14	0.56	1.09 (1.2)	01/10/16	0.34	1.14 (1.1)
22/03/14	0.33	1.24 (0.9)	05/10/16	0.38	1.14 (1.1)
05/04/14	0.68	1.12 (0.9)	23/10/16	0.48	1.12 (1.1)
09/05/14	0.82	1.12 (1.0)	29/10/16	0.42	1.12 (1.1)
02/06/14	0.78	1.14 (1.0)	12/11/16	0.56	1.09 (1.2)
11/07/14	0.43	1.12 (1.0)	29/11/16	0.56	1.12 (1.1)

На графике временных вариаций концентраций урана в воде станции 14k (рис. 6а) демонстрируется подход к анализу откликов ОА4/8 на сейсмические активизации в Южно-Байкальской впадине подземных вод мониторинговых станций 27, 8 и 9 (Rasskazov et al., 2020). Каждая сейсмическая активизация представлена фазами *а* (предшествующая землетрясению), *б* (проявление события на полигоне), *в* (следующая за землетрясением) и *г* (асейсмичная). В первую активизацию произошло последовательное возрастание концентраций урана и к началу II сейсмической активизации концентрация была на

максимуме – 0.96 мкг/дм³. Перерыв в наблюдениях не позволяет судить о характере распределения U во время II сейсмической активизации. Далее последовало снижение концентраций в асейсмичную фазу и резкое падение с переходом на повышение в фазу IIIб 22 марта 2014 г. Эта фаза соответствует событию на Култукском полигоне, которое произошло 19 марта 2014 г. В асейсмичную фазу IIIг колебания концентраций урана приобрели сезонный характер.

Изотопное отношение урана в воде станции 14k оставалось стабильно низким (1.11–1.14) в асейсмичные фазы первой и второй

активизации. А к началу третьей наметилось снижение с переходом к минимуму (1.09) 23 февраля 2014 г., за которым последовало возрастание изотопного параметра до значения 1.24 в фазу III б 22 марта 2014 г., то есть через 3 дня после землетрясения на Култукском полигоне. В дальнейшем, с 05 апреля 2014 г., значения изотопного параметра установились на прежнем уровне, характерном для

асейсмичной фазы, и в настоящее время варьируются в пределах исходного состава ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.09\text{--}1.12$). На станции отчетливо выражен сценарий подготовительной стадии со снижением ОА4/8 в фазу IIIа и деформационной стадии с максимумом в фазу IIIб, что указывает на проявление эффекта Чердынцева–Чалова.

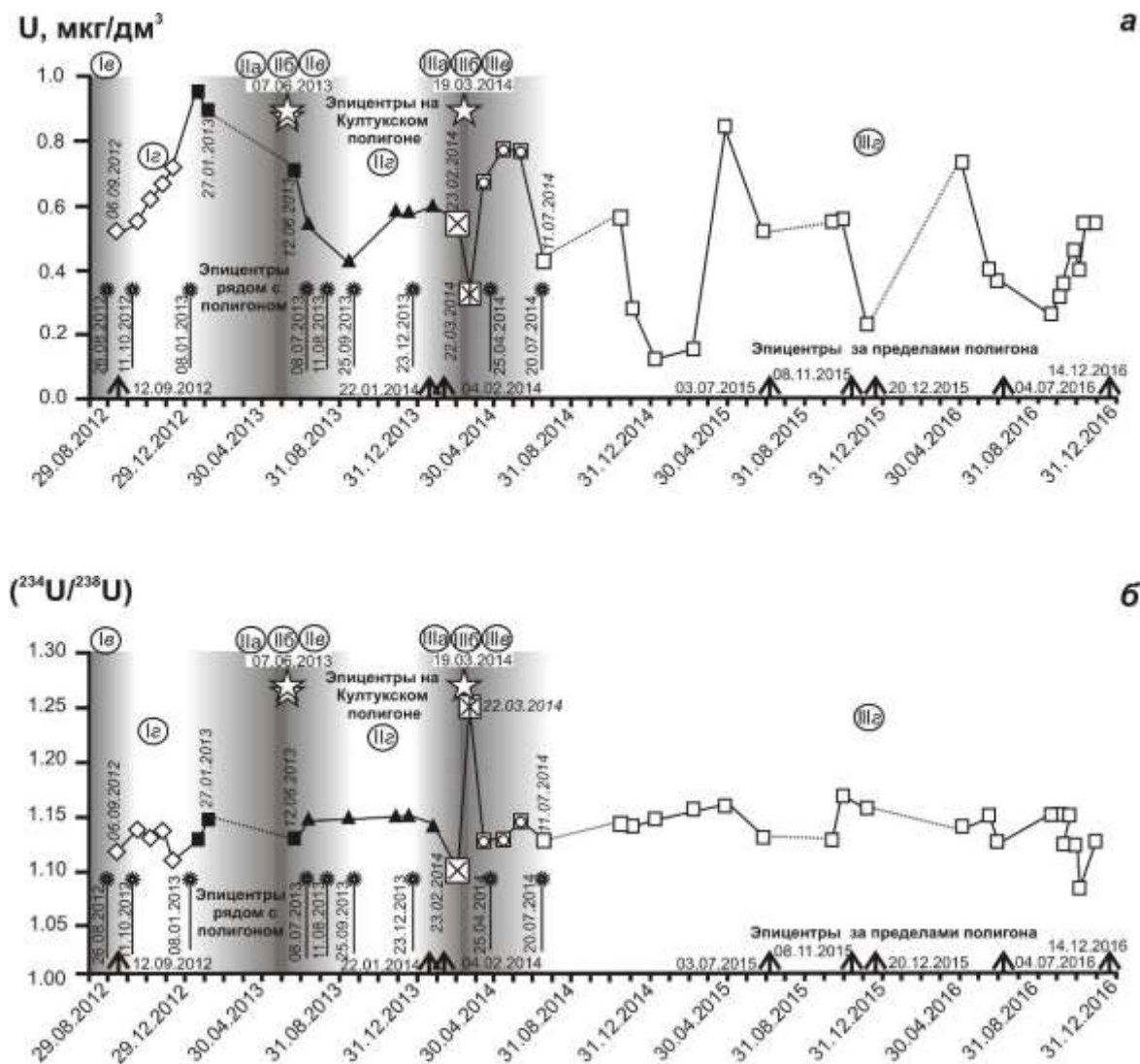


Рис. 6. Временные вариации концентраций урана (а) и ОА4/8 в воде ст. 14к (б), сопровождавшиеся сейсмическими событиями на Култукском полигоне и на сопредельных территориях.

Fig. 6. Temporal variations in U concentrations (a) and AR4/8 in water from station 14k (b), accompanied by seismic events at the Kultuk test site and adjacent areas.

Перед сильным Быстринским землетрясением ($K=14.5$), произошедшим вблизи Култукского полигона 21.09.2020 в зоне ГСР, наблюдались слабые отклонения концентрации U выше и ниже линии годичной смены паводковых и меженных режимов. Максимум концентрации U, обычно наблюдавшийся в середине или в конце меженного

периода, оказался смещенным в начало паводкового периода. Во время Быстринского землетрясения концентрация U слегка снизилась с последующим возвращением к тренду плавных вариаций этого компонента (рис. 7). Мы видим, что вода ст. 14к была чувствительной к сейсмогенным деформациям в 2013–2014 гг., когда сейсмогенные

деформации в Южно-Байкальской впадине и зоне ГСР соответствовали зеленому уровню сейсмоопасности (Rasskazov et al., 2022). В ходе развития сейсмогенных деформаций в желтом, оранжевом и красном уровнях опасности сейсмогеодинамического цикла, однако, характер гидроизотопных откликов ст. 14к на сейсмогенные деформации изменился с потерей чувствительности. На ней не проявились сейсмогенные деформации 2020 г. при подготовке и реализации сильного Быстринского землетрясения зоны ГСР. Не

исключено, что можно распознать какие-то гидрогеохимические отклики ст. 14к, но они завуалированы и пока не поддаются расшифровке.

Короткий эпизод резкого снижения концентрации U определен на ст. 14к в марте 2020 г. с возвращением к высокой концентрации, характерной в целом для конца периода меженного режима. Этот короткий мартовский эпизод резкого снижения концентрации U обозначен также резким возрастанием значений $OA4/8$ до 1.36 (рис. 8).

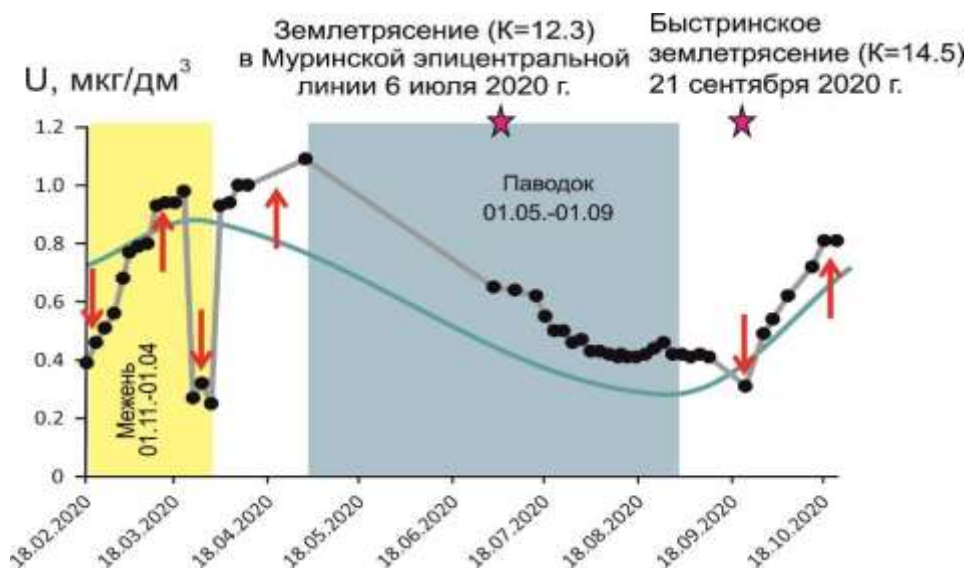


Рис. 7. Вариации концентрации U в воде ст. 14к, согласованные и несогласованные с годичной сменой паводковых и меженных режимов в 2020 г., перед Быстринским землетрясением.

Fig. 7. Variations in U concentration in water from station 14k, consistent and inconsistent with seasonal change of flood and low-water regimes in 2020, before the Bystraya earthquake.



Рис. 8. Вариации $OA4/8$ в воде ст. 14к в 2020 г., перед Быстринским землетрясением.

Fig. 8. Variations of the $AR4/8$ in water from station 14k in 2020, before the Bystraya earthquake.

Обсуждение результатов

Действие волн сжатия и релаксация при работе и остановке сейсмовибратора: гидроизотопный отклик на сейсмогенное сжатие и растяжение ст. 14к

При эксперименте с сейсмовибратором всего за 11 часов покоя после работы сейсмовибрационной установки состав изотопов U в водных пробах из скважины «Сухого Ручья» казалось бы возвращался к исходному (см. рис. 3 и 4). Однако на диаграмме ОА4/8 – А4 наблюдается систематическое смещение фигуративных точек проб, отобранных во время работы сейсмовибратора, относительно точек проб, отобранных после остановки его работы. При работе сейсмовибратора образуются компрессионные волны сжатия, способствующие закрытию микротрещин, что отражается в снижении поступления изотопа ^{234}U из трещин в подземную воду. Выключение сейсмовибратора приводит к релаксации сжимающих напряжений и, как следствие, к циркуляции подземной воды через микротрещины. Соответственно, параметры А4 и ОА4/8 возрастают относительно значений в воде при работающем сейсмовибраторе. При

неоднократном включении сейсмовибратора соотношения параметров А4 и ОА4/8 усложняются (например, в пробе 4 возрастает ОА4/8), но общее разделение проб по воздействию сейсмовибратора и релаксационному механизму выдерживается (рис. 9).

На диаграмме ОА4/8 – А4 водных проб из родника станции 14к выделяется уровень преобладающих значений ОА4/8 = 1.12–1.14 при А4 от 0.30 до 1.1 единиц активности. В отличие от экспериментальных данных, в пробах не наблюдается эффекта повышения А4, хотя после сейсмического события 19.03.2014 резко возрастает ОА4/8. Аномальные составы с низким и высоким ОА4/8 находятся в диапазоне А4 рутинных проб. Снижение ОА4/8 свидетельствует о сжатии микротрещин в породах, предотвращавшем циркуляцию подземных вод, а возрастание – об их растяжении, способствовавшем их циркуляции.

Подобным разделением откликов на эффекты сжатия и растяжения характеризуется полный сейсмогеодинамический цикл, установленный в период наблюдений 2013–2022 гг. на ст. 27 Култукского полигона (Чебыкин и др., 2022; Rasskazov et al., 2022).

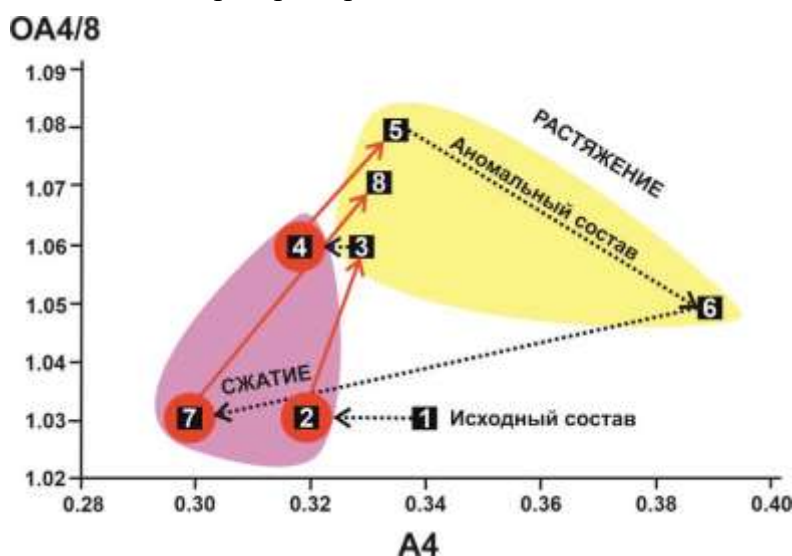


Рис. 9. Отклики изотопных характеристик урана в водных пробах 1–8 на работу ЦВО-100 на диаграмме ОА4/8 – А4. Пробы, обозначенные красными кружками, отобраны во время работы сейсмовибратора. Красными стрелками показана тенденция роста ОА4/8 и А4 в водных пробах после отключения сейсмовибратора.

Fig. 9. Responses of the isotope signatures of uranium in water samples 1–8 to the operation of the TsVO-100 in the AR4/8 vs A4 diagram. Samples marked by red circles were taken during the operation of the seismic vibrator. Red arrows show the growth trend of OA4/8 and A4 in water samples after the seismic vibrator was turned off.

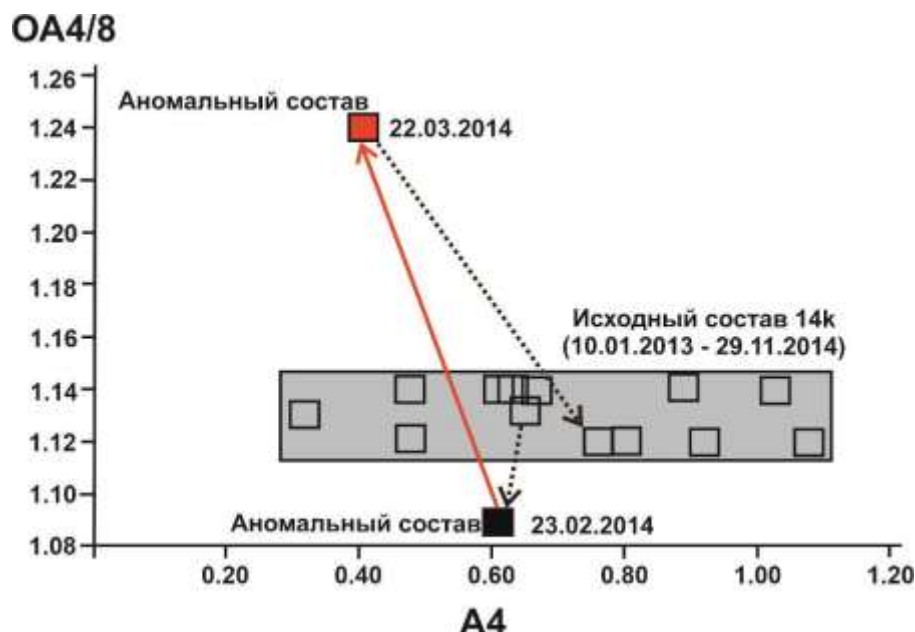


Рис. 10. Диаграмма OA4/8 – A4 водных проб из родника станции 14к за двухлетний интервал пробоотбора. Значения A4 приведены в единицах активности.

Fig. 10. Diagram OA4/8 vs A4 of water samples from the spring of station 14k for a two-year sampling interval. A4 values are presented in units of activity.

Сопоставление результатов мониторинга ст. 14к с результатами деформационного мониторинга в деформационный эпизод 2014 г.

Связь вариаций концентрации U и отношения OA4/8 в подземных водах с деформациями пород подтверждается сравнением представленных результатов ст. 14к с результатами деформационного мониторинга в штольне «Талая» (рис. 11). Деформационный мониторинг обнаружил признаки неустойчивости в Обручевском разломе после землетрясения 04.02.2014 (Муринская активизация), произошедшего вблизи него, в виде коротких разноамплитудных деформационных импульсов, сменившихся деформациями 02.03.2014, которые возросли на порядок без проявления ощутимого землетрясения. Неустойчивое состояние с короткими

деформационными импульсами продолжалось и перешло 18.03.2014 в новое возрастание деформаций (приблизительно в 1.5 раза), сопровождавшееся местным землетрясением на полигоне 19.03.2014 ($K=9.2$) с достижением максимума 21.03.2014.

В связи с начальным проявлением коротких деформационных импульсов после землетрясения 04.02.2014 возросла температура пород в штольне. Одна из таких температурных аномалий, обозначившаяся с 18.02.2014, достигла максимума 21.02.2014. На ее нисходящей ветви проба воды, отобранная на ст. 14к 23.02.2014, показала минимальное значение OA4/8. И наоборот, наиболее глубокий температурный минимум 19.03.2014 соответствовал резко выраженному максимуму OA4/8 и сопровождался землетрясением (рис. 12).

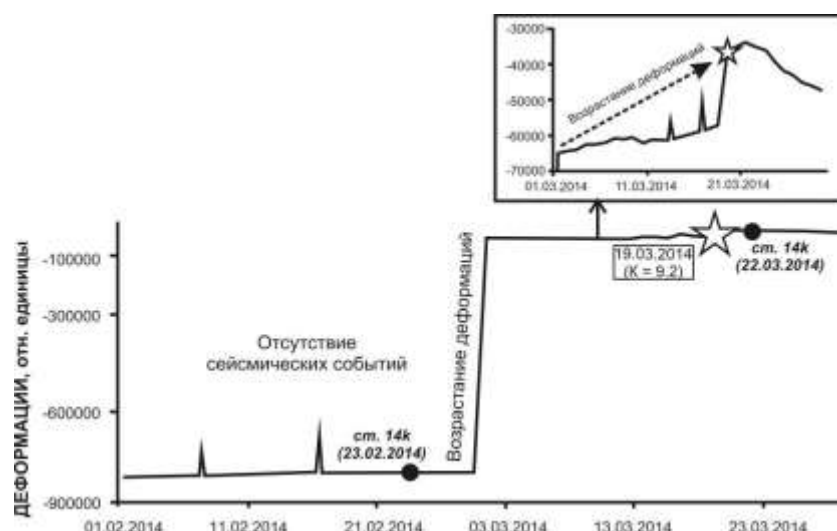


Рис. 11. Деформационные импульсы на сейсмостанции Талая в феврале-марте 2014 г. На верхней врезке показана подробная схема деформационных импульсов, предшествующих землетрясению 19.03.2014 в районе Култуковского полигона. Черными кружками обозначен отбор водных проб.

Fig. 11. Deformation impulses at the Talaya seismic station in February-March 2014. The top inset shows a detailed diagram of deformation impulses preceding the March 19, 2014 earthquake in the area of the Kultuk polygon. Black circles designate water sampling.



Рис. 12. Вариации температуры горных пород в штольне Талая, зарегистрированные в первом приближении (а) и с более высоким разрешением (б). Косыми крестиками обозначен отбор водных проб.

Fig. 12. Variations of temperature in rocks in the Talaya adit, recorded in the first approximation (a) and with a higher resolution (b). Oblique crosses designate water sampling.

Возрастание температуры в породах штольни, должно быть, имело фрикционную природу при деформации сжатия, которая способствовала также закрытию микротрещин с относительным снижением ОА4/8 в подземных водах ст. 14к. Ощутимых землетрясений в фазу сжатия не произошло.

Снижение температуры отразило потери тепла при растяжении. Именно фаза растяжения привела к раскрытию трещин с циркуляцией вод ст. 14к и к сейсмическому толчку 19.03.2014.

Заключение

В результате проведенных экспериментальных исследований с сейсмовибратором ЦВО-100 Бабушкинского полигона в подземной воде скважины установлено проявление эффекта Чердынцева–Чалова. Определено систематическое снижение ОА4/8 и А4 в пробах, отобранных во время работы сейсмовибратора, относительно проб, отобранных после остановки его работы. Предполагается, что при работе сейсмовибратора образуются компрессионные волны сжатия, способствующие закрытию микротрещин, что отражается в снижении поступления изотопа ^{234}U из трещин в подземную воду. Выключение сейсмовибратора приводит к релаксации сжимающих напряжений и, как следствие, к циркуляции подземной воды через микротрещины с возрастанием ОА4/8 и А4.

Мониторинг воды родника станции 14к показал, что вариации концентрации U и ОА4/8 служили в качестве чувствительных индикаторов сейсмогенных деформаций в зоне ГСР на зеленом уровне сейсмоопасности, в 2013–2014 г., по сценарию, подобному включению и выключению сейсмовибратора. В это время деформационные импульсы поступали в зону ГСР от Среднего Байкала. В ходе развития сейсмогенных деформаций в желтом, оранжевом и красном уровнях опасности сейсмогеодинамического цикла, однако, характер гидроизотопных откликов ст. 14к на сейсмогенные деформации изменился с потерей чувствительности. Ст. 14к находится в зоне ГСР и отражает сейсмогенерирующие процессы этой зоны. Полный сейсмогеодинамический цикл проявился в вариациях ОА4/8 и А4 ст. 27 Култукского полигона, расположенной в сочленении ГСР и Обручевского разломов. Пример ст. 14к показывает, что для успешного прогноза сильного землетрясения мониторинговое наблюдение одной станции недостаточно. Необходимо поддерживать гидрогеохимический мониторинг нескольких станций, расположенных на полигоне в разных структурных условиях и поэтому несущих разнородную информацию о меняющихся во времени сейсмогенных деформациях.

Благодарности

Состав воды анализировался на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500се в ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск).

Литература

Добрынина А.А., Саньков В.А. Направления вспарывания в очагах землетрясений как показатель распространения деструктивного процесса (на примере Байкальской рифтовой системы) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского пояса (от океана к континенту). Вып. 6, т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 110–112.

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский Филиал Геофизической Службы, 2022. <http://www.seis-bykl.ru>.

Киселев Г.П., Зыков С.Б. Исследования эффекта Чердынцева–Чалова. Проблемы и перспективы // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Материалы IV Международной конференции, г. Томск, 4–8 июня 2013 г. С. 275–278.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: Пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44–62.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Оргильянов А.И., Коваленко С.Н., Семинский А.К., Попов Е.П., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимическая зональность изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) на юге Сибирского палеоконтинента: роль резервуара Южного Байкала в формировании подземных вод // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 632–650. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496>.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–553.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Тубанов Ц.А., Герман Е.И., Бартанова С.В., Борняков С.А., Чувашова И.С. Тестирование эффекта Чердынцева–Чалова с использованием сейсмовибратора на Бабушкинском полигоне и результаты мониторинга отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах для прогноза землетрясений в Южно-Байкальской впадине // V Всероссийская научно-практическая конференция Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии, 27–31 августа. Улан-Удэ, 2018. С. 308–310.

Ружич В.В. Сеймотектоническая деформация в коре Байкальской рифтовой зоны. Изд-во Наука, Сибирское отделение, Новосибирск, 1997. 144 с.

Семенов Р.М., Кашковский В.В., Лопатин М.Н. Модель подготовки и реализации тектонического землетрясения и его предвестников в условиях растяжения земной коры. Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 1. С. 165–175. DOI:10.5800/GT-2018-9-1-0343.

Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М., Демьянович М.Г., Курушин Р.А., Хромовских В.С., Чипизубов А.В. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985. 207 с.

Тимофеев В.Ю., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Ардюков Д.Г., Арнаут Г.П., Смирнов М.Г., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Бойко Е.В., Грибанова Е.И. Вариации силы тяжести и современная геодинамика юго-западной части Байкальского региона // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4, No. 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420094.

Тимашев С.Ф. О природе эффекта Чердынцева–Чалова // *Журнал физической химии*. 2018. Т. 92, № 6. С. 883–887. DOI: 10.7868/S0044453718060043.

Шерман С.И., Лысак С.В., Горбунова Е.А. Тектонофизическая модель байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений. Геология и геофизика, 2012, Т. 53, № 4. С. 508–526.

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

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

Чердынцев В.В. Уран–234 // М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

Чердынцев В.В. Ядерная вулканология // М.: Наука, 1973. 208 с.

Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана // Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

Шерман С.И. Сейсмические процессы и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.

Яковлев Е.Ю., Киселёв Г.П., Дружинин С.В., Зыков С.Б. Исследование фракционирования изотопов урана (^{234}U , ^{238}U) в процессе образования кристаллов льда // *Вестн. Сев. (Арктич.) федер. ун-та. Сер.: Естеств. науки*. 2016. № 3. С. 15–23. doi: 10.17238/issn2227-6572.2016.3.15.

Bornyakov S.A., Miroshnichenko A.I., Salko D. Diagnostics of pre-seismogenic state of heterogeneous environments according to the deformation monitoring // *Doklady Earth Sciences* 2015. V. 468, No. 1. P. 84–87.

Bornyakov S.A., Ma J., Miroshnichenko A.I., Guo Y., Salko D.V., Zuev F.L. Diagnostics of meta-instable state of seismically active fault // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8, No. 4. P. 989–998. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0328.

Kovalevsky V.V., Sobisevich A.L., Tubanov Ts.A., Braginskaya L.P., Grigoryuk A.P. Vibroseismic Investigations of the Baikal Rift Zone with a Powerful CVO-100 Vibrator. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13, No. 2. P. 0589. doi:10.5800/GT-2022-13-2-0589.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Front. Earth Sci. 2020. V. 14 (4): 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5.

Sherman S.I. A tectonophysical model of a seismic zone: experience of development based on the example of the Baikal rift system. Izvestiya, Physics of the Solid Earth 2009. V.

45, No. 11. P. 938–941. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020>.

Sherman S.I. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4, No. 2. P. 83–117. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0093.

Ильясова Айгуль Маратовна,

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

Ilyasova Aigul Maratovna,

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

Рассказов Сергей Васильевич,

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

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664003 Irkutsk, 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.

Чебыкин Евгений Павлович,

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

Chebykin Evgeny Pavlovich,

Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033 Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3,

*Limnological Institute SB RAS,
email: epcheb@yandex.ru.*

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

Bornyakov Sergey Alexandrovich,
*candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
email: bonyak@crust.irk.ru.*

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

Snopkov Sergey Viktorovich,
*Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: snopkov_serg@mail.ru.*

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

Chuvashova Irina Sergeevna,
*candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
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.*

Тубанов Цырен Алексеевич,
*кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник
670047 г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,
Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
email: geos@ginst.ru.*

Tubanov Tsyren Alekseevich,
*candidate of geological and mineralogical sciences, leading researcher,
670047 Ulan-Ude, 6a Sakhyanova str,*

*N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS,
email: geos@ginst.ru.*

Герман Евгений Иванович,
*инженер,
670047 г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,
Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
email: Net-admin@list.ru.*
German Evgeny Ivanovich,
*engineer,
670047 Ulan-Ude, 6a Sakhyanova str,
N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS,
email: Net-admin@list.ru.*

Бартанова Светлана Викторовна,
*инженер,
670047 г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,
Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
email: bartanova@list.ru.*
Bartanova Svetlana Victorovna,
*engineer,
670047 Ulan-Ude, 6a Sakhyanova str,
N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS,
email: bartanova@list.ru.*

Гидрогеохимические отклики подземных вод ст. 184 в 2020–2021 гг. на сейсмогенные деформации Байкало-Хубсугульской активизации

С.В. Рассказов^{1,2}, А.М. Ильясова¹, С.А. Борняков¹, С.В. Снопков^{2,4},
И.С. Чувашова^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}

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

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

⁴Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Ряд гидрогеохимических данных, полученный в 2020–2021 гг. на ст. 184 Култукского полигона, интерпретируется в связи с проявлением в ходе Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации процессов поднятия восстановленных–окисленных флюидов, растяжения–сжатия микротрещин и деформационных эффектов, распространяющихся от очагов сейсмических толчков, также образующихся вследствие автоколебательных процессов на полигоне. Установленные временные соотношения вариаций $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , U , Hg , Li с землетрясениями могут использоваться для прогноза будущих сильных сейсмических событий в центральной части Байкальской сейсмической зоны.

Ключевые слова: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , U , Hg , Li , pH , окислительно-восстановительный потенциал, подземные воды, мониторинг, прогноз землетрясений, Байкал.

Hydrogeochemical responses of groundwater from station 184 in 2020–2021 on seismogenic deformations of the Baikal-Khubsugul reactivation

S.V. Rasskazov^{1,2}, A.M. Ilyasova¹, S.A. Bornyakov¹,
S.V. Snopkov^{2,4}, I.S. Chuvashova^{1,2}, E.P. Chebykin^{1,3}

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

⁴Limnological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. A series of hydrogeochemical data obtained in 2020–2021 at station 184 of the Kultuk polygon, is interpreted in connection with the displaying of three processes during the Baikal-Khubsugul seismic reactivation: raise of reduced–oxidized fluids, extension–compression of microcracks, and deformation effects propagating from the sources of seismic shocks and resulted from self-oscillatory processes at the polygon area. The found temporal relationships between $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , U , Hg , Li variations and earthquakes can be used for prediction of future strong seismic events in the central part of the Baikal seismic zone.

Keywords: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , U , Hg , Li , pH , redox potential, groundwater, monitoring, earthquake prediction, Baikal.

Введение

Прогноз сильных землетрясений представляет собой нерешенную задачу современной геологии. Один из путей ее решения – разработка критериев прогноза через мониторинг гидрогеохимических откликов на сейсмогенерирующие деформации. Гидрогеохимические эффекты порождаются разными явлениями, происходящими в коре. В них могут действительно проявиться отклики на сейсмогенные деформации, и последует сейсмический толчок, но могут проявиться подобные эффекты, не связанные с сейсмогенными деформациями, и землетрясение не произойдет. Очевидно, что для прогноза сейсмического толчка одной констатации отклика не достаточно. Чтобы исключить ошибки в прогнозе, необходимо идентифицировать разные гидрогеохимические процессы, развивающиеся при подготовке и реализации сейсмических активизаций.

Байкало-Хубсугульская сейсмическая активизация началась в середине 2020 г. серией землетрясений: Кыренского, Муринского, Быстринского, Кударинского и Хубсугульского (КрМБКдХ), сменившейся афтершоками. Сравнительно слабое Кыренское землетрясение произошло в центральной части Тункинской долины ($K=11.7$, координаты эпицентра: 51.73° с. ш., 102.00° в. д.) 13 июня 2020 г. (в 15 ч. 36 мин., здесь и далее приводится местное время). Муринское землетрясение ($K=12.1$) имело место в Муринской эпицентральной линии Южного Байкала, активной в 2017 г., но утратившей активность на 2.5 года (Rasskazov et al., 2022a). Детально охарактеризованы Быстринское землетрясение, случившееся 22 сентября ($K=14.5$) (Семицкий и др., 2021), и Кударинское, случившееся 10 декабря 2020 г. ($K=13.9$) (Семицкий и др., 2022). Затем, 12 января произошло Хубсугульское землетрясение ($K=15.7$), сопровождавшееся многочисленными афтершоками.

Мониторинг подземных вод проводится на Култукском полигоне, в центральной части Байкальской сейсмической зоны (Рассказов и др., 2015; Чебыкин и др., 2015, 2022; Ильясова и др., 2022; Rasskazov et al., 2022a,b). В качестве показательных откликов на сейсмогенные деформации принимаются концентрации и изотопные отношения переходного химического элемента урана. Возрастание отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8) и/или активности ^{234}U (А4) интерпретируется как результат растяжения коры в

активной зоне разлома, снижение – как результат сжатия. По полученным мониторинговым рядам ОА4/8 и А4 в подземных водах ст. 27 обосновано выделение полного сейсмогеодинамического цикла сжатия и растяжения коры в Южно-Байкальской впадине. Последние сильные землетрясения, ограничивающие полный сейсмогеодинамический цикл, произошли 27 августа 2008 г. (Култукское землетрясение, $K = 15.9$) и 10 декабря 2020 г. (Кударинское землетрясение, $K = 13.9$) (здесь и далее используются данные Байкальского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (Карта..., 2022, <http://www.seis-bykl.ru>). Сильные землетрясения предварялись сейсмическими событиями в районе Култукского полигона, соответственно, 04 мая 2008 г. ($K = 10.1$) и 22 сентября 2020 г. ($K = 14.5$, Быстринское землетрясение). После Кударинского землетрясения 12 января 2021 г. произошло Хубсугульское землетрясение ($K = 15.7$). В средней части сейсмогеодинамического цикла, 05 сентября 2015 г., сжатие коры на полигоне усиливалось и вызвало землетрясение умеренной силы (Голоустное землетрясение, $K = 12.4$). Перед Голоустным землетрясением, 05 декабря 2014 г., произошло Хубсугульское землетрясение ($K = 13.9$).

В качестве другого показателя используется переходный элемент Hg. На ст. 27 и других станциях полигона установлено общее возрастание содержания ртути, растворенной в подземных водах (Hg_{gw}) при растяжении коры и открытии микротрещин и снижение содержания растворенной ртути в подземных водах в результате сжатия коры и закрытия микротрещин. Предполагается, что при подготовке и реализации сильных землетрясений ртуть может удаляться из подземных вод в атомарной (газообразной) форме Hg^+ вследствие продувки коры потоками восстановленных флюидов.

Поведение других химических элементов в полученных мониторинговых рядах подземных вод Култукского полигона вследствие развития сейсмогенных деформаций пока специально не рассматривалось. В контексте гидрогеохимических откликов представляют интерес временные вариации концентраций элементов, не меняющих валентность (например, Li), не зависящие от растяжения–сжатия микротрещин или окислительно-восстановительного потенциала (ОВП), если, разумеется, такие элементы не

связываются в комплексные соединения с элементами переходной валентности.

Во время Байкало-Хубсугульской активизации мониторинг подземных вод Култукского полигона детализировался. Обычный шаг опробования на станциях (до землетрясений КрМБКдХ) составлял в среднем около 2 недель. В 2020–2021 гг. гидрогеохимическое опробование проводилось в основном через 3–4 дня. Если случалось землетрясение, пробы отбирались ежедневно. Для большей представительности в опробование была включена новая станция под номером 184, на которой были получены контрастные вариации ОА4/8, А4, концентраций U, Hg_{gw} и Li. Цель настоящей работы – связать вариации этих изотопных и элементных характеристик подземных вод ст. 184 с развитием процессов Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации в 2020–2021 гг.

Ст. 184 и ее структурное положение

Пробы подземных вод мониторинговой ст. 184 (Улица Школьная) отбираются из 10-метровой скважины, пройденной на месте бывшего природного родника (координаты: 51° 43.427' с. ш., 103° 42.010' в. д.). Устье скважины находится в закрытом помещении. Забор воды осуществляется из скважины включением насоса. Вода в скважине постоянно возобновляется, поскольку используется населением пос. Култук в качестве питьевой воды.

Станции Култукского полигона чувствительны к деформациям на территориях, расположенных восточнее его (в Южно-Байкальской впадине) и западнее (в Тункинской долине и сопредельных тектонических структурах). Наиболее отчетливые отклики на сейсмогенные деформации дают станции, расположенные на тектонической ступени, наклоненной в сторону оз. Байкал по северо-северо-восточным разломам. Ст. 184 – одна из основных станций этой территории. Ее особенность – расположение непосредственно на северо-северо-восточном разломе, соединяющем активное окончание Обручевского разлома с активным фрагментом Главного Саянского разлома. Несколько ниже по склону от ст. 184, в 470 м к востоку-северо-востоку (аз. 70°), находится основная мониторинговая ст. 27 (Школа). Выше по склону от ст. 184, в 750 м севернее (аз. 350°), находится основная мониторинговая ст. 8 (Чертова Гора). Расстояние между ст. 27 и 8 составляет 1280 м (рис. 1). Обе станции несут ключевую информацию Култукского полигона. Вода ст. 27 обладает среди станций полигона наиболее неравновесным изотопным составом урана (максимальным значением ОА4/8) при минимальном отношении ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, вода ст. 8 содержит U–Sr-изотопный компонент, соответствующий компоненту воды ст. 27 и примесь равновесного компонента, обогащенного радиогенным ⁸⁷Sr (Расказов и др., 2015).

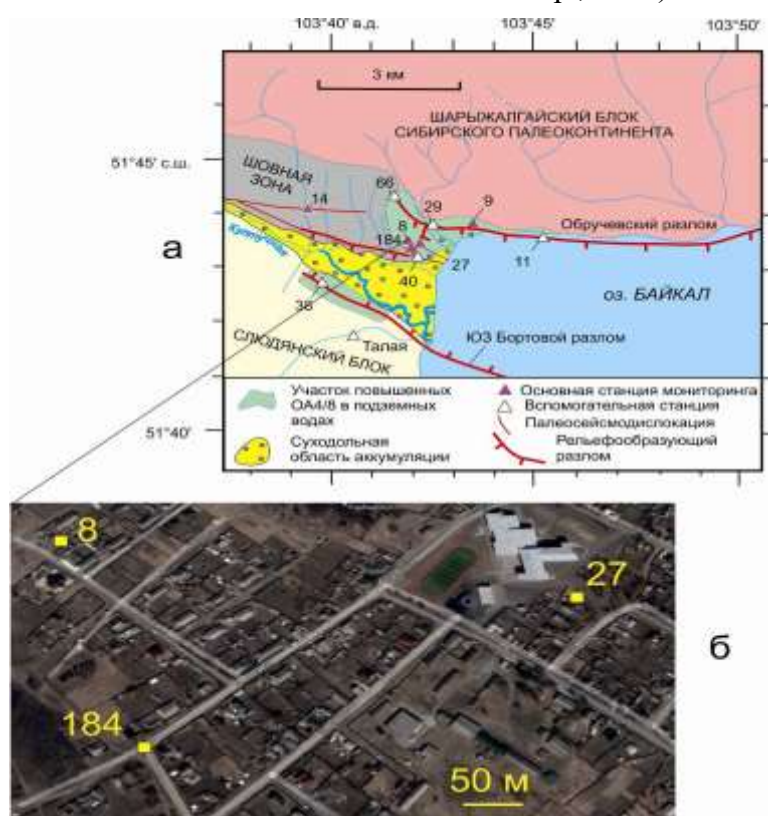


Рис. 1. Схемы расположения мониторинговых станций Култукского сейсмопрогностического полигона в активных разломах западного побережья оз. Байкал (а) и ст. 184 относительно станций 8 и 27 (б).

Fig. 1. Schemes of location of monitoring stations in the Kultuk seismic prognostic polygon in active faults of the western coast of Lake Baikal (a) and station 184 relative to stations 8 and 27 (b).

Методика

По единой аналитической методике (Чебыкин и др., 2007, 2015) с использованием масс-спектрометра Agilent 7500с определяются концентрации 72 химических элементов, ОА4/8 и А4. Для определения элементного состава проба воды 2 мл пропускается через фильтр 0.45 мкм и сразу фиксируется каплей азотной кислоты. Отношение изотопов урана проводится отдельно после выделения урана на ионно-обменной колонке. Используется до 400 мл воды.

В подземных водах Култукского полигона измеряется широкий диапазон концентраций ртути от значений ниже предела обнаружения (около 0.01 мкг/дм³) до 0.12 мкг/дм³. Поскольку ртуть является переходным химическим элементом, для ее регистрации важно измерение относительных вариаций ОВП. Обычно в гидрогеохимических расчетах используются значения этого параметра относительно водорода (Еh). В настоящей работе расчетов не приводится. ОВП измеряется в условных единицах на приборе 'Нанна', имеющем хлор-серебряный датчик. Для гидрогеохимических расчетов поправка к нулевому значению Еh, соответствующему водороду, соответствует, приблизительно, +200 mV. Погрешность измерений прибора составляет ±20 mV. Временные вариации ОВП в подземных водах ст. 184 существенно превышают указанную погрешность. На этом же приборе измеряется рН.

Результаты мониторинга

ОА4/8 и А4

В начале наблюдений, в феврале-марте 2020 г., для ст. 184 определяется интервал фоновых значений А4 от 0.70 до 0.95. Первое сейсмическое событие 06 июля 2020 г. характеризуется значением А4, соответствующим фону. В дальнейшем параметр А4 возрастает и достигает максимума во время Быстринского землетрясения 22 сентября 2020 г. (проба отобрана через 10 часов после

главного толчка). Дальнейшее быстрое падение А4 постепенно замедляется на уровне фона. Во время Кударинского землетрясения А4 не отличается от фона. Только 07 января 2021 г. (за 5 дней до Хубсугульского землетрясения) А4 вновь возрастает. Пробы, отобранные в день Хубсугульского землетрясения (12 января 2021 г.) и позже, имеют значения А4, соответствующие фону. Новое слабое повышение А4 наблюдается 18 июня 2021 г. и более заметное – 03 августа 2021 г. В конце 2021 г. устанавливаются фоновые значения А4 (рис. 2а).

Для ОА4/8 принимается интервал фоновых значений от 2.13 до 2.21. Значение ОА4/8 во время Муринского землетрясения близко к фону и в общем возрастает до максимальных значений во время Быстринского землетрясения. В дальнейшем значения ОА4/8 опускаются ниже фона. Кударинское землетрясение происходит на минимуме ОА4/8 в пределах фона. К Хубсугульскому землетрясению параметр ОА4/8 выходит на средние фоновые значения. В апреле-мае 2021 г. наблюдается минимум ОА4/8 с последующим выходом этого параметра на максимумы 18 июня и 03 августа 2021 г. С 1 сентября обозначается тренд к глубокому минимуму, который достигается 06 ноября. В начале 2022 г. значения частично переходят к фоновым (рис. 2б).

Фоновые значения А4 и/или ОА4/8 свидетельствуют о нейтральном геодинамическом состоянии в зоне активного разлома, на котором находится ст. 184, возрастание этих параметров показывает состояние растяжения, снижение – состояние сжатия. В связи с сейсмическими событиями 2020–2021 гг. в геодинамическом состоянии разлома различается 6 временных интервалов:

I предсейсмический, соответствующий нейтральному состоянию в разломе (первая половина 2020 г. – до 6 июля). В это время на западе Южно-Байкальской впадины продолжается 2.5-годовой асейсмичный интервал;

II сейсмический (Муринско-Быстринский), обозначающий действие силы растяжения (с 6 июля до 18 октября 2020 г.);

III сейсмический (Кударинский), свидетельствующий о нейтральном состоянии в

разломе (с 22 октября 2020 г. до 4 января 2021 г.);

IV сейсмический (Хубсугул-Маритуйский), обозначенный коротким импульсом растяжения 07 января 2021 г. и последующим нейтральным состоянием в разломе (до 19 мая 2021 г.). В этот интервал попадают афтершоки Хубсугульского эпицентрального поля и Кударинский афтершок 07 февраля 2021 г. ($K=11.7$), самый сильный афтершок 31 марта 2021 г. в Хубсугульском эпицентральной поле ($K=14.1$) и еще два афтершока здесь же с переходом активности в Южно-Байкальскую впадину в виде слабого ($K=9.1$) Маритуйского землетрясения 08 мая 2021 г., а также последующее сейсмическое затишье (до 25 апреля 2021 г.);

V асейсмичный, во время которого действовала сила растяжения (с 31 мая до 03 августа 2021 г.);

VI сейсмический (Хубсугул-Танхойский), обозначающий действие силы сжатия (с 17 сентября до окончания ряда наблюдений 02 февраля 2022 г.). Этот сейсмический интервал фактически начинается с афтершока в Хубсугульском эпицентральной поле 23 августа 2021 г. ($K=12.7$), когда выстраивается серия точек перехода от состояния растяжения через нейтральное состояние к состоянию сжатия. Сильное далекое Тофаларское землетрясение ($K=14.4$) происходит 06 сентября во время прогрессирующего сжатия. Затем, 15 декабря 2021 г., следуют Танхойский афтершок ($K=12.8$) и 9 января 2022 г. – Голоустенский ($K=10.9$).

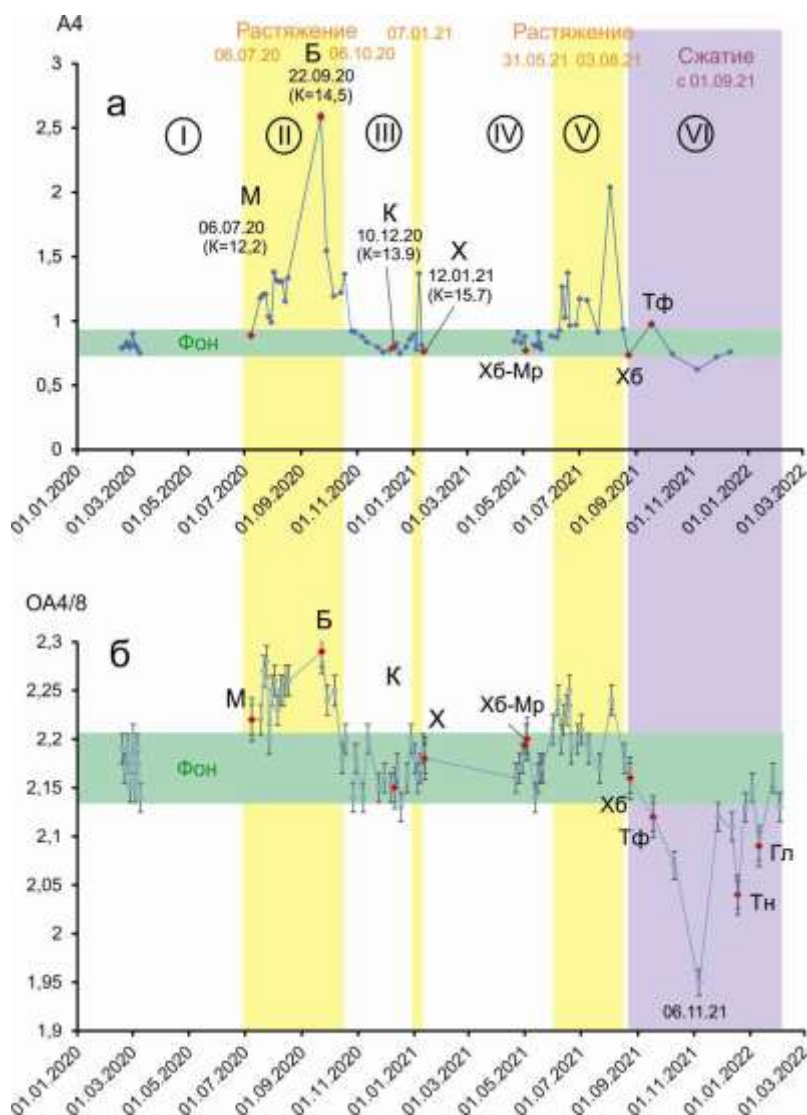


Рис. 2. Временные вариации А4 (а) и ОА4/8 (б) в подземных водах ст. 184. Для каждого значения ОА4/8 показан интервал погрешности измерения. Красными ромбиками помечены точки отбора проб, наиболее близких по времени произошедшим землетрясениям (разрыв обычно составляет не более трех дней). Римскими цифрами в кружках обозначены сменяющиеся интервалы растяжения, нейтрального состояния и сжатия. Желтыми полосами выделены интервалы и короткий импульс растяжения (возрастания А4 и/или ОА4/8), сиреневой полосой – интервал сжатия в разломе (снижения А4 и/или ОА4/8). Сейсмические толчки: М – Мушинский, Б – Быстринский, К – Кударинский, Х – Хубсугульский, Хб-Мр – сближенные во времени Хубсугульский и Маритуйский, Хб – Хубсугульский (афтершок), Тф – Тофаларский, Тн – Танхойский, Гл – Голоустенский.

Fig. 2. Temporal variations of A4 (a) and OA4/8 (b) in groundwater from st. 184. For each value of OA4/8, the measurement error interval is shown. Red rhombuses mark sampling points closest in time to the occurred earthquakes (the gap usually do not exceed three days). Roman numerals in circles indicate alternating intervals of extension, neutral state, and compression. Yellow stripes indicate intervals and a short extension pulse (A4 and/or OA4/8 increases), a purple stripe shows a compression interval in the fault (A4 and/or OA4/8 decreases). Seismic shocks: M - Murino, B - Bystraya, K - Kudara, X - Khubsugul, Xb-Mp - close in time Khubsugul and Marituy, Xb - Khubsugul (aftershock), Tf - Tofalaria, Tn - Tankhoy, Gl - Goloustnaya.

U и Hg_{gw}

Фоновая концентрация U ст. 184, по измерениям проб, отобранных в I (предсейсмическом) временном интервале, составляет от 0.38 до 0.42 мкг/дм³. В начале II (сейсмического) интервала (во время Мушинского землетрясения 06 июля 2020 г.) концентрация U соответствует фоновому значению. Следующая проба, отобранная 18 июля 2020 г., имеет значение концентрации U , превышающее фон. В дальнейшем концентрация U растет. Проба, отобранная через 10 часов после Быстринского землетрясения 22 сентября 2020 г., превышает фоновое значение почти в 3 раза. Однако, высокая концентрация U (1.13 мкг/дм³) кратковременна. Наблюдается снижение концентрации U (до 0.53 мкг/дм³) 06 октября 2020 г. и слабое относительное возрастание (до 0.62 мкг/дм³) 18 октября 2020 г. с дальнейшим падением до фонового значения 22 октября 2020 г.

В III (сейсмическом) интервале, во время Кударинского землетрясения 10 декабря 2020 г., концентрация U остается на значении фона и возрастает до 0.7 мкг/дм³ только 07 января 2021 г. (за 5 дней до Хубсугульского землетрясения). Концентрация U в пробах, отобранных в день Хубсугульского землетрясения (12 января 2021 г.) и позже, имеет значение фона. В IV (сейсмическом) интервале, после Хубсугульского землетрясения, определяется пара максимумов с возрастанием концентрации U от 0.5 мкг/дм³ (04 февраля 2021 г.) до 0.68 мкг/дм³ (18 апреля 2021 г.). В V (асейсмическом) интервале определяется

еще пара максимумов с возрастанием концентрации U от 0.61 мкг/дм³ (18 июня 2021 г.) до 0.91 мкг/дм³ (03 августа 2021 г.). В VI (сейсмическом) интервале конца 2021 г. устанавливается концентрация U на нижнем пределе фона (рис. 3а).

В начале 2020 г. концентрация ртути, растворенной в воде (Hg_{gw}), находится в области предсейсмической бухты, характерной для всех станций Култукского полигона (Чебыкин и др., 2022). Для I (предсейсмического) временного интервала принимается интервал фоновой концентрации Hg_{gw} от 0.03 до 0.08 мкг/дм³. В начале II (сейсмического) интервала, во время Мушинского землетрясения 06 июля 2020 г., концентрация Hg_{gw} (0.07 мкг/дм³) соответствует фоновому значению. Сразу после этого сейсмического события (во временном интервале с 18 июля 2020 г. до 17 августа 2020 г.) определяется максимум Hg_{gw} . Во время Быстринского землетрясения концентрация Hg_{gw} входит в фоновые значения. В III (сейсмическом) интервале, во время Кударинского землетрясения, концентрация Hg_{gw} еще падает и с 23 ноября до 28 декабря 2020 г. выходит за нижний предел фона. В конце III интервала, перед Хубсугульским землетрясением, концентрация Hg_{gw} вновь выходит на уровень фона.

В дальнейшем наблюдается чередование максимумов и минимумов Hg_{gw} , не всегда совпадающих с максимумами и минимумами U . В IV (сейсмическом) интервале низкому максимуму U 04 февраля 2021 г. соответствует максимум Hg_{gw} , а более высокий максимум U 18 апреля 2021 г. сближен во

времени с глубоким минимумом Hg_{gw} 21 апреля 2021 г., который образовался между двумя аномально высокими максимумами Hg_{gw} : 31 марта 2021 г. ($Hg_{gw} = 0.2$ мкг/дм³) и 08 мая 2021 г. ($Hg_{gw} = 0.22$ мкг/дм³). В V (асейсмичном) интервале низкому максимуму U 18 июня 2021 г. соответствует минимум Hg_{gw} , а за более высоким максимумом U 03 августа 2021 г. следует максимум Hg_{gw} 11

августа 2021 г. Это соотношение максимумов U и Hg_{gw} , подобно переходу от максимума U 07 января 2021 г., предшествующего Хубсугульскому землетрясению, к афтершокам с максимумом Hg_{gw} 04 февраля 2021 г. Наконец, в VI (сейсмическом) интервале устанавливается фоновая концентрация Hg_{gw} (рис. 36).

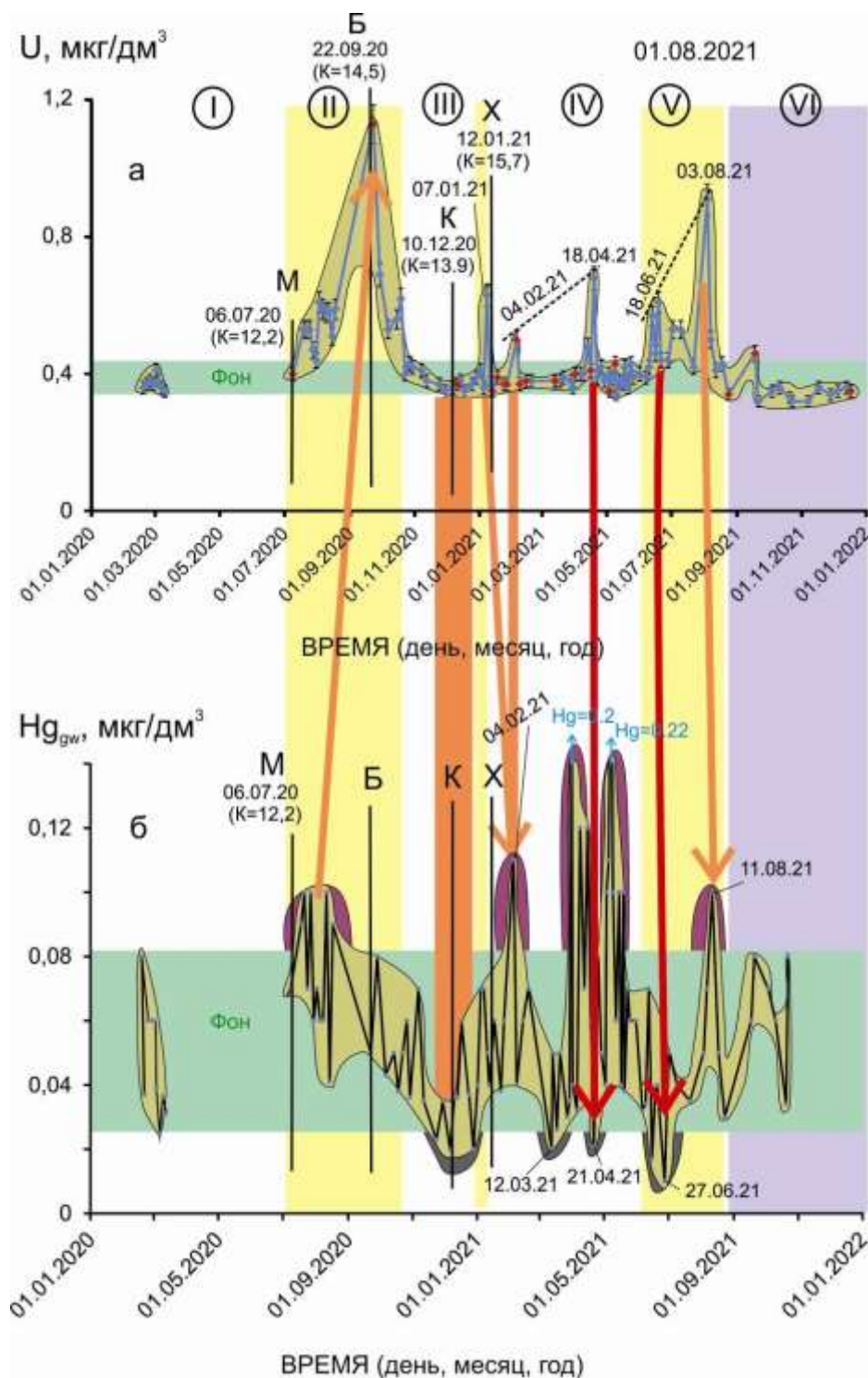


Рис. 3. Временные вариации U (а) и Hg_{gw} (б) в подземных водах ст. 184. Усл. обозн. см. рис. 2. При подготовке Быстринского землетрясения максимум Hg_{gw} предшествует максимуму U , совпадающему по времени с этим землетрясением (последовательность показана оранжевой стрелкой). Во время Кударинского землетрясения концентрация Hg_{gw} находится на минимуме, а концентрация U соответствует фону. В апреле–июне 2021 г. два максимума U предшествуют двум минимумам Hg_{gw} (последовательность показана красными стрелками). Перестройка деформационных откликов после 29 марта 2021 г. выражается в аномально высокой концентрации Hg_{gw} .

Fig. 3. Temporal variations of U (a) and Hg_{gw} (b) in groundwater from st. 184. Designations are as in Fig. 2. During the preparation of the Bystraya earthquake, the Hg_{gw} maximum precedes the U one, which coincides in time with this earthquake (the sequence is shown by the orange arrow). During the Kudara earthquake, the Hg_{gw} concentration is at its minimum, while the U concentration corresponds to the background. In April–June 2021, two U maxima precede two Hg_{gw} minima (the sequence is shown by red arrows). The reorganization of the deformation responses that occurred after March 29, 2021 resulted in an anomalously high concentration of Hg_{gw} .

ОВП и отношение концентраций Hg_{gw} и U

В восстановительных условиях $U(+4)$ не растворим в воде и растворяется (переносится водой) в окисленной форме уранил-иона UO_2^{2+} , в котором этот химический элемент находится в своей высшей степени окисления (+6). Ртуть также растворима в воде в окисленной форме $(Hg_{gw})^{2+}$ и в восстановительных условиях переходит в газообразную форму $(Hg_{gas})^+$. Поскольку концентрации обоих элементов в подземных водах зависят от окисленности–восстановленности среды, их поведение в общем должно быть согласованным, но может усложняться удалением Hg_{gas} из подземных вод вследствие продувки коры восстановленными потоками флюидов.

Несо согласованность максимумов и минимумов U и Hg_{gw} во времени и изменение соотношений концентраций этих элементов подземных вод ст. 184 в ходе развития Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации в 2020–2021 гг. свидетельствует о том, что распределение этих элементов в воде определяется влиянием разных факторов. При интерпретации данных мониторинга мы предполагаем, что основной диссонанс в распределение U и Hg_{gw} вносит эффективное удаление атомарного Hg^+ из подземных вод вместе с восстановленными флюидами, которому способствуют сейсмогенные деформации.

По результатам мониторинга для ст. 184 принимается интервал преобладающих фоновых значений ОВП 50–100 мВ. Во время

Быстринского и Кударинского землетрясений значения ОВП соответствуют нижнему пределу фона и опускаются ниже него (соответственно, 60 и 26 мВ). Во временном промежутке между этими землетрясениями обозначается 2 максимума со значениями более 100 мВ. После Кударинского землетрясения значения ОВП вновь выходят на максимум 150 мВ. Хубсугульское землетрясение и его ближайшие афтершоки соответствуют повышенному ОВП. В середине IV (сейсмического) временного интервала намечается минимум ОВП, который соответствует афтершоку на Хубсугульском эпицентральной поле 12 марта 2021 г. ($K=12.6$). При сильнейшем афтершоке в Хубсугульском эпицентральной поле 31 марта 2021 г. ($K=14.1$), чередуются контрастные максимумы и минимумы ОВП, переходящие в глубокий минимум начала V (асейсмического) интервала. В конце VI временного интервала значения ОВП находятся на максимуме, но к афтершоку на Хубсугульском эпицентральной поле 23 августа 2021 г. выходят на минимум. В дальнейшем намечаются подъемы и спады ОВП. На максимуме ОВП происходит Танхойский афтершок 15 декабря 2021 г. (рис. 4б).

Фон отношения Hg_{gw}/U ст. 184 (0.06–0.21) I временного интервала воспроизводится во II (начальном сейсмическом) временном интервале. Мурынскому землетрясению соответствует значение в области верхнего предела фона, Быстринскому – значение в области нижнего предела, Кударинскому и Хубсугульскому – промежуточные значения фона. В середине IV временного интервала с афтершоком

Хубсугульского

эпицентрального поля 12 марта 2021 г. вновь устанавливается значение Hg_{gw}/U в области нижнего предела. Далее проявляется относительное смещение максимумов и минимумов концентраций Hg_{gw} и U с существенным возрастанием отношения Hg_{gw}/U в двух максимумах (0.5 каждый) при сильнейшем Хубсугульском афтершоке 31 марта 2021 г. и при Маритуйском афтершоке 08 мая 2021 г. Максимумы разделены глубоким минимумом (ниже предела фона). В начале V

(асейсмического) временного интервала также наблюдаются значения отношения Hg_{gw}/U ниже фоновых, но к концу этого интервала значения отношения Hg_{gw}/U выходят на максимум. В начале и в конце VI (сейсмического) временного интервала отношение Hg_{gw}/U находится ниже фона, но в середине этого интервала эпизодически превышает фон (повышается до 0.26) (рис. 4а).

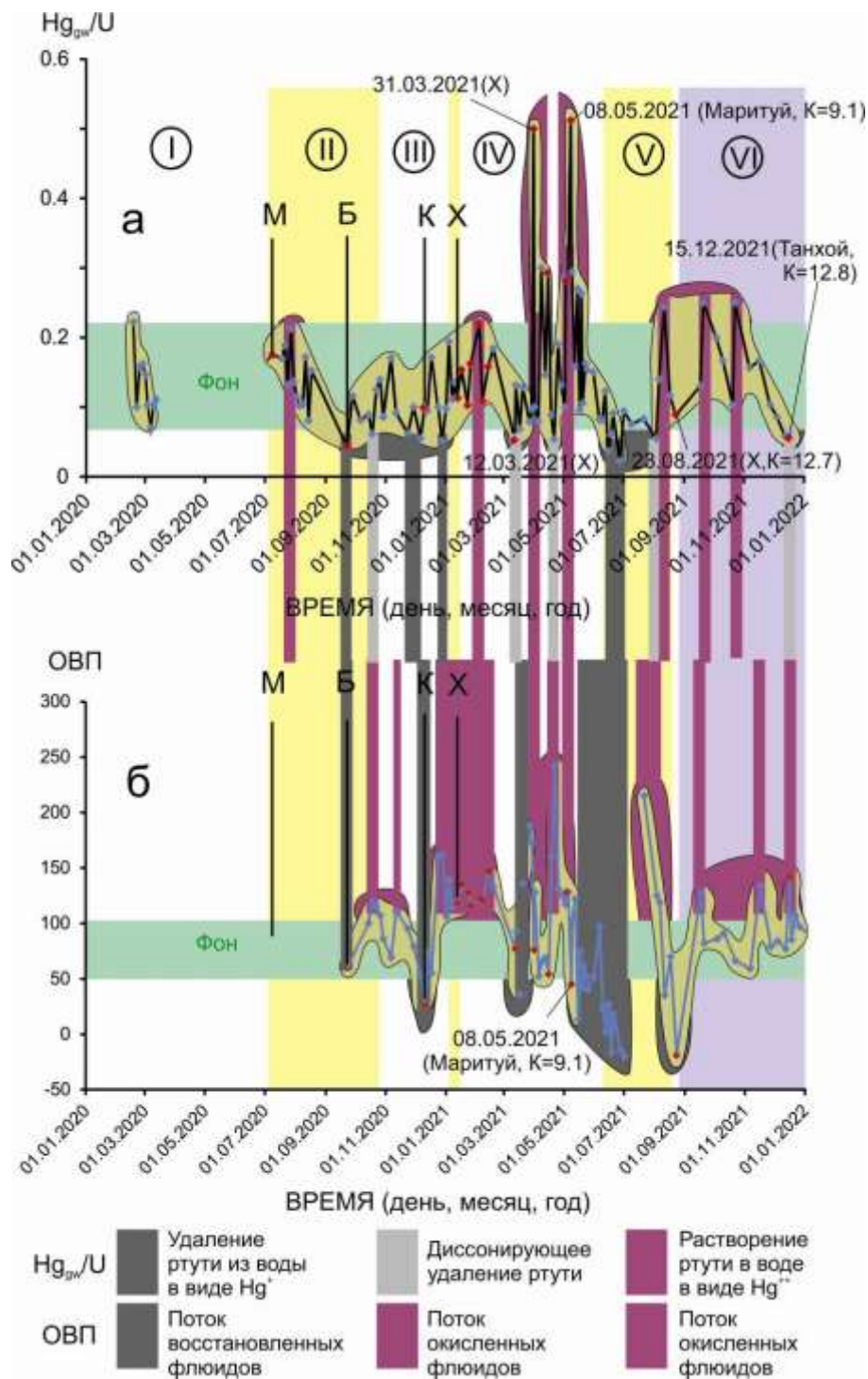


Рис. 4. Временные вариации отношения Hg_{gw}/U (а) и ОВП (б) в подземных водах ст. 184. Усл. обозн. см рис. 2.

Fig. 4. Temporal variations in the Hg_{gw}/U ratio (a) and redox potential (b) in groundwater from st. 184. Designations are as in Fig. 2.

Li и pH

Литий – щелочной металл. Влияют ли на концентрацию этого металла в подземных водах ст. 184 вариации pH?

Фоновая концентрация Li, определенная до начала Байкало-Хубсугульской активизации по пробам, отобраным с 18 февраля до

09 марта 2020 г., находится в интервале 1.14–1.32 мкг/дм³. Во время Муринского и Быстринского землетрясений концентрация Li (соответственно, 1.0 и 1.06 мкг/дм³) опускается ниже фона, хотя между этими событиями поднимается до фоновых значений (рис. 5).

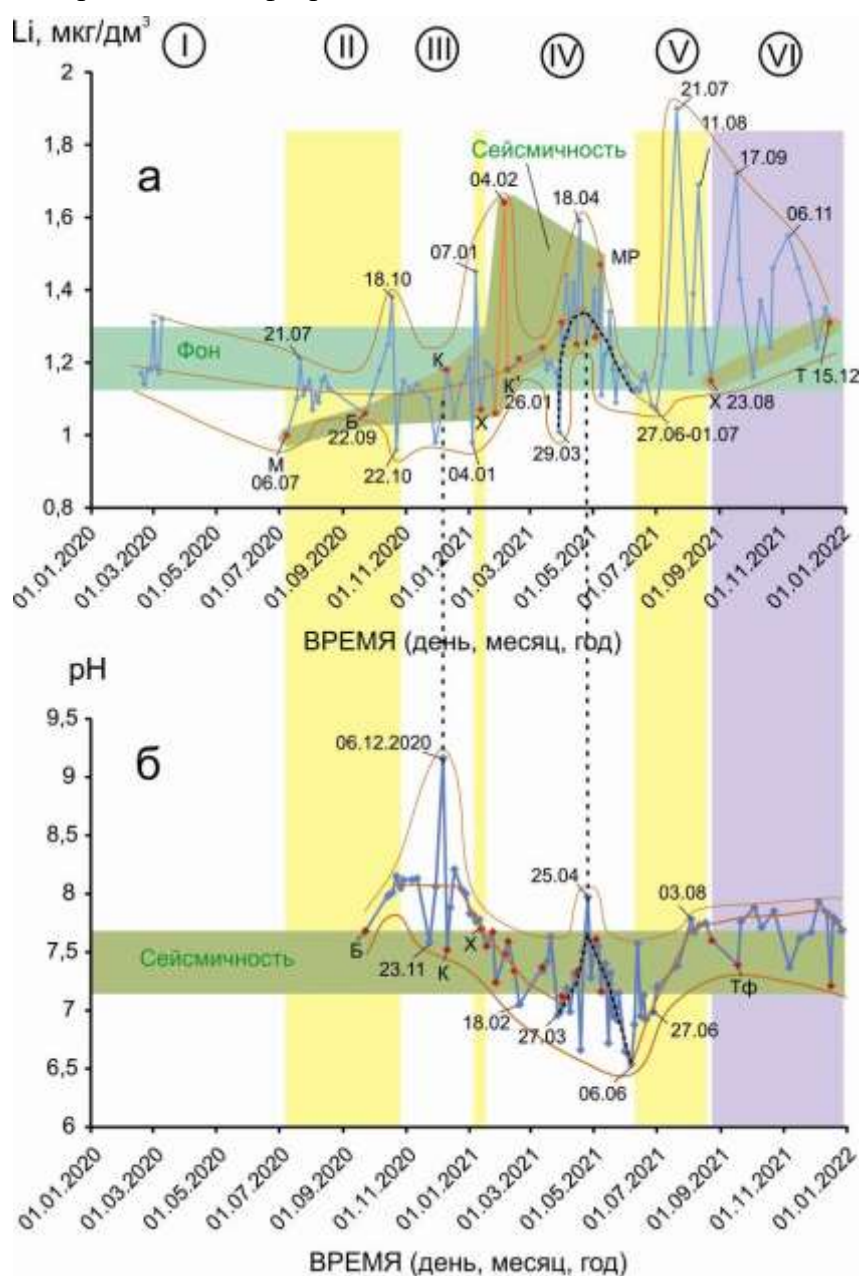


Рис. 5. Временные вариации Li (а) и pH (б) подземных вод ст. 184 в 2020–2021 гг. Усл. обозн. см. рис. 2.

Fig. 5. Temporal variations of Li (a) and pH (b) in groundwater from st. 184 in 2020–2021 Designations are as in Fig. 2.

Во временных вариациях концентрации Li подземных вод относительно фона ст. 184 нижняя огибающая линия дает общий прогиб, верхняя огибающая линия – последовательно нарастающие горбы максимумов. Максимумы разделены значениями концентрации, соответствующими фону. По сгусткам фигуративных точек 2020 г. и первой половины 2021 г. выявляется слабое снижение и выход на максимум 18 апреля 2021 г., снижение на минимум 27 июня – 01 июля 2021 г., после которого фигуративные точки рассеиваются в широком диапазоне значений.

Между нижней и верхней огибающими линиями вырисовываются всплески концентрации Li. Первый всплеск происходит от Муринского землетрясения (06 июля 2020 г.), второй – от Быстринского (22 сентября 2020 г.). После Муринского землетрясения наблюдается возрастание концентрации Li по двум пробам с достижением максимума (1.21 мкг/дм^3) на уровне фона 21 июля 2020 г., после Быстринского землетрясения – последовательное возрастание концентрации Li по пяти пробам с достижением максимума (1.38 мкг/дм^3) выше фона 18 октября 2020 г. Быстринский всплеск выражен отчетливее Муринского. После максимума 22 октября концентрация Li резко падает до 0.96 мкг/дм^3 , а 26 октября поднимается до нижнего предела фона и удерживается на этом уровне до 23 ноября. Затем 29 ноября вновь наблюдается минимум Li (0.98 мкг/дм^3), после которого концентрация выходит на фоновое значение 1.18 мкг/дм^3 во время Кударинского землетрясения (10 декабря 2020 г.). Между этим сильным сейсмическим событием и Хубсугульским (12 января 2021 г.) со значением ниже фона (1.07 мкг/дм^3) наблюдается резкий переход (новый всплеск Li) от минимума (0.98 мкг/дм^3) 04 января к максимуму (1.45 мкг/дм^3) 07 января 2021 г.

Первый Хубсугульский афтершок 26 января 2021 г. характеризуется концентрацией Li ниже фона (1.06 мкг/дм^3), сопоставимой с концентрацией, определенной для Хубсугульского землетрясения, хотя между этими событиями, произошедшими на Хубсугуле, концентрация Li возвращается к

фоновым значениям. Вторым хубсугульским афтершок 04 февраля обозначается высокой концентрацией Li (1.64 мкг/дм^3) с переходом к фоновому значению (1.18 мкг/дм^3) во время кударинского афтершока 07 февраля. Последующая серия хубсугульских афтершоков происходит при возрастании концентрации Li до 1.3 мкг/дм^3 и выходит на максимум 1.47 мкг/дм^3 при Маритуйском афтершоке Южного Байкала, после которого скатывается к минимальному значению концентрации 1.07 мкг/дм^3 27 июня – 01 июля без афтершоковых событий. В процессе серии хубсугульских афтершоков проявляется минимум Li 1.01 мкг/дм^3 29 марта и его максимум 1.59 мкг/дм^3 18 апреля, от которого идет нисходящий тренд концентрации Li к минимуму 27 июня – 01 июля.

Во второй половине 2021 г., когда с большим временным разрывом произошло два афтершока: Хубсугульский (23 августа) и Танхойский (15 декабря), наблюдаются максимумы 21 июля, 11 августа, 17 сентября и 06 ноября, чередующиеся с минимумами на уровне фоновых значений. Этот переход происходит при смене растяжения сжатием коры в активном разломе. Если во второй половине 2020 г. и первой половине 2021 г., с Муринского землетрясения 06 июля 2020 г. до Маритуйского 08 мая 2021 г., наблюдается синхронное с сейсмичностью нарастание концентрации Li от 1.0 до $1.5\text{--}1.6 \text{ мкг/дм}^3$, во второй половине 2021 г. нарастание концентрации Li ограничивается фоновыми значениями (рис. 5б).

Значения pH на ст. 184 до землетрясений не известны. Во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации pH меняется в диапазоне 2.5 mV. Значения pH, измеренные в день сейсмического толчка или в течение 2–3 дней после него, находятся в интервале 7.2–7.7 mV. После Быстринского землетрясения значения выходят на уровень 8.0–8.2 mV. Перед Кударинским землетрясением (23 ноября 2020 г.) pH резко снижается до 7.5 mV, 06 декабря возрастает до 9.2 mV, при Кударинском землетрясении 10 декабря вновь опускается до 7.5 mV, а после него вновь возрастает до 8.2 mV. Таким образом, между

Быстринским и Кударинским землетрясениями (в третьем временном интервале) явно обозначается асейсмичный максимум рН. Короткий максимум проявляется также 25 апреля 2021 г. и более длительный – во второй половине 2021 г., после 3 августа. Обозначается также продолжительный асейсмичный минимум с 18 февраля до 27 июня 2021 г.

В течение всего периода наблюдений концентрация Li варьируется независимо от рН. От Хубсугульского землетрясения на фоне афтершоков рН снижается к 27 марта до 7.0 mV и после подъема до 8.0 mV 25 апреля 2021 г. вновь падает, достигая предельно низкого значения (6.5 mV) на рубеже четвертого (сейсмического) и пятого (асейсмичного) интервалов (06 июня 2021 г.). Переход от минимума Li 29 марта 2021 г. к максимуму 18 апреля и к минимуму 06 июня 2021 г. в целом подобен вариациям рН. Этот (четвертый) временной интервал характеризуется угасанием афтершоков. В течение V интервала наблюдается подъем рН, и во время VI интервала наблюдаются колебания этого параметра от 7.5 mV (частично с сейсмическими толчками) до 8.0 mV (без сейсмических толчков) (рис. 5б).

Обсуждение результатов

Предварительные замечания

Станции Култукского полигона откликаются концентрациями элементов и изотопными отношениями U по-разному, в зависимости от их положения в активном разломе или внутри тектонического блока (Рассказов и др., 2015). Мониторинг ст. 184 характеризует состояние разлома север-северо-восточной ориентировки, соединяющего активизированные зоны Главного Саянского и Обручевского разломов.

Сейсмогенные деформации, порождающие сильные землетрясения, проявляются в гидрогеохимических данных непосредственно или опосредованно. Непосредственный эффект – открытие и закрытие микротрещин, соответственно, с относительным увеличением и снижением циркуляции подземных вод – регистрируется по изменению в них $OA4/8$ и $A4$. Опосредованные оценки деформации коры получаются в виде откликов на потоки восстановленных и окисленных флюидов, которые отражаются в изменении ОВП подземных вод и в изменении концентраций переходных химических элементов (рис. 6).



Рис. 6. Блок-диаграмма непосредственных и опосредованных соотношений между сейсмическими толчками и изменением концентраций переходных химических элементов в подземных водах активного разлома.

Fig. 6. Flowchart of direct and indirect relationships between seismic shocks and changes in the concentrations of transitional chemical elements in groundwater from an active fault.

Поскольку переходные химические элементы подземных вод откликаются на изменение ОВП, они отражают одновременные сейсмогенные деформации всей структуры. Элементы одной валентности не подвержены влиянию ОВП. В случае, если изменение ОВП служит доминирующим фактором вариаций переходных элементов, элементы одной валентности (например, Li) могут отражать процессы, не связанные непосредственно с подготовкой и реализацией сильных сейсмических толчков, а служить показателем деформационных эффектов, зарождающихся и распространяющихся с некоторой скоростью от очага землетрясения до станции полигона (рис. 7).



Рис. 7. Блок-диаграмма откликов на сейсмические толчки концентраций химических элементов одной валентности и переходных в подземных водах активного разлома.

Fig. 7. Flowchart of responses to seismic impacts of chemical elements concentrations of single valence and transitional elements in groundwater from an active fault.

Эффект открытия–закрытия микро-трещин в вариациях ОА4/8 и А4

Регистрация ОА4/8 и А4 в подземных водах имеет определяющее значение для отслеживания состояния растяжения и сжатия разлома (см. рис. 2). При подготовке Быстринского землетрясения максимумы А4 и ОА4/8 ст. 184 обозначают длительную (3-х месячную) концентрацию растяжения микротрещин. Другие землетрясения КрМБКдХ и афтершоки подобных откликов в вариациях А4 и ОА4/8 ст. 184 не имеют. Короткий импульс растяжения за 5 дней до Хубсугульского землетрясения (между III и IV (сейсмическими) интервалами) не может считаться показательным без дополнительной аргументации. Растяжение во время V интервала не сопровождается сейсмическими толчками, но в VI интервале такие толчки наблюдаются при смене растяжения сжатием.

На диаграмме А4 – ОА4/8 (рис. 8) обозначается фигуративное поле фоновых составов первого временного интервала (до начала сейсмической активизации 2020–2021 гг.). Во втором (сейсмическом) временном интервале начальная фигуративная точка (IIa) смещается от фонового фигуративного поля с возрастанием ОА4/8, остальные точки смещаются с возрастанием не только ОА4/8, но и А4, образуя продвинутый веер точек растяжения (группа IIб) с максимальным смещением точки Быстринского землетрясения (IIв). В третьем (сейсмическом) временном интервале фигуративное поле точек только слегка выходит за пределы фигуративного поля фоновых составов, а в четвертом (сейсмическом) становится более концентрированным и полностью вписывается в него, за исключением начальной точки (IVa). Иными словами, параметры ОА4/8 и А4 подземных вод третьего и четвертого (сейсмических) временных интервалов подобны параметрам первого (предсейсмического) интервала. Между третьим и четвертым интервалами (перед Хубсугульским землетрясением)

точка IVa смещается с возрастанием значения A4 при значении OA4/8,

соответствующем среднему значению первого (предсейсмического) интервала.

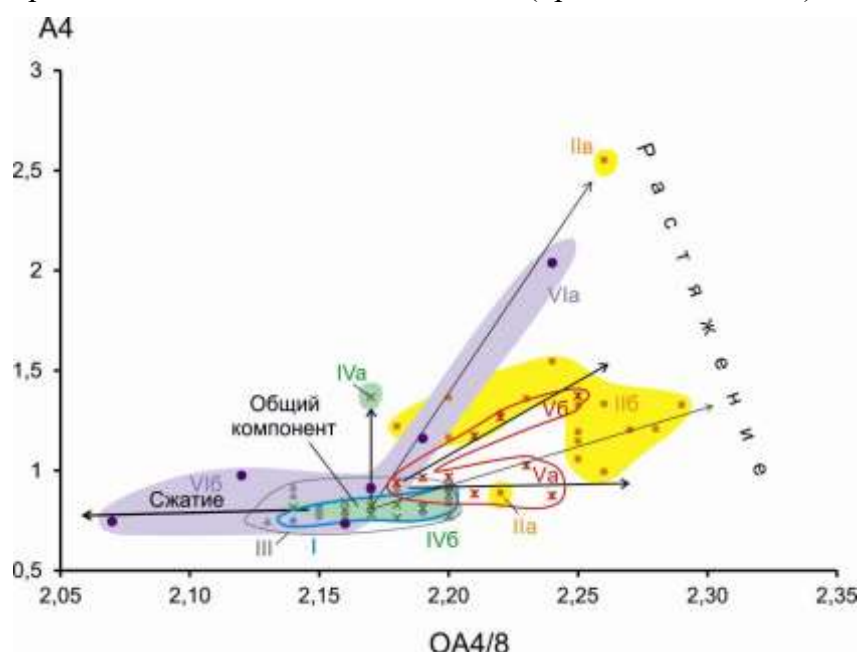


Рис. 8. Диаграмма A4 – OA4/8 для подземных вод шести временных интервалов мониторинга ст. 184 в 2020–2021 гг. Временные интервалы обозначены римскими цифрами.

Fig. 8. Diagram A4 vs OA4/8 for groundwater of six monitoring time intervals from st. 184 in 2020–2021. Time intervals are indicated by Roman numerals.

Значения OA4/8 и A4 пятого (асейсмического) временного интервала (группа V) сопоставляются со значениями второго интервала, во время которого произошло Быстринское землетрясение. Выделяются 2 тренда растяжения: в одном возрастает только A4 со смещением точек подгруппы Va в направлении точки Па, в другом возрастает не только A4, но и OA4/8 со смещением точек подгруппы Vb в центральную часть продвинутого веера подгруппы IIb. В шестом временном интервале также выявляется тренд растяжения (подгруппа VIa) с возрастанием значений A4 и OA4/8 от фигуративного поля фоновых составов первого временного интервала по направлению к точке Пв Быстринского землетрясения. После тренда растяжения образуется тренд сжатия (тренд снижения OA4/8 подгруппы VIb). Переход от растяжения к сжатию устанавливается в самом конце 2021 г.

Потоки восстановленных и окисленных флюидов в концентрациях Hg и U

Принимая ОВП в качестве определяющего параметра и концентрации Hg_{gw} , U (отношение Hg_{gw}/U) – в качестве производных,

отметим, что землетрясение Южно-Байкальской впадины (Кударинское) произошло во II интервале на минимуме ОВП ст. 184, землетрясение переходного III интервала (Маритуйское) имело по-прежнему низкое значение этого параметра и землетрясение IV интервала (Танхойское) вышло на максимум ОВП. И наоборот, землетрясение Хубсугульской впадины (Хубсугульское) произошло во II интервале на максимуме ОВП и в дальнейшем, при афтершоках, перешло к максимальным контрастам ОВП, завершившихся выходом на минимум ОВП 23 августа 2021 г. (см. рис. 3 и 4).

Аномальное (почти троекратное) возрастание концентрации U в течение трех месяцев (18.07.2020–22.10.2020) – между Муринским и Кударинским землетрясениями – воспринимается как явный отклик на подготовку и реализацию Быстринского землетрясения. Слабое (по сравнению с Быстринским) возрастание концентрации U 07 января 2021 г. может показывать более слабый (чем для Быстринского землетрясения) отклик, предшествовавший Хубсугульскому землетрясению.

Аномально низкая концентрация Hg_{gw} может считаться откликом на подготовку и реализацию Кударинского землетрясения

Южно-Байкальской впадины. Во время землетрясений КрМБКДХ в 2020 г. и в начале 2021 г. наблюдаются (с относительным запаздыванием) согласованные максимумы и минимумы U и Hg_{gw} , а после 29 марта 2021 г. определяется перестройка гидрогеохимических откликов (с относительным запаздыванием) минимумов Hg_{gw} относительно максимумов U .

На диаграмме рис. 9 временные вариации Hg_{gw} и U интерпретируются в терминах временных соотношений компонентов А, Б и В. Группы проб первого и третьего временных интервалов имели узкие диапазоны U и Hg_{gw} с преобладанием фоновых компонентов А. Во втором временном интервале возрастает роль урана при одинаковом отношении Hg_{gw}/U (около 0.1). Согласованное возрастание концентрации обоих элементов характеризует возрастание роли компонента Б при подготовке и реализации Быстринского

землетрясения. Перед Хубсугульским землетрясением (07 января 2021 г.) роль компонента Б была по-прежнему существенной (около 50 %). Подобные соотношения компонентов А и Б наблюдались 18 апреля 2021 г., в четвертом временном интервале, который в целом характеризовался уменьшением роли компонента Б (снижением концентрации U) и возрастанием роли компонента В (повышением концентрации Hg_{gw}). Компонент В обозначается в подземных водах более резко после сильнейшего афтершока Хубсугульского эпицентрального поля 31 марта 2021 г. Тенденции четвертого временного интервала прослеживаются в пятом (асейсмичном) временном интервале. Переход к шестому (сейсмическому) временному интервалу выражается в снижении роли компонента В (уменьшении концентрации Hg_{gw}) и в широких вариациях соотношений компонентов А и Б (в вариациях концентрации U).

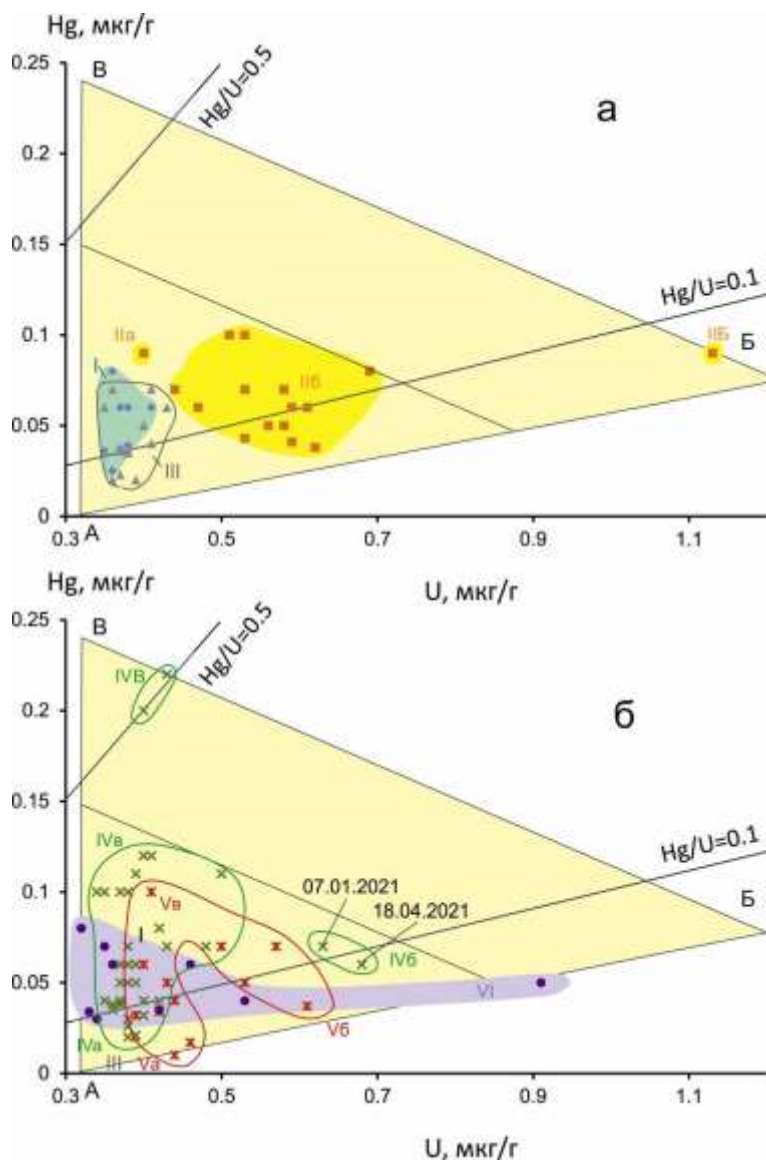


Рис. 9. Диаграмма $Hg_{gw} - U$ для подземных вод первых трех временных интервалов мониторинга ст. 184 (а) и последних трех (б). Усл. обозн. см. рис. 8.

Fig. 9. Diagram Hg_{gw} vs U for groundwater of the first three monitoring time intervals from st. 184 (a) and the last three ones (b). Designations are as in Fig. 2.

Соотношение компонентов А, Б и В в вариациях концентраций Li и K

Так же как на диаграмме $Hg_{gw} - U$ (рис. 9), характеристики подземных вод до и после Хубсугульского землетрясения отчетливо различаются на диаграмме Li – K, а соотношения этих элементов интерпретируется в координатах условных компонентов А', Б' и В'. Сначала преобладает компонент А'. Его содержание с течение времени несколько увеличивается за счет компонентов Б' и В'; фигуративные поля точек I, II и III временных

интервалов последовательно смещаются с понижением концентраций обоих элементов при среднем отношении K/Li около 2500 (рис. 10а). Тренд характеризует состояние подземных вод ст. 184 до Хубсугульского землетрясения. Роль компонентов Б' и В' существенно возрастает в IV временном интервале; образуется тренд от компонента А' к компонентам Б' и В' с разворотом к компоненту Б', в V и VI интервалах образуются тренды от компонента А' к компоненту В' (рис. 10б).

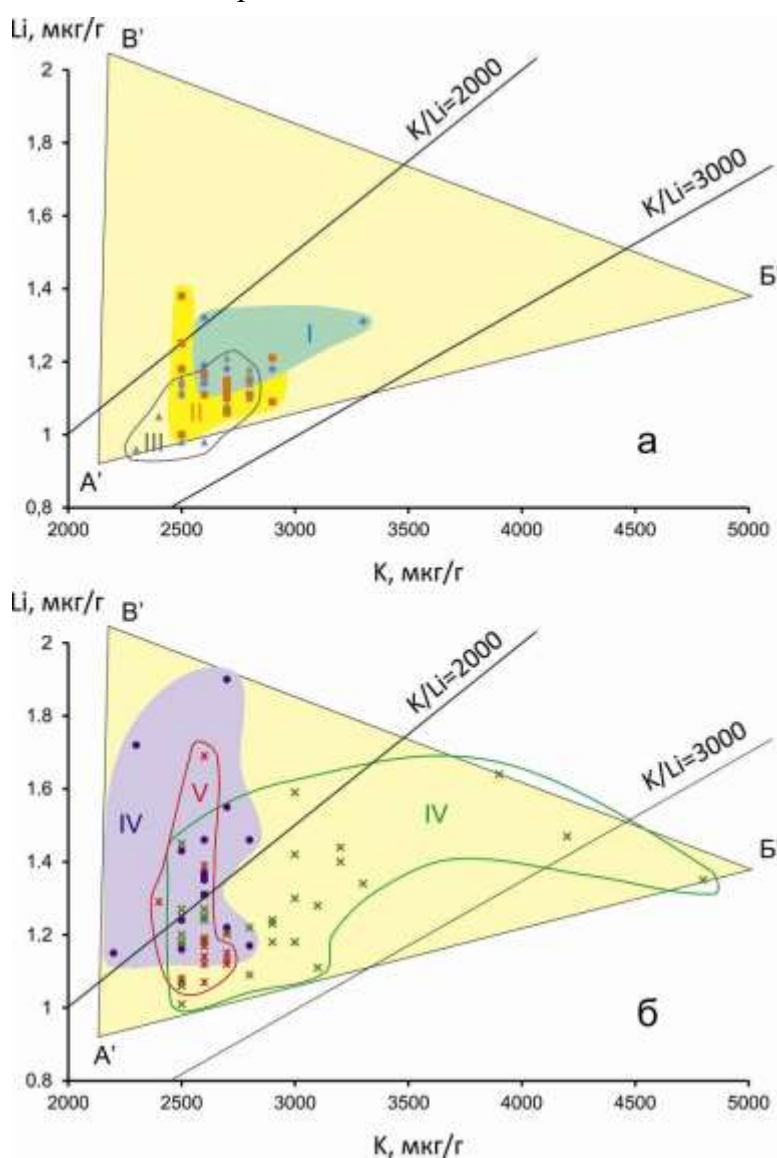


Рис. 10. Диаграммы Li – К для подземных вод мониторинговых интервалов I–III (а) и IV–VI (б) ст. 184. Усл. обозн. см. рис. 8. Изменения $Hg_{gw} - U$ и Li – К в подземных водах зависят от разных процессов, поэтому компоненты А', Б' и В' этих диаграмм не соответствуют компонентам А, Б и В диаграмм рис. 12.

Fig. 10. Diagrams Li vs K for groundwaters of monitoring intervals I–III (a) and IV–VI (б) from st. 184. Designations are as in Fig. 8. Variations of $Hg_{gw} - U$ and Li – К in groundwater depend on different processes, so components A', B', and C' of these diagrams do not correspond to components A, B, and C on diagrams of Fig. 12.

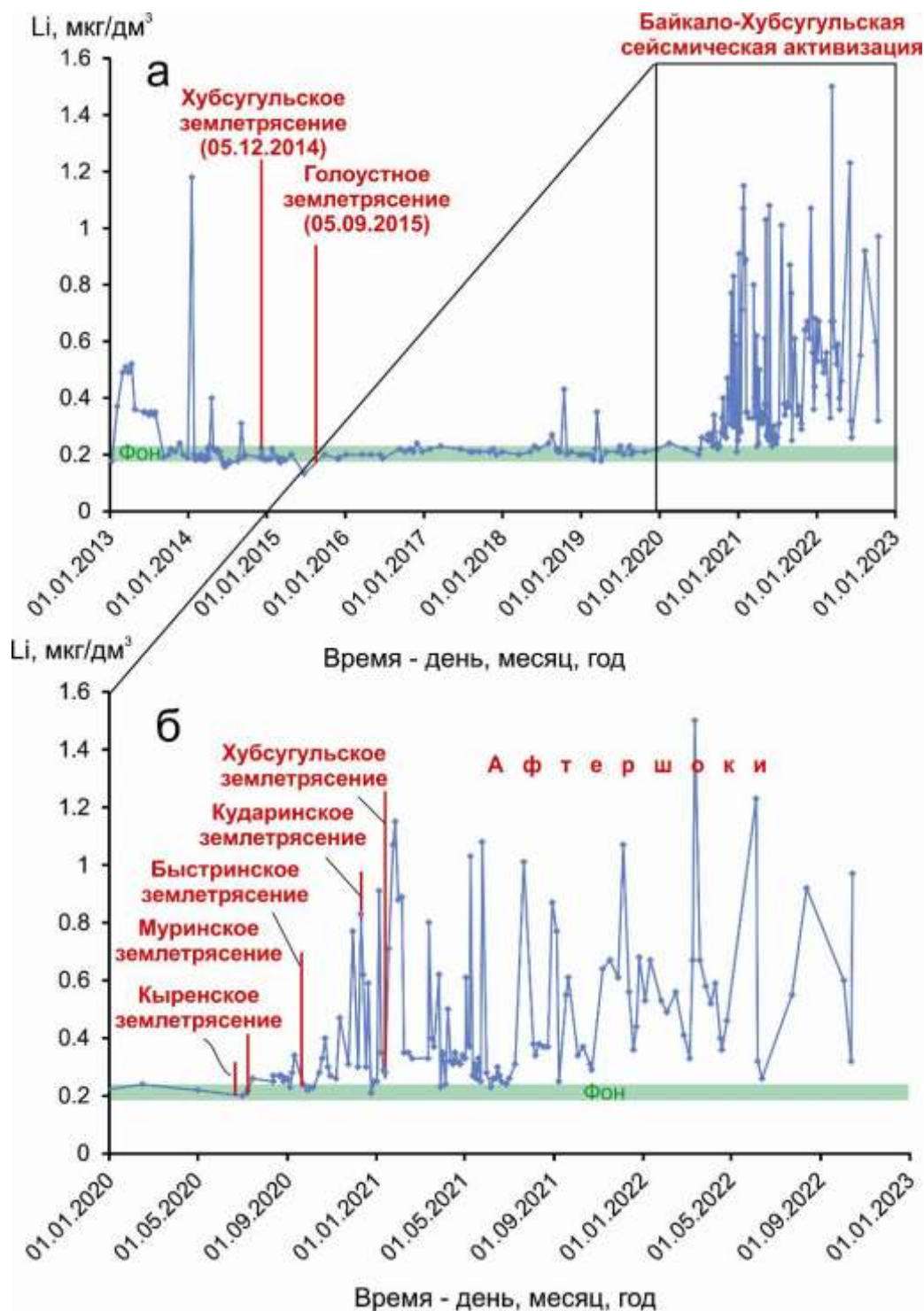


Рис. 11. Вариации концентрации Li в подземных водах ключевой ст. 27 Култукского полигона в течение всего временного интервала наблюдений 2013–2022 г. (а) и в течение последних трех лет (б).

Fig. 11. Variations in the Li concentration in groundwater from the key station 27 of the Kultuk polygon during the entire observation time interval of 2013–2022 (a) and during the last three years (b).

Всплески Li и их интерпретация как откликов на деформационные эффекты, распространяющиеся от очагов сейсмических толчков

В мониторинговом ряду ст. 27 Култукского полигона концентрация Li находится в 2013–2020 гг. в основном на уровне фона (около 0.2 мкг/дм^3), последовательно возрастает (до 1.2 мкг/дм^3) во время событий Байкало-Хубсугульской активизации: выходит выше фона после Муринского землетрясения, образует небольшой максимум перед Быстринским землетрясением, понижается до фона (около 0.2 мкг/дм^3) и затем последовательно возрастает к Кударинскому землетрясению до 0.8 мкг/дм^3 . С этого времени концентрация Li варьируется от фоновых значений до 1.5 мкг/дм^3 . При Хубсугульском и Голоустном землетрясениях 2014–2015 гг. концентрация Li оставалась в пределах фоновых значений (рис. 11a). Поскольку поведение лития как одновалентного металла не зависит от ОВП подземных вод, возрастание концентрации Li во время Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации предполагает возрастание концентрации этого металла в связи с проявлением сейсмогенерирующих процессов. Эффект возрастания концентрации Li проявляется с запаздыванием по отношению к землетрясениям, произошедшим в ее начале; сначала происходят

землетрясения, затем возрастает концентрация Li в подземной воде. Таким образом, отклики Li – это следствие землетрясений.

По аналогии со ст. 27, на ст. 184 намечаются колебания концентрации Li, спровоцированные сейсмическими событиями. В подземных водах ст. 184 регулярно проявляются всплески Li в последовательном сочетании резких минимумов и максимумов, которые интерпретируются как отклики на деформационные эффекты, распространяющиеся от очага сейсмического толчка. Во время Байкало-Хубсугульской активизации сейсмические толчки происходят западнее Култукского полигона (в Тункинской долине и Хубсугульской впадине) и восточнее (в Южно-Байкальской впадине) (рис. 12a). Эпицентры толчков находятся на разном расстоянии от Култукского полигона. Эффекты от толчков в очагах, расположенных ближе к ст. 184, вызывают более ранний всплеск Li (рис. 12б), эффекты от толчков в очагах, расположенных дальше от ст. 184, – более поздний. Деформационные эффекты проявляются неоднократно. В результате распространения эффектов сейсмогенных деформаций к ст. 184 с двух сторон происходит их интерференция; всплески либо взаимно нивелируются, и устанавливаются интервалы стабильной концентрации Li (рис. 12в), либо всплески взаимно усиливаются, и образуются высокие максимумы (рис. 12г).

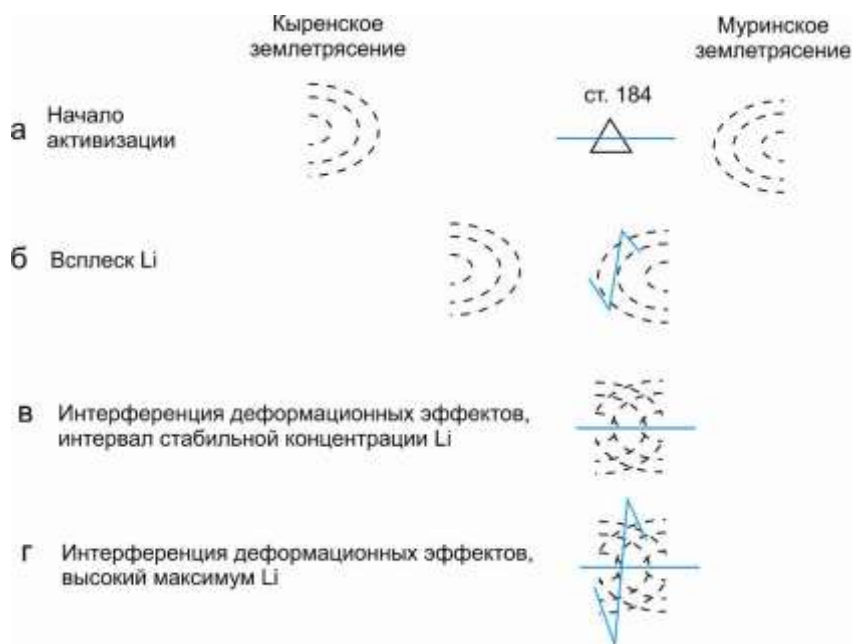


Рис. 12. Досейсмическое отсутствие всплесков Li (a) и разный характер откликов Li на деформационные эффекты (б–г). Синими линиями обозначен график Li: стабильная концентрация или всплеск.

Fig. 12. Preseismic absence of Li bursts (a) and different character of Li responses to deformational effects (б–г). Blue lines indicate Li graph: a stable concentration or a splash.

Для расшифровки характера всплесков Li ст. 184 показательна их регистрация в начальную фазу сейсмической активизации. Предполагается, что так же как на ст. 27, на этой станции в предсейсмическом временном интервале деформационные эффекты отсутствуют, и концентрация Li в подземных водах соответствует фону (см. рис. 5а и 11). 13 июня 2020 г. (в 15 ч. 36 мин.) происходит Кыренское землетрясение в центральной части Тункинской долины ($K=11.7$), затем, 06 июля (в 19 ч. 50 мин.), – Муринское землетрясение. Слабый минимум Li ст. 184, наблюдающийся 08 июля (в пробе, отобранной в 11 часов 20 минут), соотносится и с Кыренским, и с Муринским эпицентрами землетрясений. Расстояние от ст. 184 до эпицентра Кыренского землетрясения – 103 км, до эпицентра Муринского землетрясения – 61 км. По минимуму Li в распространении кыренского деформационного эффекта вдоль Тункинской долины получается сравнительно низкая скорость (0.165 км/час), а муринского, вдоль Южно-Байкальской впадины – более высокая скорость (1.151 км/час). Через одну промежуточную точку находится слабый максимум Li 21 июля. По нему получают скорости, соответственно, 0.110 и 0.167 км/час. Как видим, скорости с течением времени уравниваются. Деформационные эффекты, идущие с разных сторон, совмещаются между собой по фазе, и с 24 июля наблюдаются небольшие вариации Li, продолжающиеся более месяца, которые свидетельствуют о взаимном погашении кыренского и муринского деформационных эффектов механизмом интерференции (рис. 13а). На следующем идентифицированном минимуме 22 сентября (через 10 часов после Быстринского землетрясения) получают близкие между собой оценки скорости распространения кыренского и муринского эффектов (соответственно, 0.042 и 0.041

км/час). В отличие от дестабилизационного интервала, скорость распространения кыренского эффекта уже должна превышать скорость распространения муринского. В это время кыренский и муринский эффекты вряд ли имеют существенное влияние и уступают эффекту, который может порождаться сильным Быстринским сейсмическим толчком. Концентрация Li 22 сентября находится ниже фона (см. рис. 5а), однако вызывает вопрос последующий длительный (почти месячный) монотонный подъем концентрации Li, трассированный 4-мя точками с 22 сентября до 18 октября. Такой подъем в целом не характерен для всплесков Li ст. 184 в 2020 г. и в первой половине 2021 г. и может отражать специфику начального отклика на Быстринское землетрясение. В данном случае, деформационный эффект Быстринского землетрясения сменяет деформационное состояние коры полигона, созданное эффектами Кыренского и Муринского землетрясений.

Сейсмогенные эффекты, распространяющиеся от очагов Кыренского и/или Муринского землетрясений, могли спровоцировать Быстринское землетрясение. Эпицентры этих землетрясений находятся почти на равном расстоянии от эпицентра Быстринского землетрясения (соответственно, 83 и 81 км). Быстринское землетрясение запускается в зоне оптимального взаимного наложения сейсмогенных деформаций, порожденных этими землетрясениями. Кыренское землетрясение происходит раньше и дестабилизирует очаг будущего Быстринского землетрясения на расстоянии около 80 км. Его эпицентр предопределен структурной неоднородностью коры; он пространственно соответствует среднеиоценовому Анчукскому вулкану. Муринское землетрясение происходит позже и усиливает дестабилизацию в этом очаге.

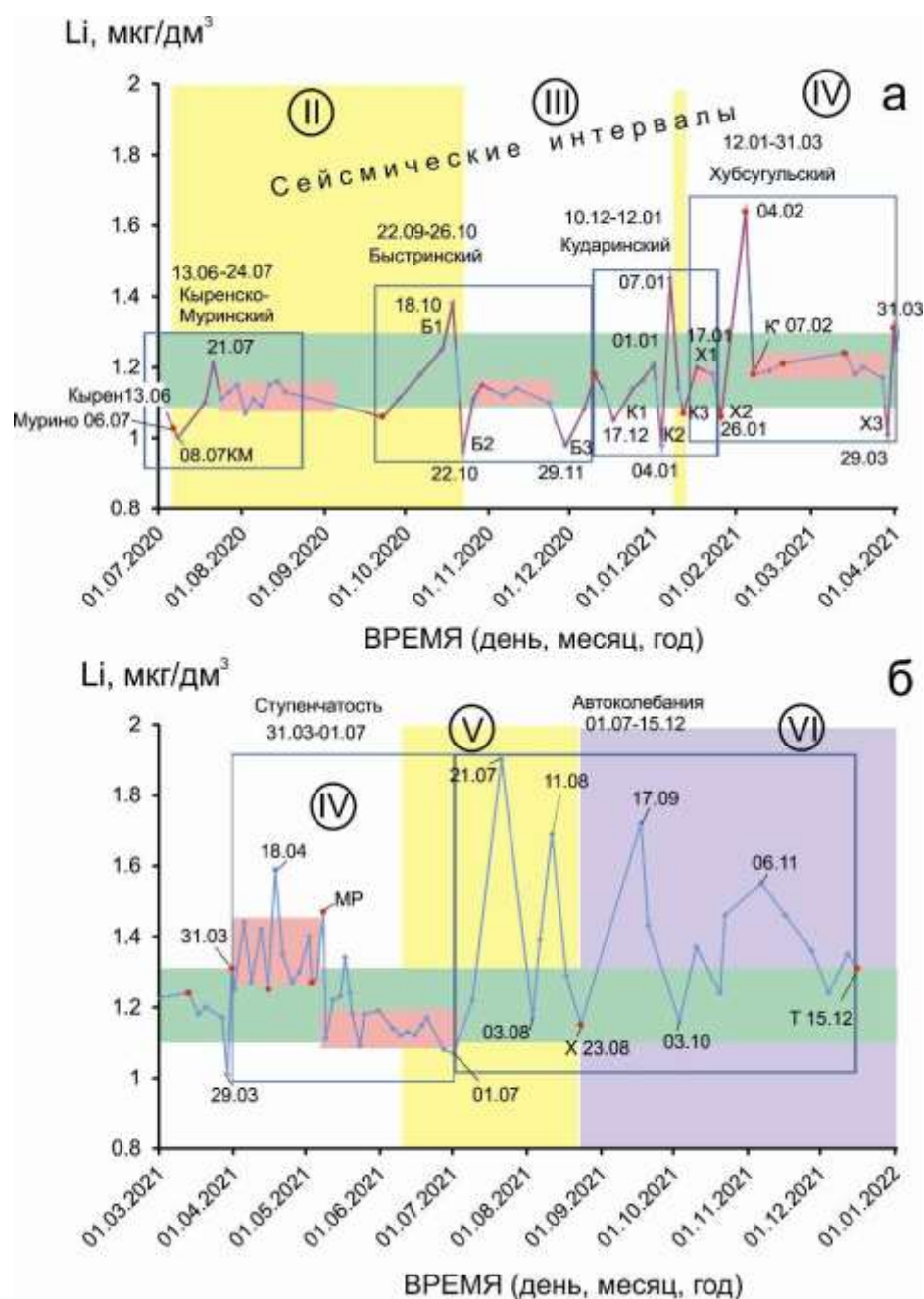


Рис. 13. Всплески и стабильные интервалы Li подземных вод ст. 184 в ходе развития Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации в 2020–2021 гг.: *a* – с 13 июня 2020 г. до 1 апреля 2021 г.; *б* – с 1 марта до конца 2021 г.

Fig. 13. Bursts and stable Li intervals of groundwater from st. 184 during the development of the Baikal-Khubsugul seismic reactivation in 2020–2021: *a* – from June 13, 2020 to April 1, 2021; *b* – from March 1 to the end of 2021.

Быстринское землетрясение происходит 22 сентября в 2 часа ночи в восточной части Тункинской долины дуплетом (с разрывом в 30 минут) при относительном смещении эпицентра второго (главного) толчка к востоку. За землетрясением следуют три всплеска Li , обозначенные как всплески Б1, Б2 и Б3. Всплеск Б1 образует минимум и максимум.

Минимум Li показывает проба, отобранная на ст. 184 через 10 часов после главного толчка. Эпицентр Быстринского землетрясения находится на расстоянии 19.7 км от ст. 184. Получается оценка скорости отклика минимума Li 1.97 км/час (более детальное опробование могло бы скорректировать эту скорость). По четырем последовательным

точкам концентрация L_i выходит на максимум 18 октября. Оценка скорости отклика максимума L_i – 0.03 км/час. Всплеск Б2 образует более глубокий минимум 22 октября с последующим выходом на уровень фоновых вариаций. Оценка скорости отклика минимума L_i – 0.026 км/час. За всплеском Б2 определяется 5 точек единого уровня концентрации L_i с 26 октября до 23 ноября, который свидетельствует о почти месячном отсутствии деформационных эффектов. Однако затем всплеск Б3 образует еще один глубокий минимум 29 ноября с выходом на максимум 10 декабря. Оценка скорости отклика минимума L_i – 0.012 км/час, максимума – 0.010 км/час. За исключением оценки скорости минимума 1.97 км/час, другие оценки скоростей деформационных эффектов, распространяющихся от эпицентра Быстринского землетрясения до ст. 184, находятся в диапазоне от 0.010 до 0.03 км/час.

Кударинское землетрясение происходит 10 декабря 2020 г. и обеспечивает 3 всплеска L_i , обозначенные как всплески К1, К2 и К3. Рассматривая Кударинское землетрясение как новую точку отсчета деформационных эффектов, определяем расстояние от ст. 184 до его эпицентра (213 км). Всплеск К1 образует минимум и максимум. Минимум показывает проба, отобранная 17 декабря 2020 г., максимум – проба 01 января 2021 г. Оценки скоростей откликов минимума и максимума L_i составляют, соответственно, 1.27 и 0.403 км/час. Всплеск К2 обозначается минимумом 04 января и максимумом 07 января, что отвечает оценкам скоростей откликов минимума и максимума L_i , соответственно, 0.355 и 0.317 км/час. Всплеск К3 представлен минимумом 12 января с соответствующей оценкой скорости отклика минимума 0.269 км/час. Оценки скоростей деформационных эффектов, распространяющихся от эпицентра Кударинского землетрясения до ст. 184, находятся в диапазоне от 0.269 до 1.27 км/час. Эти оценки существенно выше оценок скоростей деформационных эффектов, производных Быстринского землетрясения.

Хубсугульское землетрясение происходит 12 января 2021 г. Этому главному сейсмическому событию ($K=15.7$, $M=5.5$) можно приписать 3 деформационных эффекта ст. 184: Х1, Х2 и Х3, хотя эти эффекты могли

искажаться афтершоками. Эффект Х1 подобен эффекту КМ. Значительное расстояние от эпицентра Хубсугульского землетрясения до ст. 184 значительное (225 км) предполагает быстрое создание L_i -эффекта минимума сейсмической волной непосредственно в день землетрясения. L_i -эффект максимума создается 17 января также с высокой скоростью (1.9 км/час). После максимума концентрация L_i поддерживается несколько дней на одном уровне. Следует всплеск Х2; минимум 26 января сменяется высоким максимумом 04 февраля. Эффект минимума распространяется со скоростью 0.67 км/час, эффект максимума – 0.41 км/час. Затем концентрация L_i снова стабилизируется на 50 дней (с 07 февраля до 27 марта). Новый всплеск Х3 имеет минимум 29 марта и максимум 31 марта с близкими оценками скоростей (соответственно, 0.120 и 0.117 км/час).

Интервал с 31 марта до 01 июля 2021 г. характеризуется двумя спускающимися ступенями: сейсмоактивной и асейсмичной. С 01 июля до конца 2021 г. наблюдаются крупноамплитудные вариации L_i с квазипериодами около месяца. Эти вариации имеют автоколебательный характер (отсутствуют интервалы стабильного L_i). На минимуме 23 августа проявляется афтершок в Хубсугульском эпицентральном поле и в конце интервала, 15 декабря, Танхойский афтершок. Автоколебания наблюдаются при переходе от растяжения к сжатию.

Синтез

Гидрогеохимический ряд данных ст. 184 интерпретируется в связи с проявлением в ходе Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации разных процессов: растяжения–сжатия микротрещин, поднятия восстановленных–окисленных флюидов и деформационных эффектов, распространяющихся от очагов сейсмических толчков и образующихся вследствие возникновения на полигоне автоколебательных процессов.

Особенность ст. 184 – ее локализация в разломе северо-северо-восточного простира-ния, соединяющего активные части Главного Саянского и Обручевского разломов (рис. 14). Станция обозначила яркий отклик подземных вод на подготовку и реализацию Быстринского землетрясения II

(сейсмического) временного интервала в общих согласованных вариациях А4 и ОА4/8. Оба параметра последовательно возрастают и снижаются в течение 3-х месяцев вследствие усиления и ослабления растяжения микротрещин в активном разломе.



Рис. 14. Схема структурного положения ст. 184, откликнувшейся на подготовку и реализацию Быстринского землетрясения. Простираение соединительного разлома подобно простираению реконструированной субмеридиональной нодальной плоскости очага землетрясения. Другой реконструированной нодальной плоскости соответствует простираение Главного Саянского разлома. Приведен механизм землетрясения на нижней полусфере (Семинский и др., 2020).

Fig. 14. Scheme of structural setting of station 184 that responded to preparation and implementation of the Bystraya earthquake. A strike of the connecting fault is similar to the one of the reconstructed north-south nodal plane of the earthquake source. Another reconstructed nodal plane corresponds to the strike of the Main Sayan Fault. Given is the mechanism of an earthquake in the lower hemisphere after (Seminsky et al., 2020).

При подготовке других землетрясений таких эффектов не было. Во время Кударинского землетрясения в III (сейсмическом) временном интервале наблюдается минимум фона А4 и ОА4/8. За 5 дней до Хубсугульского землетрясения регистрируется лишь короткий импульс растяжения. IV (Хубсугульско-Маритуйский сейсмический) временной интервал характеризуется фоновым

состоянием разлома. В V (асейсмичном) временном интервале выявляются, однако, признаки растяжения. Они определяются в течение 2-х месяцев и сменяются более длительным VI (Хубсугул-Голоустенским сейсмическим) интервалом сжатия конца 2021 – начала 2022 гг.

С одной стороны, уран и ртуть как переходные элементы зависят от окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) подземных вод, который может регулироваться потоками окисленных и восстановленных флюидов, инициируемыми в коре в ходе сейсмической активизации. С другой стороны, в окисленных условиях ртуть растворяется в воде в виде Hg^{2+} , а в восстановительных условиях Hg^+ удаляется из воды в виде газа. Уран также растворяется и переносится водой в высшей окисленной форме, но его восстановленная форма в воде не растворяется.

Аномальное (почти втрое) возрастание концентрации U после Муринского землетрясения с 06 июля до 22 сентября 2020 г. также воспринимается как отчетливый отклик подземных вод ст. 184 на подготовку и реализацию Быстринского землетрясения. Слабое (по сравнению с Быстринским) возрастание концентрации U 07 января 2021 г., возможно, показывает более слабый отклик, предшествовавший Хубсугульскому землетрясению, но подобные короткие отклики повторяются позже без сейсмических толчков, а сейсмические толчки не дают откликов концентрации U.

Важные выводы следуют из наблюдений поведения ртути, растворенной в подземных водах. Сейсмической активизации предшествуют потоки восстановленных флюидов, буферирующих атомарную Hg_{gas} . Сильные Быстринское и Кударинское землетрясения сопровождаются потоками восстановленных газов, а при Хубсугульском землетрясении начинают играть существенную роль окисленные флюидные потоки (рис. 15).

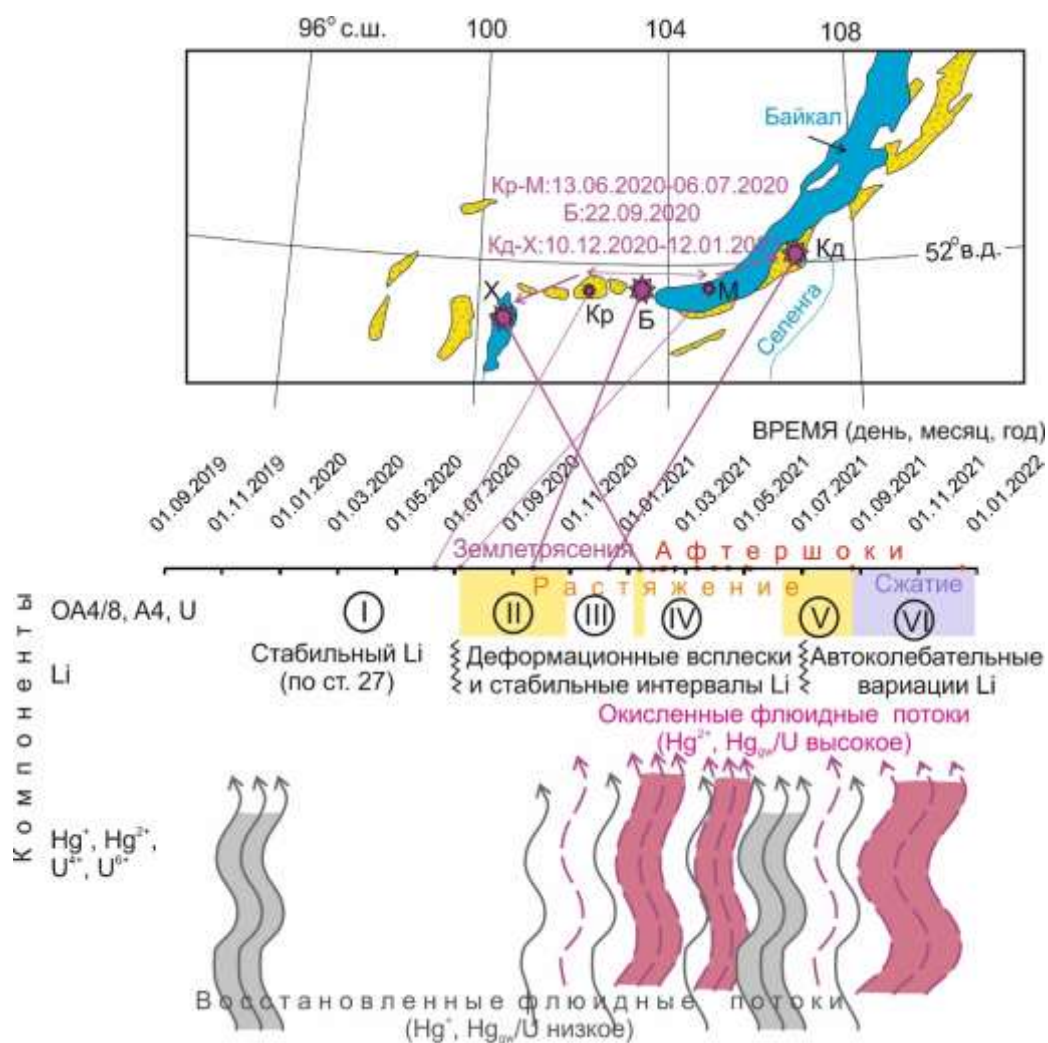


Рис. 15. Соотношение гидрогеохимических процессов, сопровождающих Байкало-Хубсугульскую сейсмическую активизацию в 2020–2021 гг.

Fig. 15. Correlation of hydrogeochemical processes accompanying the Baikal-Khubsugul seismic reactivation in 2020–2021.

После предсейсмической бухты Hg_{gw} подземных вод всех станций Култуковского полигона второй половины 2019 г. подземные воды ст. 184 выходят на максимум Hg_{gw} с 18 июля 2020 г. до 17 августа 2020 г., что истолковывается как отклик, предшествующий сейсмогенному отклику максимума U этой станции на Быстринское землетрясение. Аномально низкая концентрация Hg_{gw} с 23 ноября до 28 декабря 2020 г. при нижнем пределе фона концентрации U может считаться откликом на подготовку и реализацию Кударинского землетрясения Южно-Байкальской впадины. Во время землетрясений КрМБКДХ в 2020 г. и в начале 2021 г. наблюдаются (с относительным запаздыванием) согласованные максимумы и минимумы U и Hg_{gw} , а

появление аномально высоких максимумов Hg_{gw} 31 марта 2021 г. ($Hg_{gw} = 0.2 \text{ мкг/дм}^3$) и 08 мая 2021 г. ($Hg_{gw} = 0.22 \text{ мкг/дм}^3$) в IV (сейсмическом) интервале обозначает перестройку на относительное запаздывание минимумов Hg_{gw} относительно максимумов U , которое проявляется и в первой половине V (асейсмического) интервала. Во второй половине V (асейсмического) интервала, однако, за высоким максимумом U следует максимум Hg_{gw} . При переходе к сжатию в VI (сейсмическом) интервале концентрации U и Hg_{gw} не выходят за пределы фона.

Наряду с предсейсмической бухтой 2019 г., фактор эффективного удаления Hg^+ из подземных вод проявляется при Быстринском и Кударинском землетрясениях, а также

при афтершоке Хубсугульского эпицентрального поля 12 марта 2021 г. и в начале IV (асейсмичного) временного интервала. Фактор максимального растворения Hg^{2+} в подземных водах в потоке окисленных флюидов характеризует один из афтершоков Хубсугульского эпицентрального поля в начале IV интервала и обстановку перехода от растяжения к сжатию V и VI интервалов. Максимальный контраст вариаций отношения $\text{Hg}_{\text{gw}}/\text{U}$ в IV (сейсмическом) временном интервале образуется за счет коротких эпизодов высоких концентраций ртути, растворенной в подземных водах в окисленных условиях, и удаления ртути в потоках восстановленных флюидов.

Запуск Быстринского землетрясения сопровождается потоком окисленных флюидов, Кударинского – восстановленных. Поведение Hg_{gw} и U согласовано. Запуск Хубсугульского землетрясения и близких к нему афтершоков обозначается новым потоком окисленных флюидов, в котором роль Hg_{gw} возрастает относительно U . Можно предположить существование механизма обогащения ртути ее привнесом в виде Hg_{gas} в потоке восстановленных флюидов, который резко окисляется с растворением Hg_{gw} . О таком механизме свидетельствует возросшая контрастность проявления окисленных и восстановленных флюидных потоков в ходе развития афтершоковой активности. Затем частые сейсмические толчки завершаются, и в начале V (асейсмичного) интервала (в августе 2021 г.) доминирует поток восстановленных флюидов, в середине этого интервала – поток окисленных флюидов, в конце – вновь поток восстановленных флюидов. При переходе к VI (сейсмическому) интервалу генерируется поток восстановленных флюидов и имеет место новый афтершок в Хубсугульском эпицентральной поле, а затем обозначается тенденция к окислению, на фоне которого происходит Танхойское землетрясение Южно-Байкальской впадины.

Характер временных вариаций Li в подземных водах ст. 184 также несет информацию о запуске сейсмической активизации и необратимых изменениях, происходящих в ходе ее развития. Поведение этого элемента не связано с вариациями pH , но при угасании афтершоков в марте–июне 2021 г.

концентрация Li снижается одновременно с падением pH . Объясняя колебания концентрации Li деформационными сейсмогенными эффектами, мы различаем в начале сейсмической активизации всплески и стабильные интервалы Li , в первой половине 2021 г. – 2 стабильные ступени Li и во второй половине 2021 г. – крупноамплитудные автоколебания Li без интервалов стабильной концентрации Li .

Заключение

Ряд гидрогеохимических данных, полученный в 2020–2021 гг. на ст. 184 Култукского полигона, интерпретирован в связи с проявлением в ходе Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации разных процессов: поднятия восстановленных–окисленных флюидов, растяжения–сжатия микротрещин и деформационных эффектов, распространяющихся к полигону от очагов сейсмических толчков и образующихся на полигоне вследствие автоколебательных процессов. Установленные аномальные вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , U , Hg и Li , совпадающие по времени с Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией, могут использоваться как прогностические признаки будущих сильных землетрясений в центральной части Байкальской сейсмической зоны.

Благодарности

Состав воды анализировался на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce в ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск). Методические подходы к анализу подземных вод частично разработаны в рамках темы Минобрнауки № 0279-2021-0008 (121032300186-9).

Литература

Ильясова А.М., Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Борняков С.А., Снопков С.В., Чувашова И.С., Тубанов Ц.А., Герман Е.И., Бартанова С.В. Тестирование эффекта Чердынцева–Чалова с использованием сейсмовибратора ЦВО-100 и мониторинг подобных U-гидроизотопных откликов на подготовку землетрясений на Култукском полигоне, Южный Байкал // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 7–25.

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский Филиал Геофизической Службы, 2022. <http://www.seis-bykl.ru>.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–553.

Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М., 2020. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Mw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743.

Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А. Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 5. С. 0677.

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г.,

Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604–616.

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

Чебыкин Е.П., 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. 7–19. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.7>.

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 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) monitoring // Geology and Environment. 2022. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. Mercury hazard of earthquakes in the Baikal seismic zone // Limnology and Freshwater Biology. 2022b. No. 3. P. 1332–1334. DOI:10.31951/2658-3518-2022-A-3-1332.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664003 Irkutsk, 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.

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

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

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

Bornyakov Sergey Alexandrovich,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
email: bonyak@crust.irk.ru.

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

Snopkov Sergey Viktorovich,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, assistant professor
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology
664074, Irkutsk, st. Kurchatova, 3,
Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Leading Researcher,
email: snopkov_serg@mail.ru.

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

Chuvashova Irina Sergeevna,
candidate of geological and mineralogical sciences,

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
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.

Чебыкин Евгений Павлович,

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

Chebykin Evgeny Pavlovich,

Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033 Irkutsk, st. Ulan-Batorskaya, 3,
Limnological Institute SB RAS,
email: epcheb@yandex.ru.

Региональная геология

УДК 550.844+546.791.027+632.126
<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.53>

Источник трахидацит-риолитовых галек среднеюрских конгломератов на северо-западном берегу Байкала: сопоставление галек с породами магматических комплексов верхнего палеозоя и мезозоя Забайкалья

Р.В. Олиферовский¹, Е.А. Седунова¹, И.Б. Шаметова¹, А.В. Башкирцев¹, Д.А. Данилин¹, А.Р. Монгуш¹, С.Н. Коваленко¹, Т.А. Ясныгина², И.С. Чувашова^{1,2},
 Е.В. Саранина², С.В. Рассказов^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

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

Аннотация. Конгломераты, обнаженные на северо-западном берегу оз. Байкал, в районах Больших Котов и Листвянки, относятся по палеонтологическим данным к верхней части разреза юго-восточной части Иркутского бассейна (Ангаро-Котинской впадины) и рассматриваются в составе нижней подсвиты котовской свиты, датируемой верхней частью ааленского яруса средней юры (174–170 млн лет). Для выявления источника обломочного материала конгломератов определяются содержания петрогенных оксидов и микроэлементов, просматриваются шлифы галек вулканических пород. Выделяется 5 групп трахидацит-риолитовых галек плюмазитового состава в первом обнажении и группа, подобная по составу основной большекотовской группе, – во втором. Обозначается отличие гальки конгломератов верхней части разреза Ангаро-Котинской впадины от гальки щелочных эффузивов кислого и среднего состава нижней и средней частей разреза. Предполагается сходство состава галек верхнекотовской подсвиты с составом среднеюрских вулканических и субвулканических пород Забайкалья. Допускается их происхождение из трех источников: 1) ближнего – неизвестного среднеюрского вулкана, погребенного под кайнозойскими осадочными отложениями Южно-Байкальской впадины, в шовной зоне Сибирского палеоконтинента, 2) средне-удаленного (на 250–500 км) – среднеюрских вулканоплутонических комплексов Джиды-Витимской зоны разломов и 3) более удаленного – Монголо-Охотской зоны разломов.

Ключевые слова: Иркутский угленосный бассейн, Байкал, Забайкалье, юра, ааленский ярус, риолит, трахидацит, агнаитовые породы, плюмазитовые породы.

Source of trachydacite-rhyolite pebbles of Middle Jurassic conglomerates on the northwestern shore of Lake Baikal: comparison of the pebbles with rocks of Upper Paleozoic and Mesozoic igneous complexes from Transbaikalia

R.V. Oliferovsky¹, E.A. Sedunova¹, I.B. Shametova¹, A.V. Bashkirtsev¹, D.A. Danilin¹,
 A.R. Mongush¹, S.N. Kovalenko¹, T.A. Yasnygina², I.S. Chuvashova^{1,2},
 E.V. Saranina², S.V. Rasskazov^{1,2}

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

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

Abstract. From paleontological data, conglomerates exposed on the northwestern shore of Lake Baikal, in the Bolshiye Koty and Listvyanka areas, belongs to the upper part of the section of the southeastern part of the Irkutsk coal-bearing basin (Angara-Koty depression) and is considered as part of the lower subformation of the Koty Formation dated back to the upper part of the Aalenian Stage of the Middle Jurassic (174–170 Ma). To identify a source of clastic material of the conglomerates, petrogenic oxides and trace elements of pebbles of volcanic rocks are determined and thin sections are examined. Defined are five groups of trachydacite-rhyolite pebbles of plumasite composition in the former outcrop and a group similar in composition to the main Bolshiye Koty group in the second one. The difference between the pebbles of conglomerates from the upper part of the section in the Angara-Koty depression and those of alkaline effusives of acidic and intermediate composition from the lower and middle parts of the section is indicated. It is assumed that the composition of the pebbles of the Upper Koty subformation is similar to that of the Middle Jurassic volcanic and subvolcanic rocks from Transbaikalia. Their origin from three sources is possible: 1) from nearest one – an unknown Middle Jurassic volcano buried under Cenozoic sedimentary stratum of the South Baikal basin, in the suture zone of the Siberian paleocontinent, 2) from the middle-remote one (distance over 250–500 km) – Middle Jurassic volcano-plutonic complexes of the Dzhida-Vitim fault zone, and 3) from the more remote one – the Mongolian-Okhotsk fault zone.

Keywords: Irkutsk coal-bearing basin, Baikal, Transbaikalia, Jurassic, Aalenian stage, rhyolite, trachydacite, agpaite rocks, plumasitic rocks.

Введение

На северо-западном берегу оз. Байкал, рядом с пос. Большие Коты, возвышается утес Скрипер (высота 611 м), сложенный юрскими конгломератами. Это обнажение привлекло внимание П.С. Палласа, который в 1772 г., наблюдая «утесы конгломератов на западном берегу озера, пришел к убеждению, что котловина Байкала представляет собой громадную трещину, разделившую горы и заполнившуюся водой» (Флоренсов, 1960, с. 5). Рассматривая распределение вулканогенных и осадочных формаций в рельефе в монографии, изданной в 1960 году, Н.А. Флоренсов сделал вывод «об исключительной

локализации кайнозойских впадин в Прибайкалье, о том, что последние как бы вложены, «втиснуты» в гораздо более широкое и ровное мезозойское тектоническое поле» [там же, с. 189]. В цитированной монографии Н.А. Флоренсов указал на присутствие в усть-байлейском разрезе, на правом берегу Ангары, в конгломератах присаянской свиты (J_{1-2}) галек, подобных по составу вулканическим породам Селенгинской Даурии Забайкалья. Идея о вероятном переносе обломочного материала из Забайкалья в Иркутский угленосный бассейн через будущий Байкал от района дельты р. Сленги к району истока р. Ангары иллюстрировалась в статье (Замараев, Самсонов, 1959), опубликованной одновременно с монографией Н.А. Флоренсова (рис. 1).

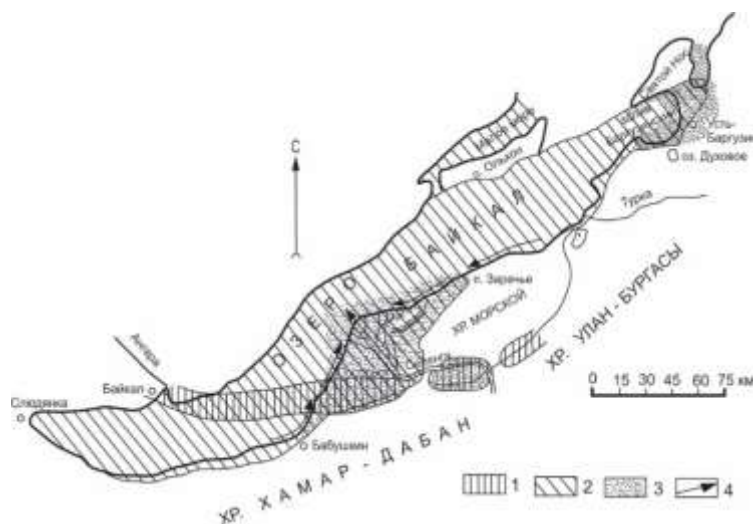


Рис. 1. Схема накопления осадочных пород в мезозое и кайнозое в районе оз. Байкал (Замараев, Самсонов, 1959). Осадконакопление: 1 – в юре; 2 – в неогене; 3 – в четвертичном периоде (наиболее интенсивное); 4 – направление сноса обломочного материала в четвертичном периоде.

Fig. 1. Scheme of the accumulation of Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks in the area of Lake. Baikal (Zamaraev, Samsonov, 1959). Sedimentation: 1 – in the Jurassic; 2 – in the Neogene; 3 – in the Quaternary (the most intense); 4 – direction of transportation of clastic material in the Quaternary.

Байкальская тропа Листвянка–Большое Голоустное – место проведения ежегодных учебных геологических практик студентов геологического факультета Иркутского государственного университета. На этом маршруте, в районе утеса Скрипер, предметом геологических наблюдений студентов являются юрские конгломераты, представляющие собой скопление хорошо окатанных галек различного состава и размера (Коваленко, 2016). Для адресного определения источника сноса обломочного материала эффузивов, при проведении учебной геологической практики 2016 г. студентами 2 курса геологического факультета ИГУ под руководством преподавателя С.Н. Коваленко, была отобрана представительная коллекция образцов галек из обнажения района пос. Большие Коты. Затем, при проведении учебной геологической практики 2018 г. студентами 1 курса под руководством преподавателей С.В. Рассказова, И.С. Чувашовой и А.А. Каримовой была отобрана представительная коллекция образцов галек из обнажения юрских конгломератов севернее пос. Листвянка.

Цель совместного исследования студентов и преподавателей – определить вероятный источник вулканических пород, представленных гальками в обнажениях берега Байкала (Больших Котов и Листвянки), и обозначить значение такого источника для палеотектонической реконструкции времени его накопления.

Общая характеристика конгломератов

Живописные обнажения конгломератов, доступные для изучения, наблюдаются в пос. Большие Коты и чуть выше поселка по рр.

Большие и Малые Коты, а также по берегу оз. Байкал (координаты: 51.90230° с. ш., 105.10528° в. д.) и в районе утеса Скрипер, примерно в 4 км к северу востоку от поселка Большие Коты (точка наблюдения 038, координаты: 51.89981° с. ш., 105.13048° в. д.). От поселка к этому утесу ведет хорошо обустроенная туристическая тропа. Утес, сложенный конгломератами, выступает над зеркалом оз. Байкал на 250 м (рис. 2а).

В районе рек Большие и Малые Коты на юрские отложения надвинуты архейские метаморфические породы фундамента. Здесь находится один из фрагментов юрского Ангарского надвига (Данилович, 1949, 1963; Сизых и др., 1983). В то же время, скальное обнажение утеса Скрипер разбито субвертикальными разрывами со смещениями, субпараллельными Обручевскому сбросу, по которому опускалось днище впадины Байкала (рис. 2б). Важная роль смещений такого типа на северо-западном берегу Байкала была выявлена прежде В.В. Ружичем в Приморской шовной зоне (устное сообщение в 2019 г.).

Конгломерат представляет собой породу с окатанной галькой разнообразных размеров вплоть до валунов 30×40 см (рис. 3а). Местами конгломерат содержит до 50 % гравелистого и песчанистого цемента. Разобщенные гальки «плавают» в цементе (рис. 3б).

В точке наблюдения 038, в верхней части обнажения утеса Скрипер, определен петрографический состав конгломерата (рис. 4). В совокупности 100 произвольно отобранных галек представлены: 16 гранитов, 65 эффузивов, 16 слабо раскристаллизованных субвулканических пород (долериты?), 1 кварцит, 2 кварцевые гальки (рис. 4).



Рис. 2. Общий вид утеса Скрипер и устья р. Сенной, фотография 1882, 2009 г. (а) и вид фрагмента конгломератов, разбитых субвертикальными трещинами, параллельными Обручевскому сбросу (б). На переднем плане фотографии б различается обломочный материал разного размера, от мелкой гальки до крупных валунов.

Fig. 2. General view of the Skriper cliff and the mouth of the Sennaya river. photograph 1882, 2009 (a) and view of a fragment of conglomerates dissected by subvertical cracks parallel to the Obruchev fault (b). In foreground of photograph b, clastic material of various sizes is distinguished, from small pebbles to large boulders.



Рис. 3. Конгломерат с крупным валуном на скальнике Скрипер в т.н. 038, фотография 1894, 2009 г. (а) и «плавающие гальки» в конгломерате, т.н. 025 (координаты: 51.89847° с. ш., 105.14131° в. д.), фотография 1342а (б). На фотографии б стрелками показаны гальки эффузивных пород среднего-кислого состава.

Fig. 3. A conglomerate with a large boulder on the Skriper cliff in site 038, photograph 1894, 2009 (a) and “floating pebbles” in a conglomerate, in site 025 (N51.89847°, E105.14131°), photograph 1342a (b). Arrows in photo b show pebbles of effusive rocks of intermediate-silicic composition.

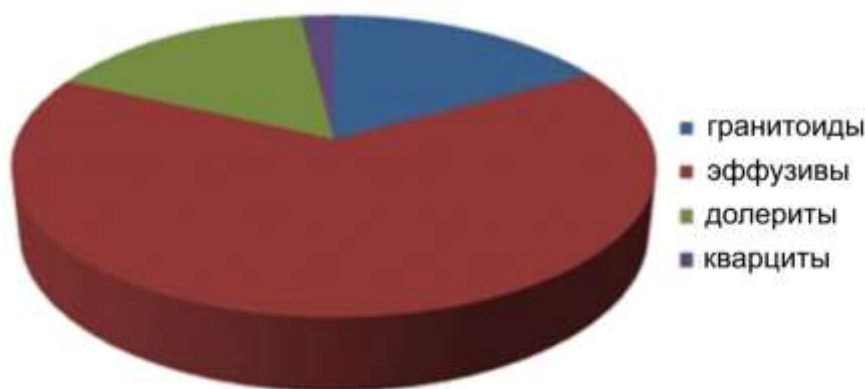


Рис. 4. Петрографический состав галек юрского конгломерата в т.н. 038 на утесе Скрипер.

Fig. 4. Petrographic composition of pebbles from a Jurassic conglomerate in site 038, Skriper cliff.

В районе пос. Листвянка обнажение конгломератов обнаружено на водоразделе падей Крестовая и Малая Черемшанка в 1 км 30 м от берега Байкала (координаты: 51.860082° с. ш., 104.873223° в. д.). Останец конгломератов составляет в плане несколько десятков метров и благодаря устойчивости пород образует стенку высотой 5–8 м. Гальки

частично окатаны, частично – угловаты. Преобладает галька размером 5–8 см. Гальки и плотно сцементированный песчаный наполнитель имеют приблизительное соотношение 60:40 (рис. 5). Состав галек разнообразен. Среди них гальки эффузивных пород среднего-кислого состава составляют 5–10 %.



Рис. 5. Фотография фрагмента обнажения листвянских конгломератов.

Fig. 5. Photograph of an outcrop fragment of the Listvyanka conglomerate.

Стратиграфическое положение конгломератов

Конгломераты юго-восточной части юрского Иркутского бассейна отнесены М.М. Одинцовой и др. (1967) к байкальской свите и датированы в целом нижней-средней юрой. В.М. Скобло и др. (2001) толща конгломератов этой части бассейна (в предгорной части Ангари-Котинской впадины) рассматривалась в составе прииркутской серии и расчленялась, по палеонтологическим данным, на три свиты (снизу вверх): дабатскую, тальцинскую и котовскую. На берегу Байкала наблюдались выходы только нижней подсвиты котовской свиты. Этот стратон датировался верхней частью ааленского яруса (174–170 млн лет).

Обнажения юрских осадочных отложений Больших Котов и Листвянки относятся к предгорной части Ангари-Котинской впадины, в которой представлены конгломераты галечно-валунные, крупновалунные – в основном несортированной предгорной молассы. Эта часть разреза коррелируется с нижнекотовской подсвитой ааленского яруса средней юры центральной части Ангари-Котинской впадины, в которой распространены конгломераты крупно-разногалечные, менее гравелиты, разнотернистые песчаники полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, мало-мощные пропластки алевролитов, алевропсаммитовых туффитов и туфов кислого состава (50–60 м). Вышележащие отложения верхнекотовской подсвиты байосского яруса представлены только в центральной части Ангари-Котинской впадины конгломератами разногалечными, песчаниками разнотернистыми, полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми, прослоями алевропсаммитовых туффитов и туфов кислого состава (более 30 м). В предгорной части Ангари-Котинской

впадины (на берегу Байкала) верхняя подсвита котовской свиты отсутствует (Скобло и др., 2001) (рис. 6).

Методика аналитических исследований

Аналитические исследования пород галек проводились в рамках работ совместной лаборатории инженерной и динамической геологии Иркутского государственного университета и Института земной коры СО РАН. Петрогенные оксиды определялись классическим методом химического анализа (Сизых, 1985). Микроэлементный состав определялся методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра Agilent 7500se (Ясныгина и др., 2015).

Группирование галек вулканических пород по петрогенным оксидам

Представительные составы галек приведены в табл. 1. Первичное группирование состава галек выполнено по содержаниям петрогенных оксидов с использованием факторного анализа (рис. 7). На факторной диаграмме векторов элементов (диаграмма 7а) основная изменчивость совокупности пород (первый фактор, вес 45.5 %) определяется возрастанием содержания SiO_2 и обратной корреляцией этого оксида с содержаниями других петрогенных оксидов. Менее выражена изменчивость (второй фактор, вес 20.1 %), обозначенная совместным возрастанием MgO , CaO , ППП , FeO , SiO_2 , P_2O_5 , MnO при обратной корреляции с этими оксидами K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 и Na_2O . Расчет по петрогенным оксидам большекотовских образцов (без листвянских) не вносит существенных изменений в характер факторов, что отражает принадлежность большекотовских и листвянских галек к единой генеральной совокупности обломочного материала.

Стратиграфия юры Ангаро-Котинской межгорной впадины														
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Подгоризонт	Серия	Свита	Подсвита	Ангаро-Котинская межгорная впадина						
								Центральная часть	Предгорная часть					
Ю Р С К А Я	СРЕДНИЙ	БАЙОС	ААЛЕН	СУХОВСКОЙ	ТАЛЬЦИНСКАЯ	КОТОВСКАЯ	Верхнекотовская	Конгломераты разногальчатые, песчаники разнозернистые, полимиктовые и полево-шпатовые-кварцевые, прослои алевропсаммитовых туффитов и туфов кислого состава (более 30 м)						
							Нижнекотовская	Конгломераты крупно-разногальчатые, менее гравелиты, разнозернистые песчаники полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, маломощные пропластки алевролитов, алевропсаммитовых туффитов и туфов кислого состава (50-60 м)	Конгломераты гальчано-валунные, крупновалунные (более 45 м)					
		ТОАР				ТАЛЬЦИНСКАЯ	Верхнетальцинская	До пяти трансгрессивных пролювиально-аллювиальных ритмов, в каждом - полимиктовые песчаники (от гравелистых до мелкозернистых), прослои алевролитов и аргиллитов, часто углистых, маломощные пропластки алевропелитовых туффитов и туфов; в верхних ритмах - разногальчатые конгломераты (50-100 м)	(Конгломераты средне-мелкогальчатые, гравелиты, реже разнозернистые песчаники, туффиты, туфы (50 м)					
							Нижнетальцинская	Один трансгрессивный пролювиально-аллювиальный ритм с преобладанием конгломератов от разногальчатых до мелкогальчатых; в верхней части - гравелиты, разнозернистые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов (в т.ч. углистых), туфоалевропсаммитов, пелитовых туффитов и туфов (70-80 м)	Конгломераты валунно-гальчатые, выше - средне-мелкогальчатые, с линзами гравелитов, песчаников, туфопесчаников (80 м)					
		ПРИСЯНСКИЙ				ДАБАТСКАЯ	Верхнедабатская	Четыре, пять трансгрессивных пролювиально-аллювиальных ритмов, каждый - от средне-мелкогальчатых конгломератов к разнозернистым песчаникам, полимиктовым и полево-шпатово-кварцевым, и далее - к алевролитам и аргиллитам с линзами углей (до 0,4 м) и пропластками псаммитоалевритовых и псаммитовых туффитов и туфов риолитов. ПК аналогичен усть-балейскому, с «трипартиновым» горизонтом (до 80 м)	Конгломераты разногальчатые, валунно-гальчатые, в верхней части мелкогальчатые, с линзами гравелитов, углей, туффитов, туфов кислого состава (80 м)					
							Среднедабатская	До четырех трансгрессивных аллювиальных ритмов, каждый - от гравелитов либо разнозернистых 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 мелкогальчатые, реже разногальчатые, линзы гравелитов, песчаников, углей, туффитов и туфов кислого состава (150 м)					
		ЧЕРЕМХОВСКИЙ					Нижнедабатская	До трех трансгрессивных горно-аллювиальных ритмов - конгломераты валунно-разногальчатые, хлидолиты, песчаники, при участии в верхних ритмах алевролитов, аргиллитов (местами углистых); пропластки псаммито-алевритовых туффитов и туфов кислого состава (более 100 м)	Брекчии, хлидолиты, песчаники полимиктовые (до 10 м)					
		НИЖНЕЧЕРЕ-РЕМХОВСКИЙ												
Подстилающие образования								PR-V						

Рис. 6. Стратиграфическое положение конгломератов нижнекотовской подсвиты, обнажающейся на берегу Байкала, в схеме стратиграфии Ангаро-Котинской впадины (Скобло и др., 2001).

Fig. 6. Stratigraphic position of conglomerates of the Lower Koty subformation, which is exposed on the shore of Lake Baikal, in the stratigraphic scheme of the Angara-Koty depression (Skoblo et al., 2001).

Т а б л и ц а 1

Представительные составы галек юрских конгломератов

Образец	ВК-16-14	ВК-16-21	ВК-16-17	ВК-16-16	ВК-16-20	LS-18-6
Группа	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ , мас. %	75.45	66.89	75.34	68.25	66.53	72.05
TiO ₂	0.15	0.76	0.27	0.68	0.76	0.51
Al ₂ O ₃	13.18	16.25	12.57	15.39	16.90	15.68
Fe ₂ O ₃	0.52	2.55	0.55	1.50	1.88	0.82
FeO	0.90	0.42	1.08	1.34	0.99	0.28
MnO	0.03	0.04	0.11	0.07	0.04	0.01
MgO	0.17	0.23	0.13	0.89	0.34	0.11
CaO	0.35	0.42	0.16	0.90	0.29	0.10
Na ₂ O	3.19	5.56	2.46	5.26	5.70	5.86
K ₂ O	5.50	5.67	6.02	4.18	5.71	4.11
P ₂ O ₅	< НПО	0.08	< НПО	0.13	0.09	0.04
ППП	0.82	0.73	1.05	1.26	0.36	0.75
Сумма	100.26	99.61	99.73	99.85	99.59	100.32
Sc, мкг/г	4.1	6.8	6.5	11.0	6.6	3.7
Cu	38	9	9	21	12	6
Zn	67	74	65	81	73	24
Rb	165	202	167	85	185	145
Sr	94	22	31	255	36	13
Y	12	71	41	24	32	61
Zr	69	624	306	227	233	585
Nb	7	32	14	11	27	31
Cs	4.63	1.35	3.55	0.83	0.83	0.56
Ba	324	95	96	1288	65	132
La	43	110	52	47	59	103
Ce	82	257	110	93	114	234
Pr	8	27	13	10	13	24
Nd	26	97	46	37	46	83
Sm	4	17	9	6	9	14
Eu	0.4	1.7	1.0	1.5	1.0	1.4
Gd	3.0	14.6	7.8	5.3	7.5	11.7
Tb	0.4	2.0	1.1	0.7	1.0	1.9
Dy	2.3	12.5	6.6	4.2	5.9	11.1
Ho	0.4	2.5	1.4	0.8	1.1	2.2
Er	1.2	7.0	4.1	2.4	3.1	6.4
Tm	0.19	0.96	0.60	0.36	0.44	0.98
Yb	1.2	6.6	4.0	2.4	2.9	6.4
Lu	0.19	0.91	0.61	0.35	0.44	0.97
Hf	2.8	13.8	8.3	6.1	6.0	13.7
Ta	1.0	2.4	1.0	0.7	2.1	2.0
Pb	28	38	20	22	30	60
Th	18	21	15	10	10	25
U	1.8	3.4	3.7	2.5	1.8	6.2
Cr	83.0	6.5	<6	8.1	6.5	20.4
Co	2.1	1.5	1.6	3.8	2.4	<0.2
Ni	12	12	10	14	12	16
V	7	32	7	31	22	12

НПО – ниже предела обнаружения.

На факторной диаграмме проб галек (рис. 76) положительными значениями первого фактора обозначилась группа листвянских галек (группа 6) и две группы большекотовских галек (группы 1 и 3). Большекотовская группа 1 включает 11 галек из 30 и

рассматривается как преобладающая. Большекотовская группа 3 включает 4 гальки. По отрицательным значениям фактора 1 различаются еще 3 группы большекотовских галек. Группа 4 имеет положительные значения фактора 2, группы 2 и 5 – отрицательные.

На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем (рис. 8) и диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} - \text{SiO}_2$ (рис. 9) фигуративные поля группы листовянских галек и групп 1 и 3 большекотовских перекрываются между собой. Фигуративные поля групп 2, 4 и 5 большекотовских галек смещены относительно фигуративных полей групп 1, 3 большекотовских галек и группы листовянских галек с уменьшением содержания кремнезема. По низкому

коэффициенту агапитности все породы галек относятся к плюмазитовым.

Фигуративные точки песчаников из наполнителя листовянских конгломератов смещены относительно фигуративных полей галек конгломератов обоих рассматриваемых местонахождений. Песчаники имеют повышенное содержание SiO_2 и сравнительно низкое содержание суммы щелочей.

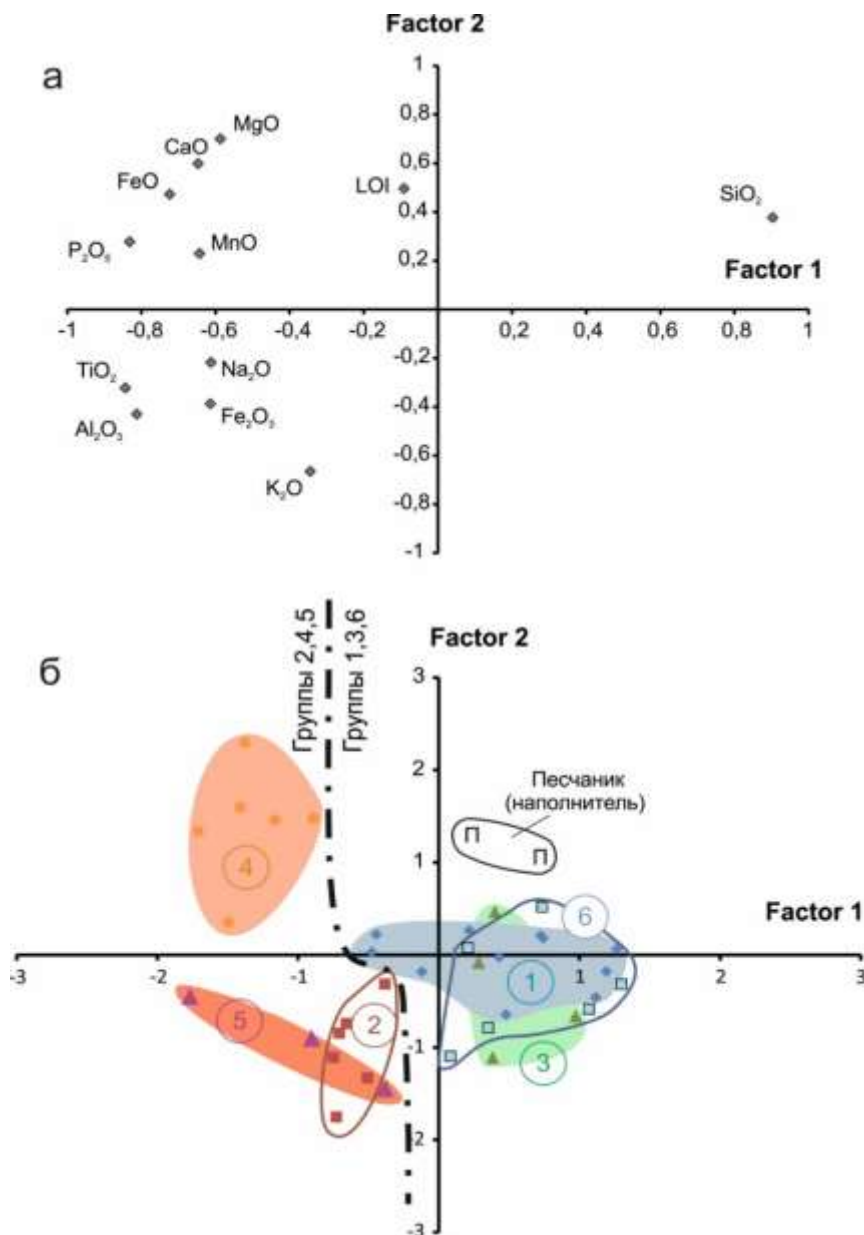


Рис. 7. Распределение факторных нагрузок для петрогенных оксидов большекотовских и листовянских галек (а) и результаты факторного анализа проб галек (б). Группы 1–5 – большекотовские, группа 6 – листовянская (см. текст). Принимается группирование галек по петрогенным оксидам и микроэлементам всей совокупности диаграмм, приведенных в работе. Вместе с данными по галькам на диаграмме показаны вектора проб песчаников наполнителя листовянских конгломератов (обозначение П). Штрих-пунктирной линией проводится разделение пород на группы 1, 3 и 6 (холодные тона значков и фигуративных полей: 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 компонент без ротации.

Fig. 7. Distribution of factor loadings for major oxides of Bolshiye Koty and Listvyanka pebbles (a) and factor scores of pebble samples (b) on the diagrams. Groups 1–5 are from Bolshiye Koty, group 6 is from 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. Together with data on pebbles, the diagram shows vectors of sandstone samples from the filler of the Listvyanka conglomerates (designation П). The dash-dotted line divides rocks breeds 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.

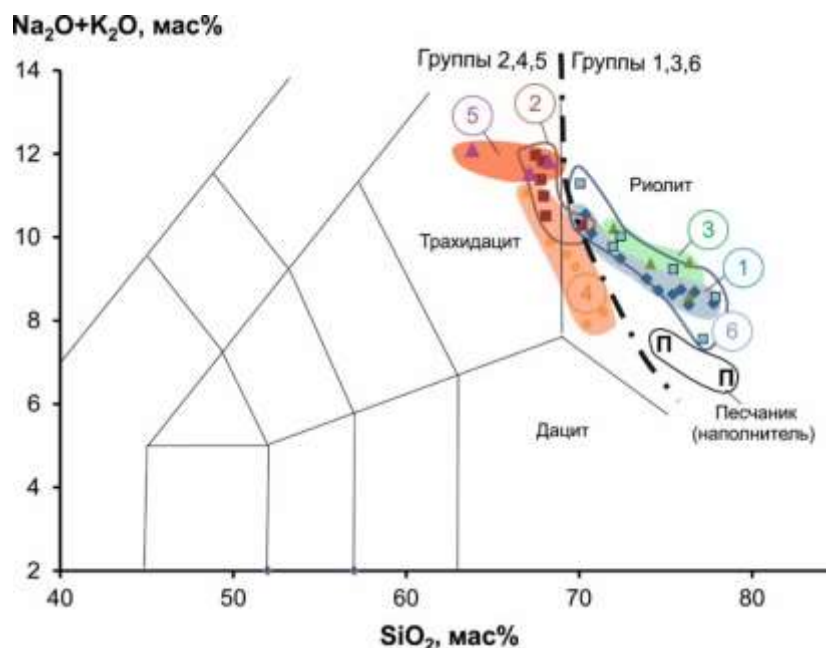


Рис. 8. Распределение групп галек на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем. Для построения этой диаграммы содержание оксидов приведено к 100 мас. %. Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 7б.

Fig. 8. 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. 7б.

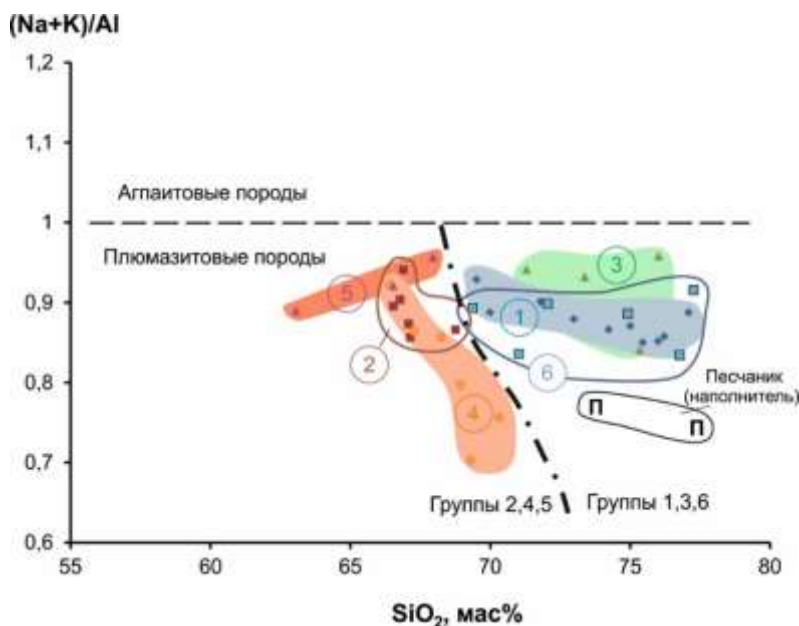


Рис. 9. Распределение групп галек на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} - \text{SiO}_2$. Отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ (коэффициент агпаитности) рассчитано в атомных количествах. Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 7б.

Fig. 9. Distribution of pebble groups on the diagram $(Na+K)/Al$ vs SiO_2 . The ratio $(Na+K)/Al$ (agpaite coefficient) was calculated in atomic quantities. Symbols and division into groups are the same as in the factor diagram of Fig. 7б.

Группирование вулканических пород по микроэлементам

Факторным анализом по микроэлементам (рис. 10) получено группирование состава галек, сходное с группированием по петрогенным оксидам. На диаграмме факторных нагрузок для микроэлементов (рис. 7а) основная изменчивость совокупности пород (первый фактор, вес 55.8 %) определяется положительной корреляцией Ba, Sr, Cs и V при отрицательной корреляции их с

редкоземельными элементами (РЗЭ) и другими микроэлементами. Менее выражена изменчивость (второй фактор, вес 16.2 %), обозначенная корреляцией между Cs, V, Th, Rb при отрицательной корреляции их с Eu, Cr, Ga, Ba, Sr и легкими РЗЭ (La, Ce, Sm и Nd).

На рис. 11 близкие по составу группы 1, 3 и 6 смещены относительно групп 2, 4 и 5 в левую верхнюю часть дискриминационной диаграммы гранитов $(K_2O+Na_2O)/CaO$. Группы 1 и 4 занимают поле орогенных гранитов (FG и OGT), группы 2, 3 и 6 – поле анорогенных гранитов (А-типа).

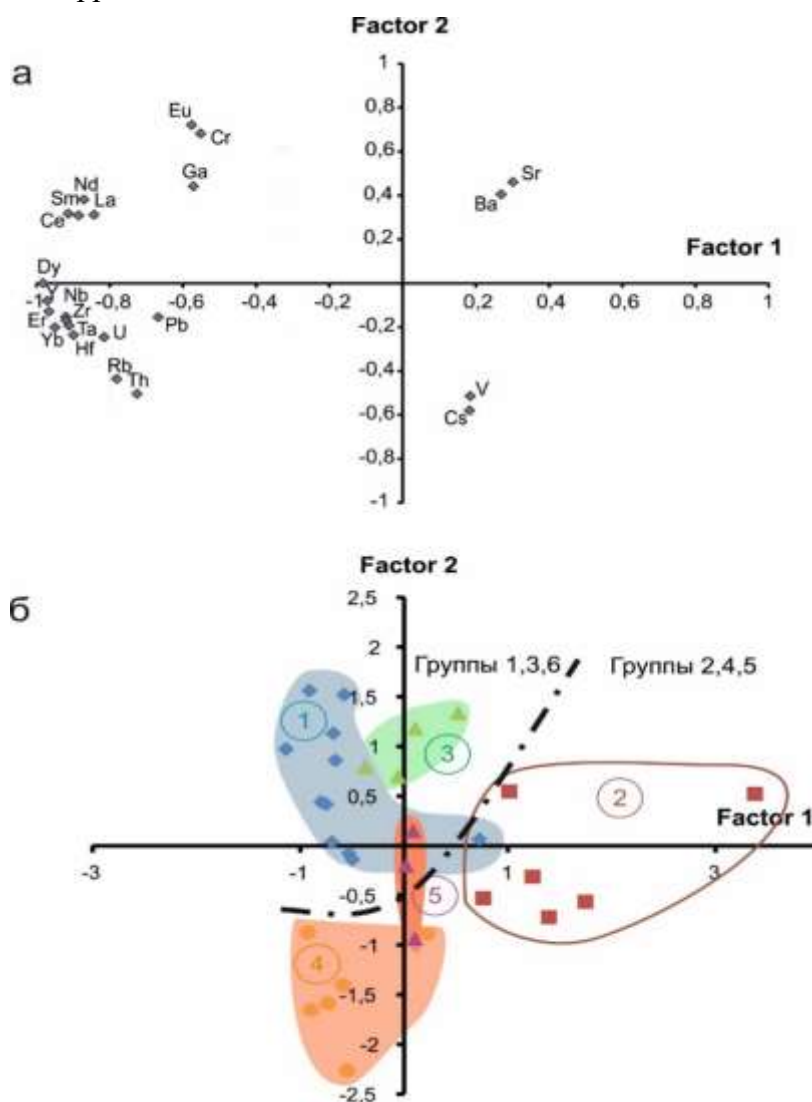


Рис. 10. Распределение векторов микроэлементов большекотовских галек (а) и векторов проб групп галек (б) на диаграммах первого и второго факторов. Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 7б.

Fig. 10. Distribution of vectors of trace elements of Bolshiye Kotv pebbles (a) and vectors of samples of pebble groups (b) on the diagrams of the first and second factors. Symbols and division into groups are the same as in the factor diagram of Fig. 76.

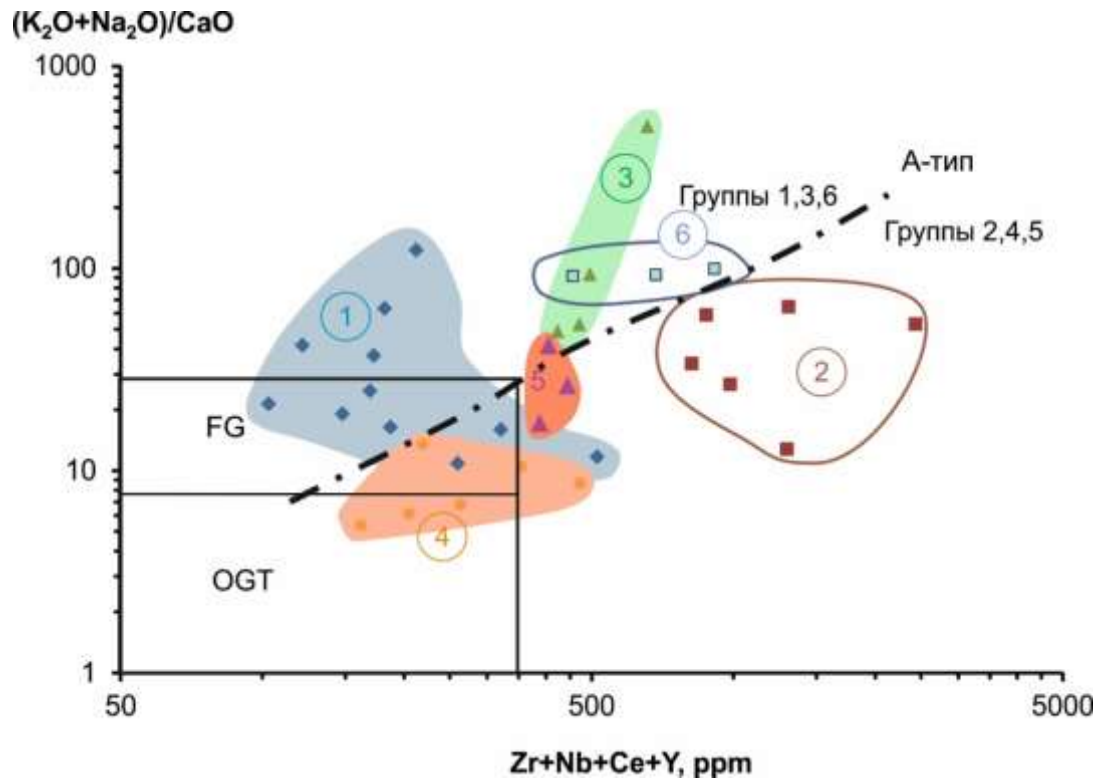


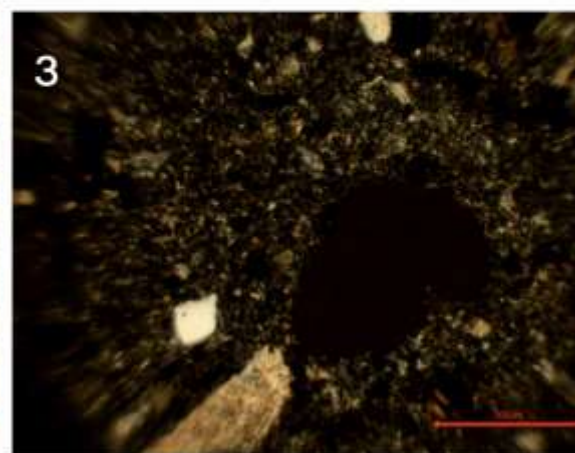
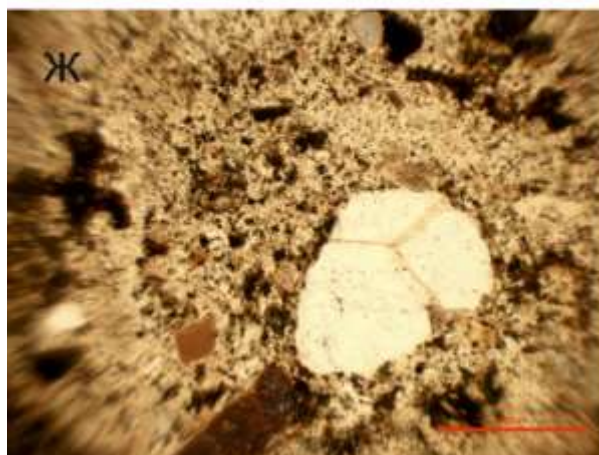
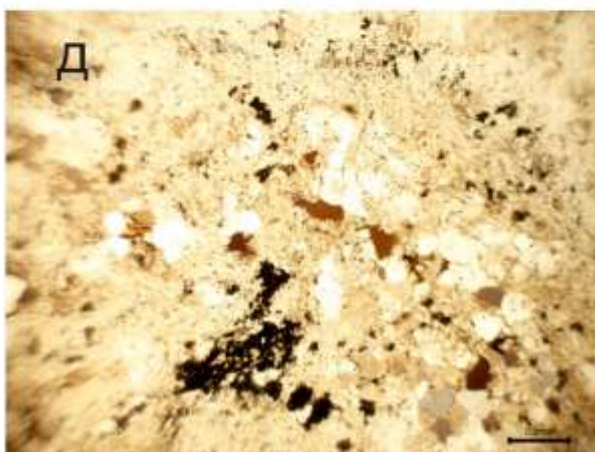
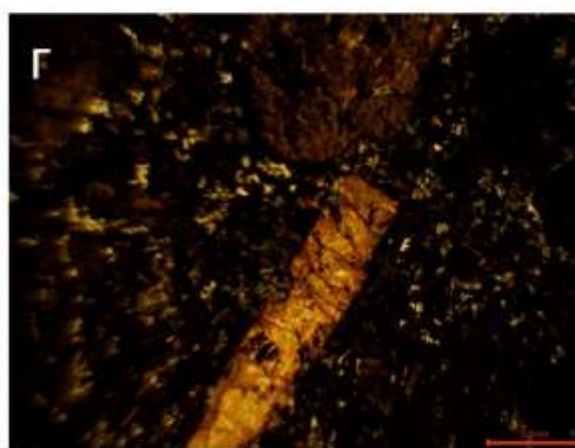
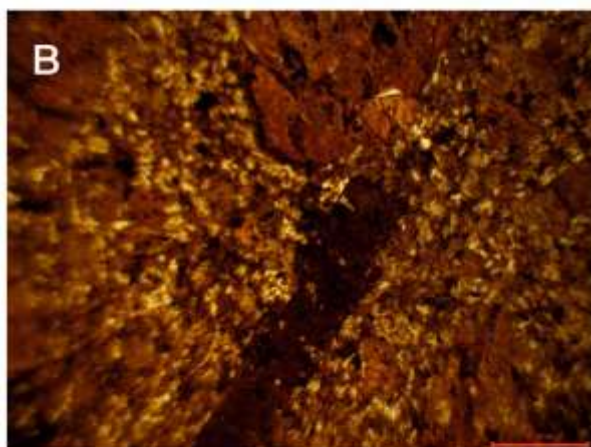
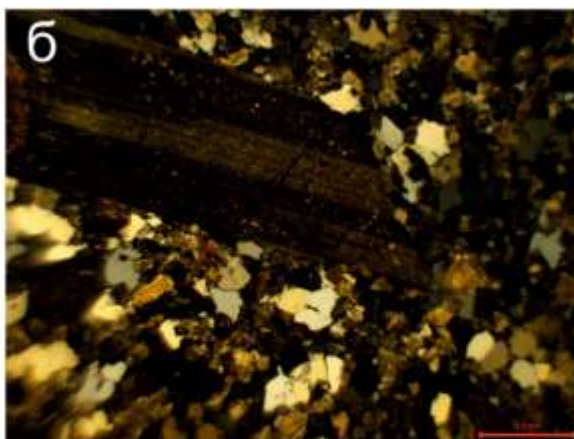
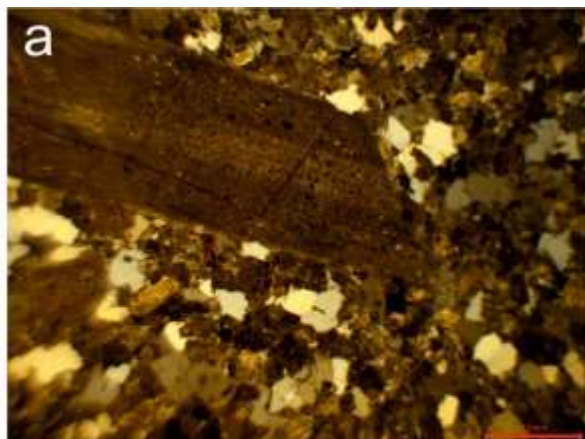
Рис. 11. Распределение групп галек на дискриминационной диаграмме гранитов ($(K_2O+Na_2O)/CaO$ – $Zr+Nb+Ce+Y$ (Whalen et al., 1987). Условные обозначения и разделение на группы такие же, как на факторной диаграмме рис. 76. FG – фракционированные фельзические граниты, OGT – нефракционированные граниты М, S и I типа (орогенные граниты).

Fig. 11. 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).

Петрографическая характеристика выделенных групп галек

Петрографически группы галек не различаются между собой. В шлифах наблюдается тонкозернистая основная масса кварц-полевошпатового состава с рассеянным рудным минералом, в которую погружены хорошо оформленные, часто шестоватые фенокристаллы олигоклаз-альбитового состава и

калиевого полевого шпата (рис. 12). Темноцветные железо-магнезиальные силикатные минералы представлены редкими зернами биотита. Преобладает тонкозернистая основная масса (фотографии ж–м), но встречаются также образцы с хорошо раскристаллизованной основной массой (фотографии а–б). В последнем случае можно видеть изометричные зерна кварца, полевого шпата, рудного минерала и мельчайшие слабо индивидуализированные темноцветные минералы.



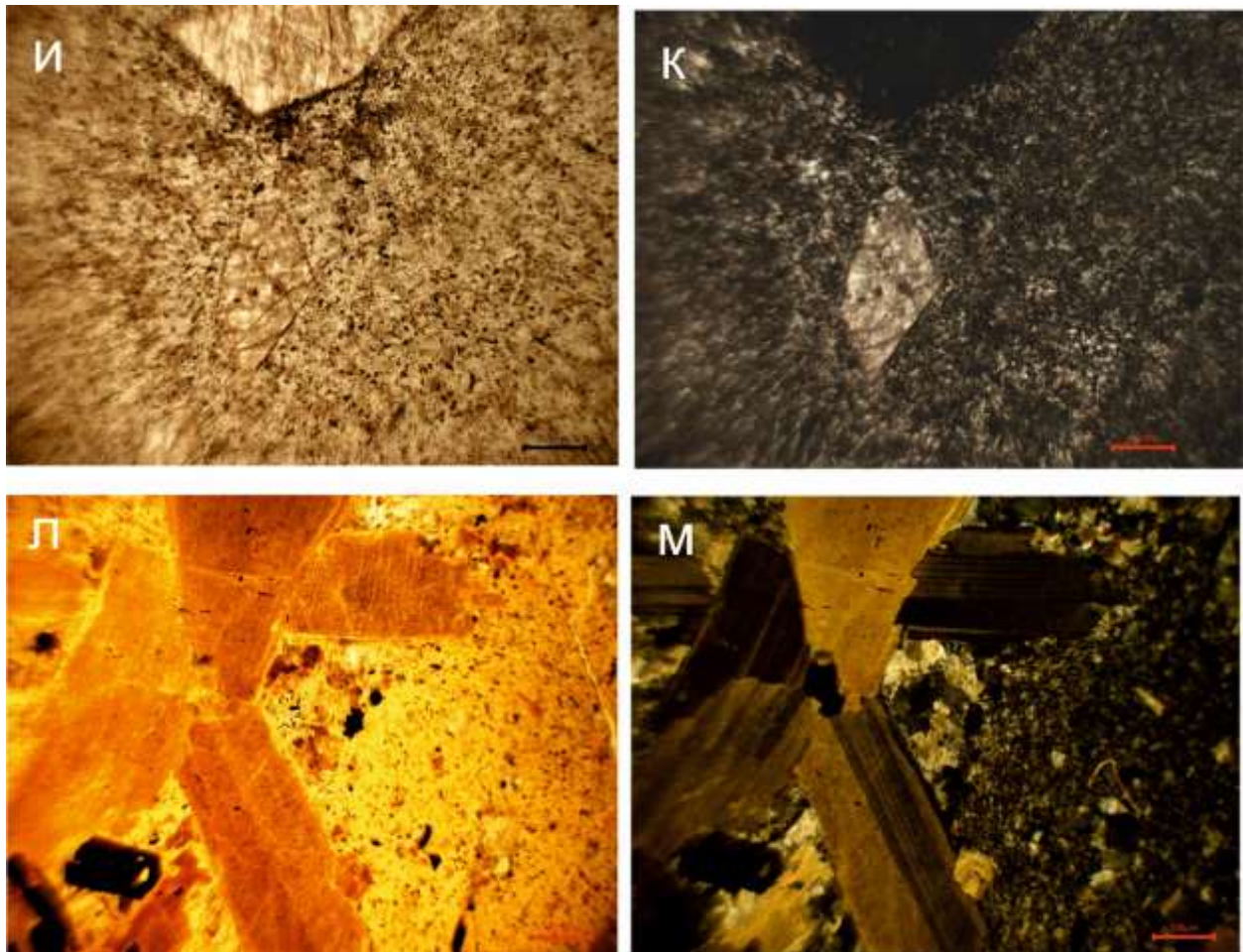


Рис. 12. Представительные фотографии шлифов пород групп галек: первой, обр. ВК-16-2 (а, б); второй, обр. ВК-16-1 (в, г); третьей, обр. ВК-16-12 (д, е); четвертой, обр. ВК-16-24 (ж, з); пятой, обр. ВК-16-20 (и, к); шестой, обр. LS-13-2 (л, м). Фотографии слева сделаны в проходящем свете с параллельными николями, фотографии справа – в поляризованном свете.

Fig. 12. Representative photographs of thin sections of pebble rock groups: first, ВК-16-2 (а, б); second, ВК-16-1 (в, г); third, ВК-16-12 (д, е); fourth, ВК-16-24 (ж, з); fifth, ВК-16-20 (и, к); sixth, LS-13-2 (л, м). Photographs on the left were taken in transmitted light with parallel nicols, those on the right – in polarized light.

Сопоставления

Гальки конгломератов Ангара-Котинской впадины (включая обнажения берега Байкала) и верхнепалеозойские–нижнемезозойские породы Забайкалья

Для определения вероятного источника обломочного материала юрских конгломератов проводилось изучение петрографического состава галек из разных диапазонов стратиграфического разреза юго-восточной части Иркутского бассейна (Семейкина, 1980). Для 600 галек из нижней (дабатской, по В.М. Скобло и др. (2001)) свиты выявлено

ведущее значение щелочных разновидностей эффузивов. В базальных слоях свиты отмечено преобладание галек трахитов, трахириолитовых порфиров и ортофиров. Выше по разрезу в той же свите в гальках установлены андезитоидные дацитовые порфиры, а затем – риолитовые порфиры, андезитоидные дацитовые порфиры, трахитовые и трахириолитовые порфиры. В вышележащих присаянской (тальцинской) и котовской свитах отмечено снижение количества галек эффузивов и изменение состава галек гранитоидов от преимущественно калиевых разновидностей в основании дабатской свиты до доминирования плагиогранитов в верхних частях разреза.

На основе представленного петрографического описания галек предполагалось происхождение обломочного материала щелочных вулканитов из верхнепалеозойских?–нижнемезозойских свит вулканотектонических структур Западного Забайкалья.

На территории Забайкалья в позднем палеозое образовался Ангаро-Витимский гранитный батолит и более поздние интрузивные комплексы пород, включая вулcano-плутонические аналоги этих комплексов. В возрастном интервале 330–275 млн лет выделяется пять интрузивных комплексов. Высококалиевые известково-щелочные граниты возрастного интервала 330–310 млн лет относятся к Ангаро-Витимскому батолиту (баргузинский комплекс). Более молодые комплексы рассматриваются как пост-батолитовые: интервал 305–285 млн лет – известково-щелочные гранитоиды (кварцевые монцониты и гранодиориты чивыркуйского комплекса) и переходные от известково-щелочных к субщелочным (граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса); интервал 285–278 млн лет – шошонитовая серия (массивы сиенитов, монцонитов, обогащенных

калием габброидов нижнеселенгинского комплекса); интервал 281–278 млн лет – щелочные и щелочно-полевошпатовые гранитоиды (сиениты и граниты раннекуналейского комплекса). Смена высококалиевых известково-щелочных пород породами шошонитовой серии и щелочно-сиенит-гранитного состава связывается с проявлением различных обстановок: постколлизийной (330–310 млн лет назад), переходной (305–285 млн лет назад) и внутриплитной (285–275 млн лет назад) (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011, 2017).

Калиевые известково-щелочные породы возрастного интервала 325–313 млн лет имеют низкое отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ (0.7–0.8). В породах возрастного интервала 300–290 млн лет отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ слегка возрастает (0.76–0.91), а в породах возрастом около 280 млн лет возрастает резко (до 1.2) с переходом от плюмазитовых составов к агпайтовым. Плюмазит-агпайтовые породы определяются также в триасовом магматическом комплексе возрастом 210 млн лет. Плюмазит-агпайтовые породы возрастом 230–220 млн лет имеют сиенитовый состав (рис. 13).

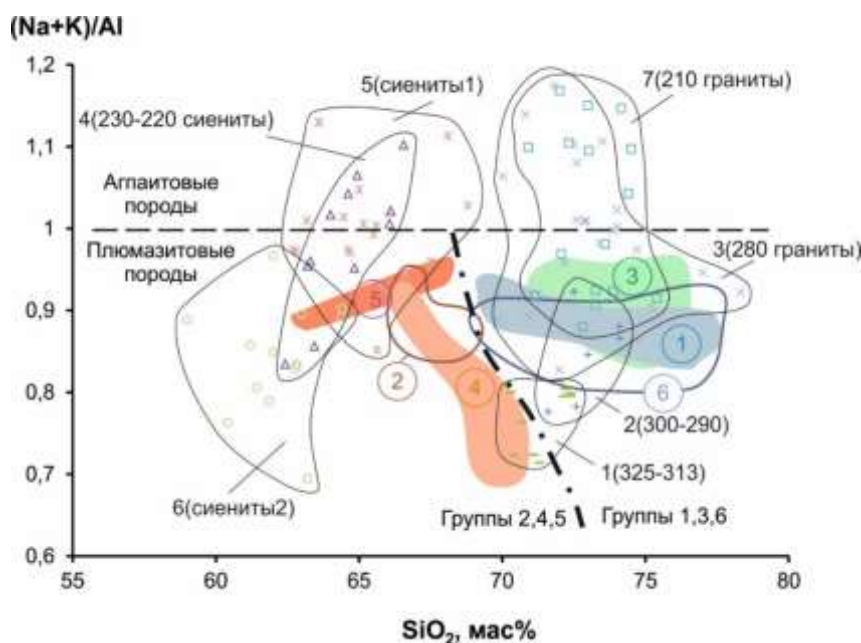


Рис. 13. Диаграмма $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ – SiO_2 для сопоставления состава галек конгломератов верхнекотловской подсытки северо-западного побережья Байкала с составом верхнепалеозойских–нижнемезозойских магматических комплексов Забайкалья. Для галек показаны фигуративные поля рис. 9. Разновозрастные магматические комплексы представлены точками составов, обозначенными разными значками, и выделены в фигуративные поля 1–7. Использованы данные (Литвиновский, Занвилевич, 1998; Кузьмин и др., 1999; Посохов и др., 2005; Шадаев и др., 2005; Jahn et al., 2009; Цыганков и др., 2010; Reichow et al., 2010).

Fig. 13. Diagram $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} - \text{SiO}_2$ for comparison of pebble compositions of conglomerates from the Upper KotY subformation in the northwestern coast of the Baikal with compositions of Upper Paleozoic of the Lower Mesozoic magmatic complexes from Transbaikalia. Shown for pebbles are the data fields of Fig. 9. Igneous complexes of different ages are represented by data points marked with different symbols and are divided into data fields 1–7. Data used are from (Litvinovsky and Zanzilevich, 1998; Kuzmin et al., 1999; Posokhov et al., 2005; Shadayev et al., 2005; Jahn et al., 2009; Tsygankov et al., 2010; Reichow et al., 2010).

По пониженному отношению $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ гальки конгломератов верхнекотловской подсвиты северо-западного берега Байкала частично сопоставляются с известково-щелочными гранитами баргузинского комплекса, слагающего Ангаро-Витимский батолит, и постбатолитовыми (переходными от известково-щелочных к субщелочным) гранитами и кварцевыми сиенитами зазинского комплекса, но явно отличаются от более молодых постбатолитовых магматических пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Забайкалья, для которых характерно повышенное отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$. Таким образом, галька щелочных вулканитов из верхнепалеозойских?–нижнемезозойских свит вулканотектонических структур Западного Забайкалья может присутствовать в нижней и средней частях разреза Ангаро-Котловской впадины, но отсутствует в верхнекотловской подсвите.

Гальки конгломератов в обнажениях берега Байкала и породы цаган-хунтейской серии Забайкалья?

В районе пос. Большие Коты упоминались конгломераты с примечательной особенностью – наличием в них обломков «мезозойских эффузивов цаган-хунтейской серии, принесенных сюда из Забайкалья» (Русенек и др., 2009). Это утверждение звучало как вывод, сделанный авторами на основе аналитической сравнительной работы, но конкретные данные, которые свидетельствовали бы в пользу происхождения обломочного материала за счет разрушения именно эффузивов цаган-хунтейского стратона в работе отсутствовали. Утверждение звучало как новое и воспринималось в качестве исходной информации о вероятном источнике юрских конгломератов, обнажающихся на берегу Байкала, поэтому вошло в учебное пособие по полевой геологической практике (Коваленко, 2016).

Вулканические толщи цаган-хунтейской свиты (Салоп, 1964) датируются верхним

триасом (236–205 млн лет) и считаются вулканическим аналогом щелочных гранитов и сиенитов мало-куналейского интрузивного комплекса. В строении цаган-хунтейской свиты принимают участие трахириолиты, комендиты, трахиты, субщелочные андезиты и андезибазальты. Мощность свиты составляет 800–1000 м. Вулканические породы цаган-хунтейской свиты распространены на хребте Цаган-Хуртей. Западнее этого хребта они залегают в основании разреза вулканогенно-осадочных отложений мезозойских впадин. Породы кислого состава свиты тяготеют к верхним частям разрезов, а также слагают небольшие штоки, дайки и жилы среди пород основного состава (Кузьмин и др., 1999; Андрющенко, 2010). Для цаган-хунтейской свиты в стратотипе характерны комендиты – темно-сиреневые, лиловые тонкозернистые породы порфировой и гломеропорфировой структуры. Вкрапленники пород представлены идиоморфными зернами калиевого полевого шпата, кварца, арфведсонита и эгирина. Основная масса пород сложена теми же минералами, что и фенокристаллы, однако среди феррических минералов основной массы, как правило, преобладает эгирин (Кузьмин, 2001).

Полученные в настоящей работе данные свидетельствуют об отсутствии в составе обломочного материала нижнекотловской подсвиты, обнаженной на берегу Байкала, пород, которые можно было бы в петрографическом или петрохимическом отношении сопоставить с породами цаган-хунтейской свиты.

Гальки конгломератов в обнажениях берега Байкала и породы среднеюрских и средне-верхнеюрских вулканоплутонических комплексов

Мезозойские вулканоплутонические комплексы в Забайкалье характеризуются широким диапазоном K–Ar датировок (от 237 до 96 млн лет) и широким спектром состава пород от трахибазальтов до комендитов

(Рассказов и др., 1992; Рассказов, 1993). Плюмазитовый состав галек сопоставляется с составом пород среднего-кислого состава латитовой (шошонит-латитовой) серии Забайкалья (рис. 14), которая датируется в целом

мезозоем (Таусон и др., 1984). Эта серия представлена в вулканоплутонических комплексах среднеюрского и верхнеюрского возраста.

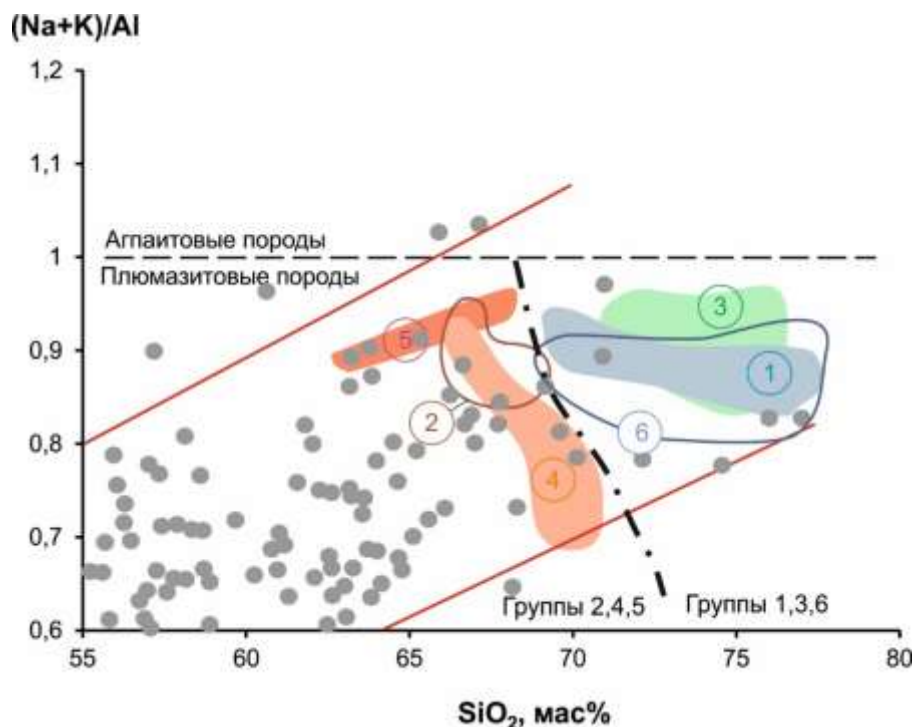


Рис. 14. Соотношение пород галек берега Байкала с породами латитовой серии Забайкалья на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ – SiO_2 . Отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ (коэффициент агпаитности) рассчитывается в атомных количествах. Подразделение на группы см. рис. 7б. Серые кружки обозначают породы латитовой серии, тренд которой ограничен красными линиями (Таусон и др., 1984).

Fig. 14. Correlation of pebble rocks from the Baikal coast with rocks of latite series from Transbaikalia on the diagram $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ vs SiO_2 . The ratio $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ (agpaitic coefficient) is calculated in atomic quantities. Subdivision into groups see Fig. 7б. Gray circles indicate rocks of latite series, the trend of which is limited by red lines after (Tauson et al., 1984).

Обсуждение

Почему в верхнекотловской подсвете находятся гальки кислого-среднего состава и отсутствуют гальки основного состава?

Породы кислого-среднего состава повсеместно распространены на вулканических полях Забайкалья вместе с породами основного состава. Существует вероятность того, что трахибазальтовый состав могут иметь гальки обнажения утеса Скрипер, условно названные «долеритами». Но в любом случае, даже если они присутствуют, то играют резко подчиненную роль по отношению к галькам трахидацит-риолитового состава. Почему среди обломочного материала юрских

конгломератов Ангаро-Котинской впадины находятся гальки кислого-среднего состава?

Одно объяснение заключается в предположении о размыве неизвестного вулканоплутонического комплекса, сложенного исключительно породами кислого-среднего состава и расположенного недалеко от обнажений верхнекотловской подсветы. Другое – в предположении сепарации обломков в процессе их транспортировки. Обломки дифференцируются по размерам и по плотности. Взвешенные частицы перемещаются в верхней части водного потока, песчинки – сальтацией, плоская галька – волочением, округлая галька – перекачиванием (рис. 15). В то же время, легкий обломочный материал среднего-кислого состава отделяется от более тяжелого обломочного материала основного-

среднего состава и, возможно, переносится на большее расстояние (рис. 16). В масштабе реки работает механизм разделения легкой и тяжелой обломочных фракций промывочного лотка.

Песчаный наполнитель конгломератов, отобранных в юго-восточной части Иркутского бассейна и Забайкалье, не различается по химическому составу (Akulov et al., 2020).

Чтобы получить различие состава песчаного материала, его источник в верхнем течении реки должен заметно различаться с источником в ее нижнем течении. Обломочный материал галек конгломератов берега Байкала имеет индивидуальные характеристики состава, по которым источник материала может действительно идентифицироваться.

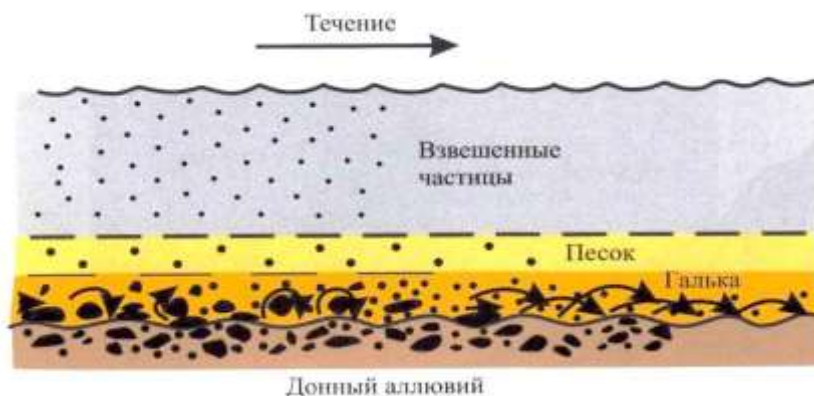


Рис. 15. Транспортировка обломочного материала рекой (Короновский, Брянцева, 2013).

Fig. 15. Transportation of clastic material by a river (Koronovsky and Bryantseva, 2013).

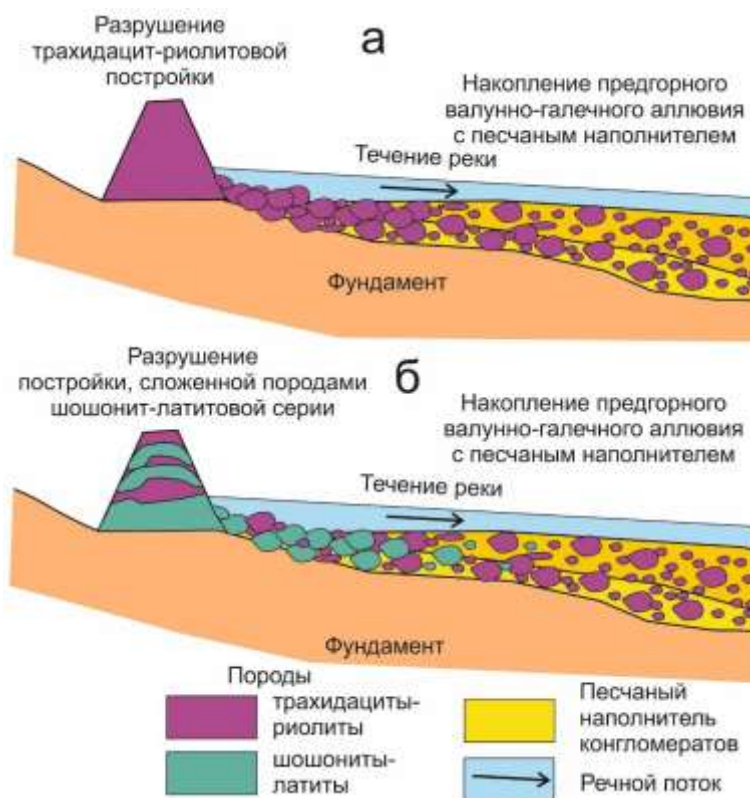


Рис. 16. Варианты накопления предгорного валунно-галечного аллювия с галькой трахидацит-риолитового состава за счет разрушения вулканоплутонической постройки, сложенной трахидацидами и риолитами (а) и породами шошонит-латитовой серии с конечным членом, представленным трахидацидами и риолитами (б).

Fig. 16. Patterns of accumulation of piedmont boulder-pebble alluvium with trachydacite-rhyolite pebbles due to the destruction of a volcanoplutonic structure composed of trachydacites and rhyolites (a) and rocks of the shoshonite-latitude series with the end member represented by trachydacites and rhyolites (b).

Вероятные источники обломочного материала в Ангари-Котинской впадине средней и значительной удаленности

Обломочный материал мог переноситься из Забайкалья в южную часть Иркутского бассейна в ранней и средней юре. Мелкая хорошо окатанная галька (2 и 3 классы окатанности по шкале А.В. Хабакова) могла поступать в Ангари-Котинскую впадину в результате транспортировки на значительное расстояние. Установленное сходство состава галек котловской свиты с составом пород латитовой серии, которая формировала вулканоплутонические комплексы Забайкалья в мезозое и, в том числе, в среднеюрское время, свидетельствует об их источнике, отличающемся от источника галек более древней дабатовской свиты, в которой находятся щелочные разновидности эффузивов. В отличие от верхней части разреза Ангари-Котинской впадины, нижняя формировалась за счет разрушения эффузивов триасового цаган-хунтуйского стратона или более древних вулканоплутонических комплексов верхнего палеозоя.

На схеме распространения среднеюрских и средне-верхнеюрских вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород Забайкалья породы кислого состава ассоциируются с породами среднего и основного состава и образуют обособленные поля. Источником обломочного материала могли служить вулканоплутонические комплексы ближней зоны (шовной зоны Сибирского

палеоконтинента, скрытой под осадочными отложениями оз. Байкал), средней зоны – Удино-Витимской подзоны Селенгино-Витимской структурно-формационной зоны (Джида-Витимской зоны разломов) либо более удаленные вулканоплутонические комплексы Хэнтэй-Даурского поднятия или других структурно-формационных зон территории (Монголо-Охотской шовной зоны) (рис. 17).

Среди комплексов среднеюрского возраста (интервал 174–164 млн лет) значение вероятных источников обломочного материала имеют только наиболее древние из них. Принимая ааленский возраст конгломератов берега Байкала (174–170 млн лет), определяются потенциальные вулканоплутонические комплексы этого же возраста, которые могли разрушаться и давать обломочный материал. Более молодые комплексы средне-верхнеюрского возраста в качестве таких источников не рассматриваются. Тем более не могут рассматриваться породы, образовавшиеся в позднеюрский этап (159–155 млн лет). Например, в это время образовалось Хамбинское вулканическое поле, которое представлено серией лавовых покровов и экструзивных тел, сложенных дифференцированной субщелочной базальт-трахиандезит-трахириолит-комендитовой ассоциацией (Андрющенко, 2010). Это поле моложе конгломератов, поэтому не могло быть источником галек.

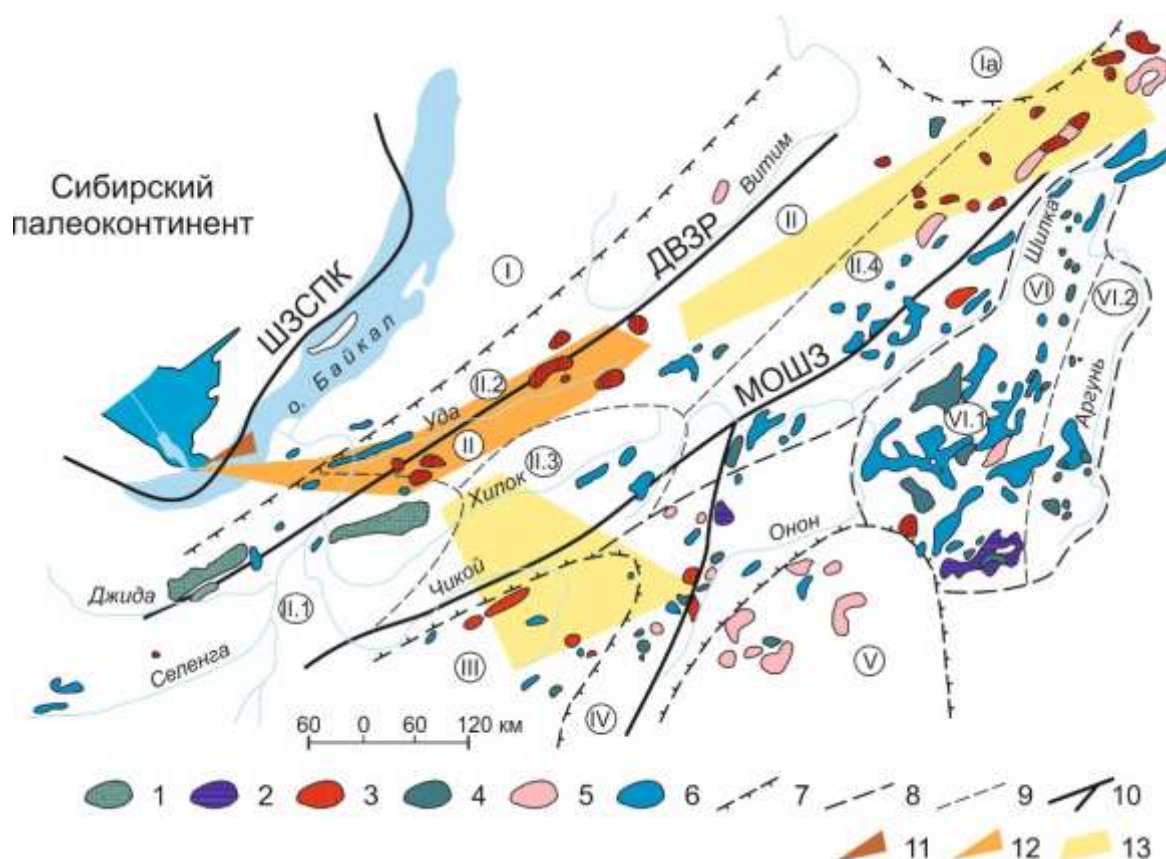


Рис. 17. Схематичная карта распространения среднеюрских и средне-верхнеюрских вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород Забайкалья (составлена А.Н. Занвилевич, Б.А. Литвиновским и М. Шадаевым в 1992 г. и дополнена авторами в связи с решением задачи о происхождении юрского обломочного материала Ангара-Котинской впадины).

1–3 – среднеюрский этап: 1 – вулканические породы преимущественно основного состава, с резко подчиненным количеством трахитов и риолитов; 2 – вулканические породы среднего состава, преимущественно андезиты; 3 – вулканические породы кислого состава; 4 и 5 – средне-верхнеюрский этап: 4 – вулканические породы основного и среднего состава, 5 – вулканические породы кислого состава; 6 – юрские осадочные и вулканогенно-осадочные породы (J_{1-2} , J_{2-3}); 7–9 – границы структурных подразделений поднятий (7), структурно-формационных зон (8) и подзон (9); 10 – Монголо-Охотская шовная зона (МОШЗ), Джида-Витимская зона разломов (ДВЗР) и шовная зона Сибирского палеоконтинента (ШЗСПК); 11–13 – вероятный перенос трахидацит-риолитового обломочного материала среднеюрских вулканоплутонических комплексов: ближний (11), средний (12), дальний (13). Структурно-формационные единицы; I – Байкальская горная область; Ia – Становое поднятие; II – Селенгино-Витимская структурно-формационная зона (подзоны: II.1 – Западно-Забайкальская, II.2 – Удино-Витимская, II.3 – Хилокская, II.4 – Пришилкинская); III – Хэнтэй-Даурское поднятие; IV – Онон-Туринская структурно-формационная зона; V – Прикеруленское поднятие; VI – Восточно-Забайкальская структурно-формационная зона (подзоны: VI.1 – Центральная, VI.2 – Приаргунская).

Fig. 17. Sketch map of distribution of the Middle Jurassic and Middle-Upper Jurassic volcanic, volcanic-sedimentary, and sedimentary rocks in Transbaikalia (compiled by A.N. Zanvilevich, B.A. Litvinovsky, and M. Shadayev in 1992 and supplemented by the authors in connection with the solution of the problem on the origin of the Jurassic clastic material from the Angara-Koty depression).

1–3 – Middle Jurassic stage: 1 – volcanic rocks of predominantly mafic composition, with a sharply subordinate amount of trachytes and rhyolites; 2 – volcanic rocks of intermediate composition, predominantly andesites; 3 – volcanic rocks of acidic composition; 4 and 5 – Middle-Upper Jurassic stage: 4 – basic and intermediate volcanic rocks, 5 – felsic volcanic rocks; 6 – Jurassic sedimentary and volcano-sedimentary rocks (J_{1-2} , J_{2-3}); 7–9 – boundaries of structural subdivisions of uplifts (7), structural-formational zones (8) and subzones (9); 10 – Mongolian-Okhotsk suture zone (МОШЗ), Dzhida-Vitim fault zone (ДВЗР), and suture zone of the

Siberian paleocontinent (ШЗСПК); 11–13 – probable transport of trachydacite-rhyolite clastic material of the Middle Jurassic volcanoplutonic complexes: nearest (11), middle (12), far (13). Structural-formational units; I – Baikal mountain region; 1a – Stanovoy uplift; II – Selenga-Vitim structural-formational zone (subzones: II.1 – West-Transbaikalian, II.2 – Uda-Vitim, II.3 – Khilok, II.4 – Sissilka); III – Hentei-Dauria uplift; IV – Onon-Tura structural-formational zone; V – Siskerulen uplift; VI – East Transbaikalian structural-formational zone (subzones: VI.1 – Central, VI.2 – Sisargun).

Вероятные ближние источники трахидацит-риолитовых галек

Признаки мезозойского магматизма в шовной зоне Сибирского палеоконтинента известны на о. Ушканьем в виде даек авгититов (Ескин, 1958; Ескин и др., 1978), для которых получена К–Аг датировка 144 млн лет (Багдасарян и др., 1983). В качестве наиболее молодых магматических образований в Приольхонье рассматриваются дайки камптитов (Котов и др., 2007). Разумеется, не исключена и другая мезозойская магматическая активность в шовной зоне Сибирского палеоконтинента, в том числе, образование вулканоплутонических комплексов среднего-кислого состава.

В качестве источника обломочного галечно-валунного материала, слагающего мыс Скрипер, мог служить неизвестный (скрытый под осадочными отложениями оз. Байкал) вулканоплутонический комплекс, образовавшийся в средней юре. На месте будущего Южного Байкала могло существовать среднеюрское вулканическое сооружение, при разрушении которого галечно-валунный материал скапливался в непосредственной близости от источника.

Заключение

Ограниченность плюмазитовыми составами трахидацит-риолитовых галек нижнекотловской подсвиты, обнаженной на берегу Байкала, исключает вероятность их происхождения за счет размыва пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя территории Забайкалья, среди которых существенную роль играют агпайтовые разности. Широкое распространение среднеюрских трахидацит-риолитовых вулканоплутонических комплексов на территории Забайкалья не способствует однозначному решению вопроса об источнике трахидацит-риолитовых галек.

В качестве вероятных источников допускаются вулканоплутонические комплексы

среднеюрского возраста, расположенные вблизи обнажений нижнекотловской 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 поддержку трахибазальтовых галек и продвижение трахидацит-риолитовых галек в предгорную часть Ангара-Котинской впадины.

Нерешенные вопросы

В дискуссии о риолит-дацитовых гальках в обнажениях берега Байкала допускается существование их ближнего источника – среднеюрского вулканоплутонического комплекса, погребенного под кайнозойскими осадочными отложениями Южно-Байкальской впадины. Если в средней юре такой вулканоплутонического комплекса подвергался эрозии, его возвышение в рельефе повлекло за собой распространение обломочного риолит-трахидацитового материала не только в сопредельную (предгорную) часть Ангара-Котинской впадины, но и на сопредельные территории будущей кайнозойской Южно-Байкальской впадины, а также Забайкалья (рис. 18). Для идентификации вероятного среднеюрского вулканоплутонического комплекса, скрытого под кайнозойскими осадочными отложениями, необходимо проведение специальных геофизических исследований в акватории Байкала и дополнительных работ по определению состава галек в юрских отложениях южного побережья Байкала.

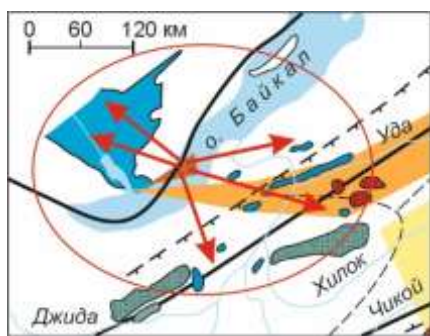


Рис. 18. Предполагаемое распределение обломочного материала (красные стрелки в эллипсе) от неизвестного среднеюрского вулканоплутонического комплекса, скрытого под кайнозойскими осадочными отложениями Южно-Байкальской впадины. Модифицирован фрагмент схемы рис. 17.

Fig. 18. Possible distribution of clastic material (red arrows in ellipse) from an unknown Middle Jurassic volcanoplutonic complex hidden under the Cenozoic sedimentary deposits of the South Baikal Basin. Modified is a fragment of the scheme in Fig. 17.

В осадочных толщах юрского Иркутского угленосного бассейна фрагментарно встречаются туфы кислого состава (Скобло и др., 2001). Пирокластический материал мог поступать в осадки бассейна от вулканов, извергавшихся в средней юре в Забайкалье. Но вулканы могли извергаться и на Сибирской платформе. Изучение состава пирокластического материала из разрезов осадочных толщ в сопоставлении с составом галек большекотловских и листовяньских конгломератов, представленном в настоящей работе, может способствовать пониманию специфики источников среднеюрских риолит-трахидацитовых вулканических извержений в пределах платформы и за ее пределами.

Наконец, в конгломератах утеса Скрипер находятся слабо раскристаллизованные породы, условно отнесенные к «долеритам» (см. рис. 4). Какие-либо данные о химическом и петрографическом составе «долеритов» в настоящее время отсутствуют, следовательно, их происхождение пока не может обсуждаться. Изучение этой группы пород может принести новую информацию о происхождении обломочного материала нижнекотловской подсвиты.

Благодарности

Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500сe 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. 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 осмысливания полученных данных до подготовки и оформления коллективной статьи в рамках проведения магистерского курса 2022 г. «Подготовка, оформление и представление результатов научно-исследовательских и научно-производственных работ».

Литература

Андрющенко С.В. Геология и геохимия позднемезозойских магматических ассоциаций Хамбинской вулкано-тектонической структуры (Западное Забайкалье). Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2010. 22 с.

Багдасарян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. 1983. № 1. С. 102–108.

Данилович В.Н. Новые данные об Ангарском надвиге // Известия Академии наук. Серия геол. 1949. № 4. С. 69–77.

Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3–11.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Госпотехиздат, 1959. С. 465–474.

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

Ескин А.С. Биотитовые авгититы Ушканьих островов (озера Байкал) // ДАН СССР. 1958. Т. 122, № 6. С. 1098–1099.

Ескин А.С., Бухаров А.А., Зорин Ю.А. Кайнозойский магматизм на Байкале // ДАН СССР. 1978. Т. 239, № 4. С. 926–929.

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

Короновский Н.В., Брянцева Г.В. Общая геология в рисунках и фотографиях. Учебно-методическое пособие. 2-е издание. М.: Геокарт-геос. 2013. 398 с.

Котов А.Б., Лавренчук А.В. и др. Камптониты Приольхонья (Западное Прибайкалье). – В кн.: Ультробазит-базитовые комплексы складчатых областей. Мат-лы междунаро. Конф. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. С. 51–54.

Кузьмин Д.В. Условия образования и кристаллизации кислых магм А-типа Западного Забайкалья по включениям в минералах. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук, Улан-Удэ, БурГин СО РАН, 2001. 20 с.

Кузьмин Д.В., Чупин В.П., Литвиновский Б.А. Температуры и составы магм трахибазальт-комендитовой ассоциации хребта Цаган-Хуртей, Западное Забайкалье (по включениям в минералах). // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 1. С. 62–72.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 157–177.

Одинцова М.М., Гутова Л.Н., Богдасева Л.И. Стратиграфия // Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. С. 19–118.

Посохов В.Ф., Шадаев М.Г. Литвиновский Б.А. Занвилевич А.Н. Хубанов В.Б. Rb-Sr возраст и последовательность формирования гранитоидов Хоринской вулcano-плутонической структуры Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 6. С. 625–632.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. Пространственно совмещенный мезозойский и кайнозойский вулканизм бассейна р. Джида (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. 4. С. 30–37.

Русинек О.Т., Уфимцев Г.Ф., Фиалков В.А. Байкальский ход (научная экскурсия по Байкалу). Новосибирск: Гео, 2009. 187 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 616 с.

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., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). 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.

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

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 723–730.

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.

Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos. 2009. V. 113. P. 521–539.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874. doi:10.1016/j.lithos.2011.04.007.

Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M. et al. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // J. Asian Earth Sciences. 2017. V. 136. P. 16–39. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.037>.

Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Saunders A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry // Chemical Geology. 2010. V. 273. P. 120–135.

Whalen J.B., Currie K.I., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

tel.: 89149559277,
email: liza.sedunowa2017@yandex.ru.

Олиферовский Рувим Владимирович,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
магистрант второго курса,
тел.: 89086449916,
email: olif2018@yandex.ru.

Oliferovskiy Ruvim Vladimirovich,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student of the second course,
tel.: 89086449916,
email: olif2018@yandex.ru.

Седунова Елизавета Андреевна,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
магистрант второго курса,
тел.: 89149559277,
email: liza.sedunowa2017@yandex.ru.

Sedunova Elizaveta Andreevna,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student of the second course,

Шаметова Индира Батоевна,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
магистрант второго курса,
тел.: 89245493435,
email: shametova-22@mail.ru.

Shametova Indira Batoevna,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student of the second course,
tel.: 89245493435,
email: shametova-22@mail.ru.

Башикицев Алексей Викторович,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
магистрант второго курса,
тел.: 89149384547,
email: lesha.bashkirtsev@mail.ru.

Bashkirtsev Alexey Viktorovich,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,

undergraduate student of the second course,
tel.: 89149384547,
email: lesha.bashkirtsev@mail.ru.

Данилин Дмитрий Андреевич,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный универси-
тет, геологический факультет,
магистрант второго курса,
тел.: 89086615699,
email: tmitrich20@gmail.com.

Danilin Dmitriy Andreevich,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student of the second course,
tel.: 89086615699,
email: tmitrich20@gmail.com.

Монгуш Алсу Рахметовна,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный универси-
тет, геологический факультет,
магистрант первого курса,
тел.: 89842769474,
email: alsumongush@mail.ru.

Mongush Alsu Rakhmetovna,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student of the first course,
tel.: 89842769474,
email: alsumongush@mail.ru.

Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических
наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный универси-
тет, геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии,
тел.: (3952)20-16-39,
email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,
Candidate of Geological and Mineralogical
Sciences,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of the Dynamic Geology
chair,
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,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Insti-
tute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51-16-59,
email: ty@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических
наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный универси-
тет, геологический факультет,
Доцент кафедры динамической геологии,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51-16-59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.
Chuvashova Irina Sergeevna,
candidate of geological and mineralogical
sciences,
664003 Irkutsk, 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. Виногра-
дова СО РАН,
email: e_v_sar@mail.ru.
Saranina Elena Vladimirovna,
candidate of geological and mineralogical
sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A",
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry
SB RAS,

email: e_v_sar@mail.ru.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук,
профессор,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный универси-
тет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической гео-
логии,
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 sci-
ences, professor,
664003 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 Ge-
ochronological Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Вулканизм

УДК 551.2+552.11 (571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.80>

Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Тарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из ОИВ-подобного источника 50–9 тыс. лет назад

И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина²

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

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

Аннотация. Характеризуются самые молодые вулканы Центральной Монголии, извергавшиеся в Тарятской впадине. Устанавливается смена субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый (возраст около 50 тыс. лет) линией построек северо-восточного простираения вулкана Хорго (возраст около 9 тыс. лет). Эта смена воспринимается как прообраз сейсмоактивной структуры Чулутынской зоны. На основе геохимических данных о вулканических породах предполагается извержение вулканов из однородного ОИВ-подобного источника, который эпизодически активизировался на Тарят-Чулутынском вулканическом поле начиная с 1.2 млн лет назад. Источники этого типа различаются с источниками коромантийного перехода, для которых свойственна существенная пространственно-временная изменчивость компонентов.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, базальт, базанит, Центральная Монголия, Тарятская впадина.

Tracing of a Potential Seismic Structure in the Taryat Basin of Central Mongolia by Volcanic Eruptions from an OIB-like Source at 50–9 Ka

I.S. Chuvashova^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,2}, T.A. Yasnygina²

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

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

Abstract. The youngest volcanoes of Central Mongolia that erupted in the Taryat basin are described. Change of the west-east line of the Odnobokiy, Listvennichny, and Sosnovy volcanoes (age about 50 Ka) by the one of edifices of the northeastern strike of the Khorgo volcano (age about 9 Ka) is established. This change is considered as a prototype of a seismically active structure in the Chulutyn zone. From geochemical data on volcanic rocks, volcanic eruptions are argued to be from a homogeneous OIB-like source that episodically reactivated in the Taryat-Chulutyn volcanic field starting from 1.2 Ma ago. Sources of this type differ from those of the crust-mantle transition region, which are characterized by a significant spatial-temporal variability of components.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, basalt, basanite, Central Mongolia, Taryat basin.

Введение

Развитие сейсмичности Центральной Азии согласуется с пространственно-временной эволюцией позднекайнозойского

вулканизма (Рассказов и др., 2018, 2022). С одной стороны, наблюдается пространственное совмещение сейсмических процессов с вулканическими. Например, эпицентр сильного Быстринского землетрясения ($M_w=5.4$), произошедшего в восточной части

Тункинской долины 21 сентября 2020 г., пространственно совпал со среднемиоценовым Анчукским вулканом Быстринской вулканической зоны. С другой стороны, в пределах, казалось бы, единой структуры выявляются участки с прямо противоположными механизмами сильных землетрясений. Пример такой структуры – Тункинская долина. Изучение источников вулканизма и структурных условий его проявления открывает возможность для понимания причин аномального развития сейсмогенных деформаций и внесения поправок в прогнозные оценки сейсмичности.

В позднем плейстоцене и голоцене вулканические извержения проявились на всей территории нестабильной Азии. Геохимические характеристики извергнувших в это время вулканических пород свидетельствуют об источниках вулканизма, находившихся в коре, мантийной части литосферы и более глубокой части мантии. Наибольшую вероятность извержений, которые могут случиться в ближайшем будущем, представляют собой вулканы, имеющие магматические камеры в коре (кратер Тианчи на границе Китая и Северной Кореи и вулканы Аку, Чепе, Долинный на хр. Удокан).

В кайнозое различаются вулканические породы с геохимическими характеристиками, подобными характеристикам базальтов

океанических островов (ОИВ) и отличающимися от них. Первые относятся к мантии, не лишенной коровых компонентов (в общем случае к глубокой части мантии), вторые – к комплементарной области коромантийного перехода (в общем случае к литосфере). В Центральной Монголии вулканизм позднего кайнозоя связан в основном с источниками коромантийного перехода. ОИВ-подобные источники проявились только на Верхнечулуутинском и Тарят-Чулуутинском вулканических полях Чулуутинской зоны, которая была активной в последние 10 млн лет. В позднем плейстоцене вулканические извержения продолжались на трех вулканических полях Центральной Монголии: Верхне-Орхонском, Селенгинском и Тарят-Чулуутинском. Два первых поля принадлежали, соответственно, Восточно-Хангайскому и Орхон-Селенгинскому вулканическим ареалам (рис. 1). На этих полях вулканизм завершился в неоплейстоцене, а в голоцене не возобновлялся. Голоценовая вулканическая активность была производной источников, подобных ОИВ. На Тарят-Чулуутинском вулканическом поле, в Тарятской впадине, извергался вулкан Хорго. С активностью этого вулкана были пространственно связаны предшествующие позднеплейстоценовые извержения.

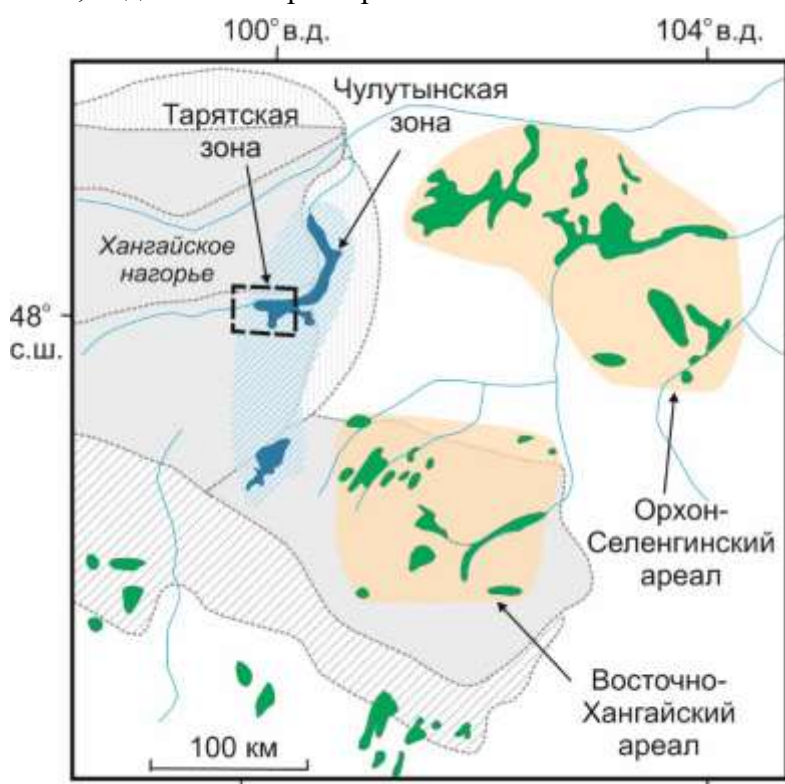


Рис. 1. Схема пространственного распределения верхнекайнозойских вулканических пород в Центральной Монголии из источников коромантийного перехода и источников, подобных ОИВ (Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2022а). Зеленым цветом показаны кайнозойские вулканические поля, образовавшиеся при вулканических извержениях из источников коромантийного перехода, синим цветом – из источников, подобных ОИВ. Краевые морфоструктурные элементы Хангайского нагорья и Восточно-Хангая показаны по работе (Корина, 1982).

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of Upper Cenozoic volcanic rocks in Central Mongolia from sources of the crust-mantle transition and those similar to OIB (Rasskazov et al., 2012; Chuvashova et al., 2022). Green color shows Cenozoic volcanic fields formed during volcanic eruptions from sources of crust-mantle transition, blue color shows those from sources similar to OIB. Marginal morphostructural elements of the Hangay Highlands and East Hangay are shown after (Korina, 1982).

Хангайское нагорье представляет собой область слабой сейсмичности, ограниченная с севера сейсмоактивным Болнайским разломом, с юга – сейсмоактивным Гобийским Алтаем. Северо-восточная граница Хангайской области слабой сейсмичности обозначается Могодским эпицентральной полем (Dugarmaa, Shlupp, 2003) (рис. 2). Предполагалось, что накопление тектонических

напряжений и уменьшение эффективной упругой толщины коры под Хангаем до 10 км и менее обусловлено повышенным разогревом коры (Bayasgalan et al., 2005). Об аномально высоком тепловом потоке в коре свидетельствовало широкое распространение термальных источников с температурой до 89 °C (Pissarsky et al., 2003).

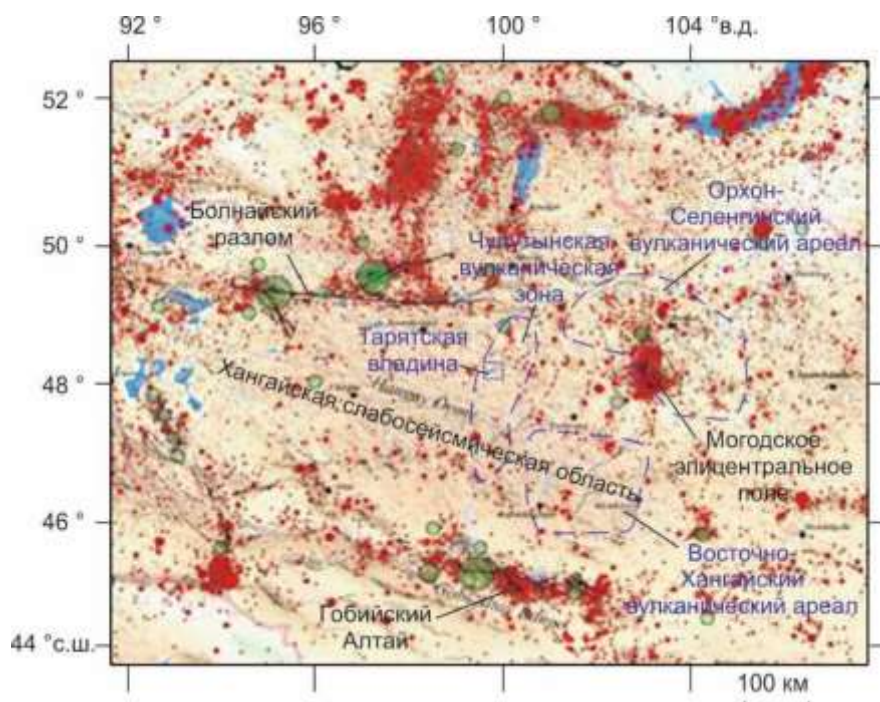


Рис. 2. Схема пространственного соотношения верхнекайнозойских вулканических пород Чулутынской зоны, Восточно-Хангайского, Орхон-Селенгинского ареалов с распределением эпицентров землетрясений в 20 веке на территории Центральной Монголии и сопредельной части юга Сибири. Для землетрясений в качестве основы схемы использован фрагмент карты (Dugarmaa, Shlupp, 2003).

Fig. 2. Scheme of spatial relationships between Upper Cenozoic volcanic rocks of the Chulutyn zone, East Khangai, Orkhon-Selenga areas and distribution of earthquake epicenters in Central Mongolia and adjacent part of Southern Siberia in the 20th century. A fragment of the map (Dugarmaa and Shlupp, 2003) was used as the basis for earthquakes.

Между тем, слабо сейсмическая область Хангайского свода рис. 2 пространственное соответствует Хангайскому гранитному батолиту, т. е. предопределена геологическим строением территории. Чулутынская вулканическая зона ОИВ-подобных источников находится в ее центральной части, а Восточно-Хангайский вулканический ареал с источниками коромантийного перехода – в

восточной. Орхон-Селенгинский вулканический ареал также с источниками коромантийного перехода соответствует Могодскому эпицентральному полю и протягивается северо-восточнее его. Ядро Хангайского нагорья в целом авулканично. Периферические вулканические поля (одиночное Дзабханское на юго-западе и серия полей на севере) имеют

источники коромантийного перехода (Чувашова и др., 2022а).

Кора Хангайского нагорья утолщена до 60 км (Зорин и др., 1990), тогда как под Восточным Хангаем и Орхон-Селенгинской седловиной она не превышает 40 км (Мордвинова и др., 2007). Слабо сейсмическая область воспринимается как современное выражение Хангайского орогена, унаследованного от Хангайского гранитного батолита. Кора ядра орогена утолщалась до 60 км в результате ее сжатия при правостороннем смещении Центрального Хангая относительно Восточного Хангая и Орхон-Селенгинской седловины по Чулутынской зоне в последние 10 млн лет. Корневая часть орогена под Восточным Хангаем и Орхон-Селенгинской седловиной оказалась в то же время деламированной до уровня 40 км. Пространственный переход от коромантийных источников, характерных для Хангайского орогена, к ОИВ-подобным источникам Чулутынской зоны, рассекающей ороген, отражает основной мотив глубинных деформаций литосферы территории, который может проявиться в будущих сейсмических активизациях не только в самом орогене, но и в литосферных структурах, расположенных севернее и южнее его.

Молодые вулканы Тарятской впадины обозначают последние вулканические события Чулутынской зоны. Цель настоящей работы – охарактеризовать структурную группу молодых вулканов и их источники как прообраз локальной сейсмической структуры.

Общая характеристика молодых тарятских вулканов

Сведения о составе пород молодых тарятских вулканов и о времени извержений приводились в работах (Кебезинская и др., 1975; Кебезинская, 1979; Девяткин, 1981, 2004; Логачев и др., 1982; Геншафт, Салтыковский, 1990), в том числе в контексте анализа разновозрастных вулканических событий Центральной и Восточной Азии (Чувашова и др., 2007; Рассказов и др., 2012).

Группа молодых вулканов позднего плейстоцена – голоцена протягивается на 4 км. Ее западную часть образуют вулканы Однобокий, Лиственничный и Сосновый, выстраивающиеся в субширотную линию, восточную часть – линия построек вулкана Хорго, протягивающаяся на северо-восток (рис. 3).

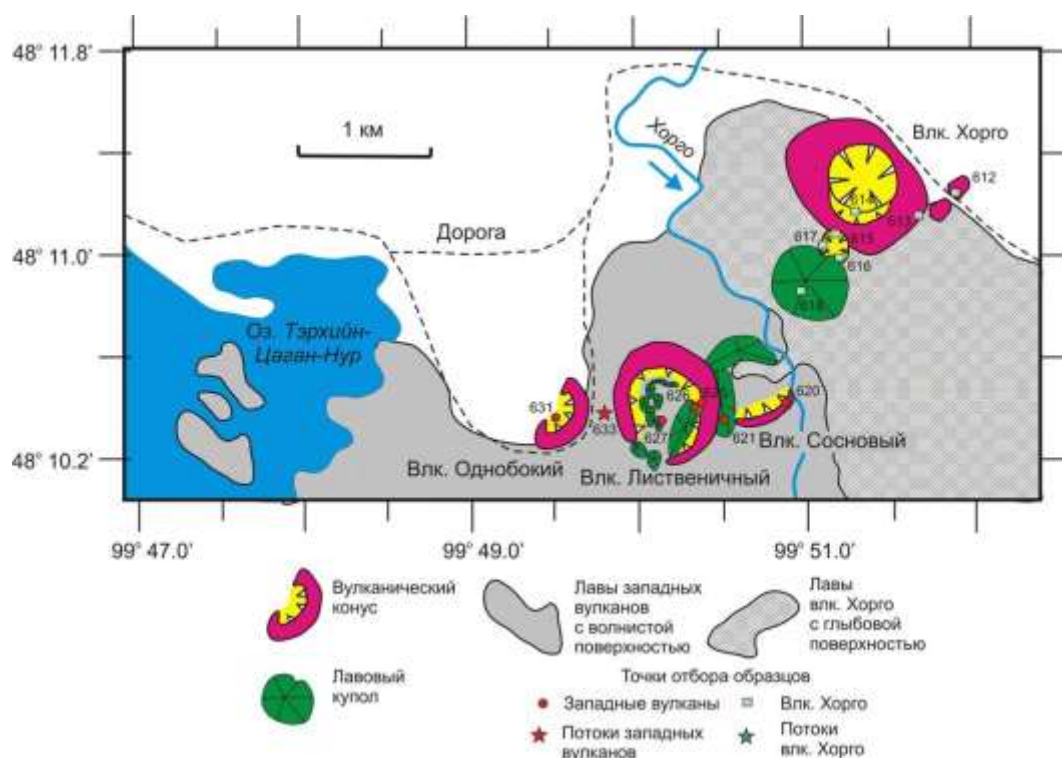


Рис. 3. Схема опробования позднеплейстоценовых и голоценовых построек Тарятской впадины. Граница между вулканическими покровами, связанными с извержениями западных вулканов и вулкана Хорго, частично унаследована руслом р. Хорго.

Fig. 3. Sampling scheme for Late Pleistocene and Holocene edifices of the Taryat basin. The boundary between volcanic covers associated with eruptions of the western volcanoes and the Khorgo volcano is partially inherited by the Horgo River.

Крайнее западное положение в субширотной вулканической линии занимает вулкан Однобокий (рис. 4). Вулканический взрыв затронул склон горы, к которому прилегался серповидный кратерный вал, вытянутый на 400 м. Он сложен бомбами и крупными глыбами пористых базальтов и базальтоидов.

Следующая постройка вулкана Лиственничный имеет кратер диаметром около 1 км с видимой высотой кратерного вала до 60 м. Кратер затоплен лавами. Обнажена только его верхняя часть. Лавовые потоки в днище переходят в купола с поперечником от десятков до первых сотен метров.

Третий вулкан Сосновый имеет диаметр 700–800 м при видимой высоте кратерного

вала не более 30 м. Кратерный вал сложен бордовыми, местами пемзовидными лапиллями и редкими крупными (до 2 м) базальтовыми бомбами. Этот кратер затоплен лавами еще сильнее. Преобладают короткие лавовые потоки. В центральной части находится осевший лавовый купол (рис. 5).

Западные вулканы окружены лавовым покровом со слабоволнистой поверхностью. Ложе покрова было слегка наклонено к югу, поэтому при образовании трещины в его внешней закристаллизовавшейся корочке остаточный магматический расплав покидал внутреннюю часть покрова с образованием лавового туннеля (рис. 6).



Рис. 4. Заполненный лавами кратер вулкана Лиственничный (на переднем плане) и конус вулкана Однобокий без лав (на заднем плане). Внутрикратерная лава вулкана Лиственничный имеет слабоволнистую поверхность.

Fig. 4. Lava-filled crater of the Listvennichny volcano (in the foreground) and a cone of the Odnoboki volcano without lavas (in the background). The intracrater lava of the Listvennichny volcano has a slightly undulating surface.



Рис. 5. Осевший лавовый купол в кратере вулкана Сосновый. На переднем плане – фрагмент кратерного вала, сложенного бордовыми лапиллями и бомбами (фонобазанит из бомбы, т.н. 620).

Fig. 5. Collapsed lava dome in the crater of Sosnovy volcano. In the foreground is a fragment of a crater rampart made up of burgundy slats and bombs (phonobasanite from a bomb, site 620).



Рис. 6. Частично обрушенный туннель в лавовом покрове западных вулканов (базальты т.н. 633).

Fig. 6. Partly collapsed tunnel in a lava cover of western volcanoes (basalts from site 633).

Сравнивая западные вулканы между собой, можно говорить об относительном уменьшении роли пирокластического материала и увеличении роли лавовых продуктов извержений от постройки вулкана Однобокий через постройку вулкана Лиственничный к постройке вулкана Сосновый. Еще дальше, на вулкане Хорго, увеличение объема лавовой фации проявляется в образовании южнее конуса обширной лавовой равнины, связанной с извержением этого вулкана. Растительность на поверхности лав отсутствует, появляясь местами лишь в их краевых частях (рис. 7). Выделяются провалы глубиной до 15 м. В результате затопления обширной долины лавами вулкана Хорго образовалась дамба, перегородившая долину и явившаяся причиной образования оз. Тэрхийн-Цаган-Нур. Из этого озера вытекает р. Сумын-Гол, исток которой прижат к южному борту Тарятской впадины. Левый (северный) борт здесь слагают лавы Хорго, а правый (южный) – породы фундамента и лавы более ранних извержений (возможно, именно эта генерация лав распространялась вниз по речной долине).

Кровля покрова лав вулкана Хорго взламывалась под напором его нераскристаллизованной внутренней части. Деформированная (глыбовая) поверхность центральной части

покрова была подвижной, тогда как поверхность его краевых частей оставалась недеформированной (слабоволнистой) (рис. 8).

Пирокластический конус Хорго (рис. 9) имеет диаметр в основании 1200 м, высоту – 120 м, угол внешнего склона конуса 45° и более, диаметр кратера 180 м и глубину кратера – 70 м. Верхняя кромка конуса сложена агглютинатами и пористыми базальтами (рис. 10). Бомбы скатывались по склону конуса. Некоторые из них достигали в поперечнике 6 м. Лавы внутри кратера отсутствуют. Борта кратера в верхних частях субвертикальны (рис. 11). У восточного и северо-восточного подножий конуса образовался насыпной шлейф пемзовидных шлаков с включениями вулканических бомб размером до 1 м (рис. 12). В юго-западный край вулканического конуса Хорго врезана боковая кратерная воронка (рис. 13). Она частично заполнена лавами. Несколько крупных бомб скатилось в воронку со склона основного вулканического конуса. Рядом с боковым кратером выступает лавовый купол, часть которого распространилась на склон кратера. Основной конус и пространственно связанные с ним кратерная воронка и лавовый купол имели общий питающий канал северо-восточного простиранья.



Рис. 7. Глыбовая лавовая равнина южнее конуса Хорго. Снимок сделан с вершины конуса. На заднем плане видны дома и юрты сомона Тарят.

Fig. 7. Blocky lava plain south of the Khorgo cone. The picture was taken from the top of the cone. In the background are houses of the Taryat sum.



Рис. 8. Краевая часть лавовой равнины вулкана Хорго. Слабоволнистая лавовая поверхность края лавового покрова (на переднем плане) сменяется ближе к его центру глыбовой поверхностью (на заднем плане).

Fig. 8. Marginal part of the lava plain of the Khorgo volcano. Slightly undulating lava surface of the edge of the lava cover (in the foreground) is getting a blocky appearance in its center (in the background).



Рис. 9. Конус и лавовый поток вулкана Хорго. Фотография сделана с юга.

Fig. 9. Cone and lava flow of the Khorgo volcano. The photograph was taken from the south.



Рис. 10. Пористый глыбово-агглютинативный материал, слагающий кромку кратера Хорго (базальтовый трахиандезит, т.н. 614).

Fig. 10. Porous blocky-agglutinate material of a rim in the Khorgo crater (basaltic trachyandesite, site 614).



Рис. 11. Фрагмент внутренней стенки кратера Хорго.

Fig. 11. Fragment of the inner wall in the Khorgo crater.



Рис. 12. Фрагменты вулканических бомб в насыпном пирокластическом материале вулкана Хорго (базанит, т.н. 612).

Fig. 12. Fragments of volcanic bombs in desinigrated pyroclastic material of the Khorgo volcano (basanite, site 612).



Рис. 13. Боковая воронка вулканического взрыва юго-западнее вулканического конуса Хорго (базаниты, т.н. 615–617). Снимок сделан с вершины конуса Хорго.

Fig. 13. Lateral crater of volcanic explosion southwest of the Khorgo volcanic cone (basanites from sites 615–617). The photograph was taken from the top of the cone.

Возраст вулканов

Верхний временной предел вулканических извержений в Тарятской впадине определяется по датировкам ^{14}C органического материала из перекрывающих лавы донных озерных отложений подпрудного оз. Тэрхийн-Цаган-Нур: 4930 ± 150 лет (Логачев и др., 1982) и 6890 ± 400 лет (Девяткин, 2004). Календарные даты отложений составляют, соответственно, 5690 ± 260 лет и 7710 ± 810 лет².

Возраст вулканических пород непосредственно не определялся и оценивается исходя из предположения о синхронности голоценового вулканизма Тарятской впадины и хр. Удокан. В качестве нижнего предела времени извержения вулкана Хорго и излияний лавовых потоков, затопивших территорию, принимается время извержения вулкана Долинный, обозначившего структурную перестройку вулканической зоны хр. Удокан 8780 ± 260 лет назад (скорректированная календарная дата) (Рассказов, 1999). Таким образом, для вулкана Хорго и его лавовых потоков получается оценка возраста около 9 тыс. лет.

По результатам измерений изотопов неравновесной ^{238}U -серии в породах субширотной линии трех западных вулканов Тарятской впадины (Однобокий, Лиственничный и Сосновый) получена изохронная оценка возраста около 50 тыс. лет. На диаграмме $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ – $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ фигуративные точки пород голоценового вулкана Хорго резко смещены от точек пород западных вулканов к линии изотопного равновесия $^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$ (Чувашова и др., 2007а, 2009; Рассказов и др., 2014).

С извержением вулкана Хорго обычно связывалось образование потока, распространявшегося вниз по долинам рек Сумын-Гол и Чулутын-Гол. Слабая сохранность этого потока, однако, делает такую возрастную корреляцию сомнительной. Для определения возрастного соотношения долинного потока с извержениями самых молодых вулканов в

Тарятской впадине, необходимы дополнительные геохронометрические исследования.

Методика аналитических исследований химического состава вулканических пород

Подготовка проб для аналитических исследований проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Каждый образец дробился молотком на навальне до частиц размером менее 2 мм. Для исключения заражения пробы, истирание проводилось на шариковом истирателе с доведением до пудры вручную в агатовой ступке. Петрогенные оксиды определялись классическим методом химического анализа (Сизых, 1985).

Микроэлементный состав пород определялся методом ИСП-МС. Навеску массой 50 мг помещали во фторопластовый контейнер с крышкой и закручивающимся колпаком, заливали смесью HF и HNO_3 в пропорции 3:1, затем разлагали в микроволновой печи. Для разложения использовали дважды перегнанные кислоты OCH и воду, очищенную в системе Elix-3 Millipore (Франция). Для более полного удаления кремния пробу повторно выпаривали с 1.5 мл HF , затем, добавив HNO_3 , H_2O_2 и воды, снова выпаривали. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ 2+. С целью учета влияния матрицы и временного дрейфа прибора в пробу вводили два внутренних стандарта: In и Bi. Поправку для каждого отдельного элемента получали путем интерполяции. Контроль правильности анализа осуществляли по международным стандартным образцам: BIR–1, BHVO–1, BCR–2, JB–2 (базальты), AGV–1 (андезит). Значения предела обнаружения составляли от 0.005 – 0.009 мкг/г (Lu, Tb, Yb, Ho, Er) до 2–4 мкг/г (Ni, Zn, Sr, Ba).

Для изотопного анализа стронция разложение проб осуществляли на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделяли на одноразовых хроматографических колонках с использованием

² Здесь и далее календарные даты, пересчитанные к 1950 г., отнесены к середине доверительного интервала, калибровка выполнена по программе Calib Rev

5.1 beta с использованием кривой IntCal04 (Reimer et al., 2004).

анионообменной смолы Sr.Spec, EICrom Industries по методике с малым расходом реактивов (HNO_3 , H_2O). Изотопный анализ стронция и определения его концентраций методом изотопного разбавления проводили на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования. В период измерений значения для изотопных стандартных образцов стронция составили: NBS SRM 987 0.710264 ± 0.000015 (среднее 2-х измерений), ВНИИМ 0.707992 ± 0.000020 (среднее 6-ти измерений). В результатах получалась погрешность измерений изотопных отношений стронция по последним цифрам (2σ).

Петрохимическая характеристика пород

Породы вулканов Тарятской впадины подобны по составу породам четвертичного вулканического комплекса Тарят-Чулутынского поля, представленного преимущественно промежуточными членами ряда (базанитами–фонобазанитами) при подчиненном проявлении его крайних членов (фонобазанитов–фоидитов и трахиандезибазальтов). В качестве особого репера четвертичной лавовой последовательности служат

трахиандезибазальты возрастом около 1.9 млн лет. Породы подобного химического состава (но отличающиеся по изотопному составу Sr) встречаются на более высоких уровнях разреза, датируемого интервалом последних 1.2 млн лет. Фонобазаниты–фоидиты распространены преимущественно на конечных стадиях развития четвертичного вулканизма.

На вулканах Тарятской впадины, активных около 50 и 9 тыс. лет назад, представлен широкий спектр составов от фонобазанитов–фоидитов до базальтовых трахиандезитов (табл. 1). По содержаниям петрогенных оксидов породы субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый большей частью сопоставимы с вулканическими породами линии построек Хорго (рис. 14). Но на вулканах Сосновый и Лиственничный встречаются более щелочные фоновтефриты, а в кромке кратера вулканического конуса Хорго встречен сравнительно низкощелочной трахиандезибазальт. Сумма щелочей в породах молодых вулканов в целом снижаются с возрастанием содержания SiO_2 . Лавы, отобранные из потоков на расстоянии до 10 км от молодых вулканов, относятся исключительно к преобладающей группе базанитов–фонобазанитов.

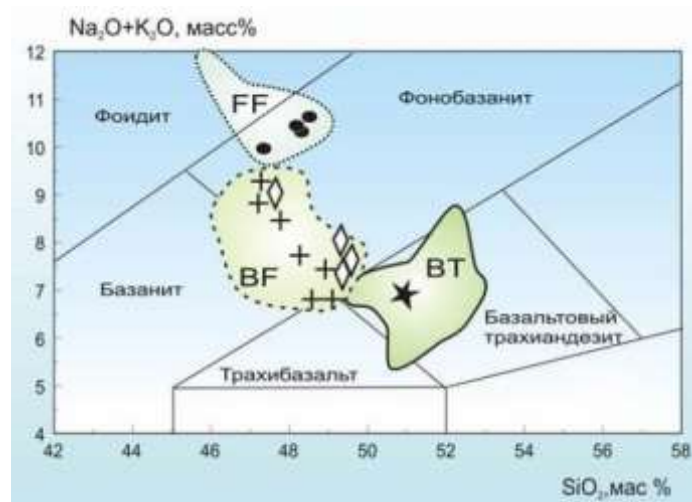


Рис. 14. Группирование пород голоценовых вулканов Тарятской впадины на диаграмме щелочи–кремнезем. Петрогенные оксиды вулканических пород приведены к 100 %. Показаны разделительные линии классификации вулканических пород, принятой Международным союзом геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991). Здесь и далее показаны фигуративные поля пород четвертичных вулканов (BT – базальтового трахиандезита или трахиандезибазальта; BF – базанита-фонобазанита; FF – фонобазанита-фоидита) из работ (Чувашова и др., 2007а; Рассказов и др., 2012).

Fig. 14. Grouping of rocks from Holocene volcanoes of the Taryat basin in diagrams of alkali–silica. Major oxides of volcanic rocks are recalculated to 100 %. Diagram *A* shows the dividing lines of the International Union of Geological Sciences classification for volcanic rocks (Le Bas, Streckeisen, 1991). Here and further data fields of rocks from Quaternary volcanoes of the Taryat basin (BT – basaltic trachyandesite; BF – basanite-phonobasanite; FF – phonobasanite-foidite) are shown after (Chuvashova et al., 2007a; Rasskazov et al., 2012).

Т а б л и ц а 1

Содержания петрогенных оксидов (масс %) и микроэлементов (мкг/г) в представительных породах вулканов верхнего плейстоцена и голоцена Тарятской впадины

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ образца	Mn-613	Mn-615	Mn-614	Mn-626	Mn-621	Mn-625	Mn-633
Широта, град.	48°11.14'	48°11.65'	48°11.15'	48°10.39'	48°10.35'	48°10.40'	48°10.38'
Долгота, град.	99°51.66'	99°51.19'	99°51.28'	99°50.33'	99°50.51'	99°50.38'	99°49.8'
SiO ₂	48.16	49.79	50.51	47.90	47.59	48.26	48.67
TiO ₂	2.24	2.13	2.11	2.35	2.29	2.32	2.04
Al ₂ O ₃	14.03	14.65	15.23	14.57	15.48	15.71	14.15
Fe ₂ O ₃	2.48	3.25	3.16	2.71	3.03	2.91	2.60
FeO	8.04	7.17	6.92	7.85	6.93	7.30	7.83
MnO	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14
MgO	8.16	7.75	7.43	7.46	4.94	4.86	9.47
CaO	7.00	7.00	6.85	6.09	7.84	5.97	7.02
Na ₂ O	4.88	4.46	4.55	4.95	5.14	5.54	4.36
K ₂ O	3.52	2.68	2.00	4.30	4.71	4.75	2.80
P ₂ O ₅	0.90	0.62	0.70	1.18	1.18	1.24	0.72
H ₂ O ⁻	0.14	0.19	0.13	0.09	0.16	0.25	0.10
H ₂ O ⁺	0.65	0.55	0.45	0.87	0.87	0.84	0.33
Сумма	100.34	100.38	100.17	100.44	100.29	100.08	100.23
Sc	14.6	14.1	15.4	10	8.6	7.8	16.9
Cr	227	195	181	199	84	66	363
Co	42	41	42	38	32	32	49
Ni	198	155	158	204	82	80	291
V	155	157	165	121	112	106	176
Cu	37	36	39	30	29	32	40
Zn	106	95	98	110	123	131	99
Rb	43	41	44	49	54	54	39
Sr	966	714	774	1306	1365	1410	812
Y	20.3	18.5	21.9	20.8	21.8	21.5	20.0
Zr	332	198	239	378	432	392	233
Nb	62	45	55	78	90	90	53
Mo	4.7	2.9	3.8	5.5	6.0	5.8	7.2
Cs	0.40	0.43	0.49	0.49	0.54	0.54	0.40
Ba	540	530	587	606	608	591	518
La	53.0	32.2	38.6	77.7	77.2	78.7	41.1
Ce	103	66.4	78.8	195	195	149	82.3
Pr	11.8	7.54	8.9	16.3	16.4	16.4	9.2
Nd	44.4	31.4	36.4	60.6	63.4	64.9	37.5
Sm	8.27	6.85	7.85	10.7	11.5	12.2	7.60
Eu	2.64	2.24	2.23	3.40	3.51	3.57	2.32
Gd	6.86	6.03	6.84	8.54	9.04	8.48	6.18
Tb	0.99	0.81	0.96	1.16	1.18	1.13	0.93
Dy	4.77	4.41	5.00	5.71	5.37	5.10	4.59
Ho	0.80	0.72	0.86	0.79	0.79	0.77	0.79
Er	2.07	1.93	2.10	1.93	2.05	2.00	1.85

Tm	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
Yb	1.42	1.43	1.74	1.15	1.32	1.25	1.47
Lu	0.20	0.19	0.23	0.16	0.16	0.19	0.18
Hf	6.88	4.98	5.56	7.59	8.45	9.29	5.50
Ta	3.9	3.0	3.5	4.9	5.6	5.6	3.4
W	0.7	0.5	0.6	1.0	0.9	1.0	0.4
Pb	7.6	6.4	7.0	8.8	9.0	9.5	5.7
Th	5.50	4.41	5.10	7.09	7.73	7.38	4.90
U	1.55	1.25	1.40	1.73	2.04	2.05	1.29
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704697 ±15	0.704795 ±15	0.704699 ±12	Не опр.	0.704722 ±11	0.704674 ±12	0.704670±1 4

Примечание: 1–3 – породы вулкана Хорго; 4–6 – породы субширотной линии вулканов; 7 – базанит из обрушенного туннеля фрагмента покрова между вулканами Однобокий и Лиственничный. Не опр. – не определялось. Не обн. – не обнаружено.

Микроэлементная характеристика пород

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 15) фигуративные точки вулканических пород

Тарятской впадины выстраиваются в ряд, соответствующий направлению OIB+MORB. Иными словами, источник вулканических пород подобен OIB.

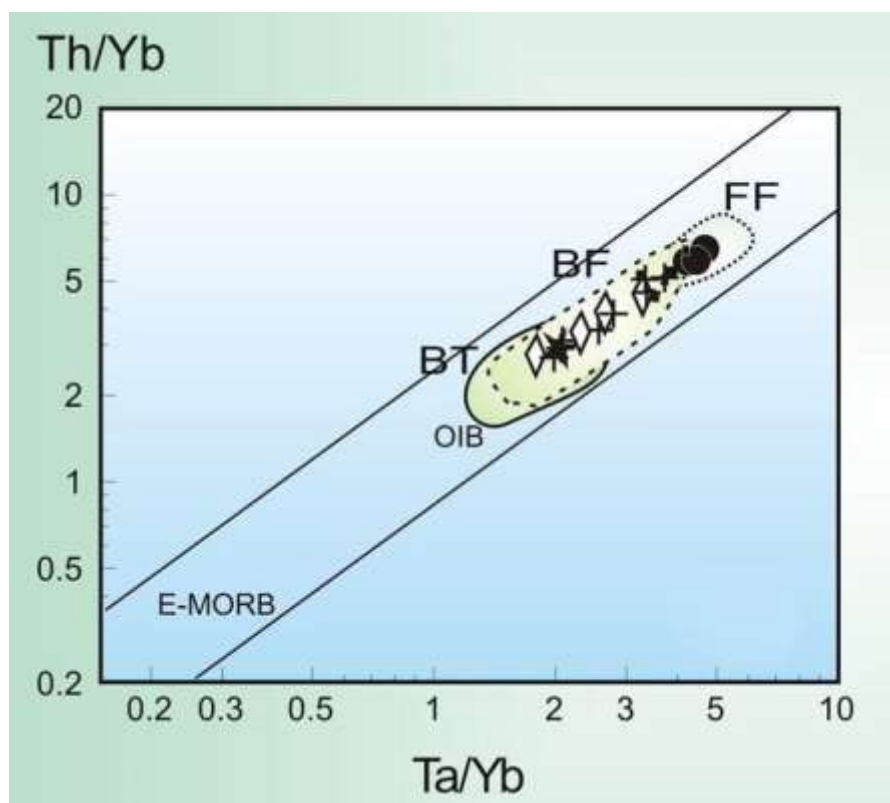


Рис. 15. Соотношения Ta/Yb – Th/Yb в молодых вулканических породах Тарятской впадины. Усл. обозн. см. рис. 14.

Fig. 15. Ta/Yb vs Th/Yb ratios in young volcanic rocks from the Taryat basin. Symbols are as in Fig. 14.

На рис. 16 показано распределение в вулканических породах несовместимых микроэлементов Ba и Zr в зависимости от магнетиального числа $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$. В группе базанитов–фонобазанитов $\text{Mg\#}$ в целом выше, чем в группах фонобазанитов–

фоидитов и базальтовых трахиандезитов. Концентрация Ba во всех трех группах пород составляет 500–800 мкг/г. Концентрация Zr в трахиандезибазальтах в целом ниже, чем в базанитах–фонобазанитах, а в фонобазанитах–фоидитах – выше. Концентрация Zr в

базанитах–фонобазанитах Тарятской впадины составляет интервал от 200 до 380 мкг/г, в базальтовом трахиандезите кромки

кратера конуса Хорго – 239 мкг/г, а в фонобазанитах–фойдитах вулканов Сосновый и Лиственничный – 390–430 мкг/г.

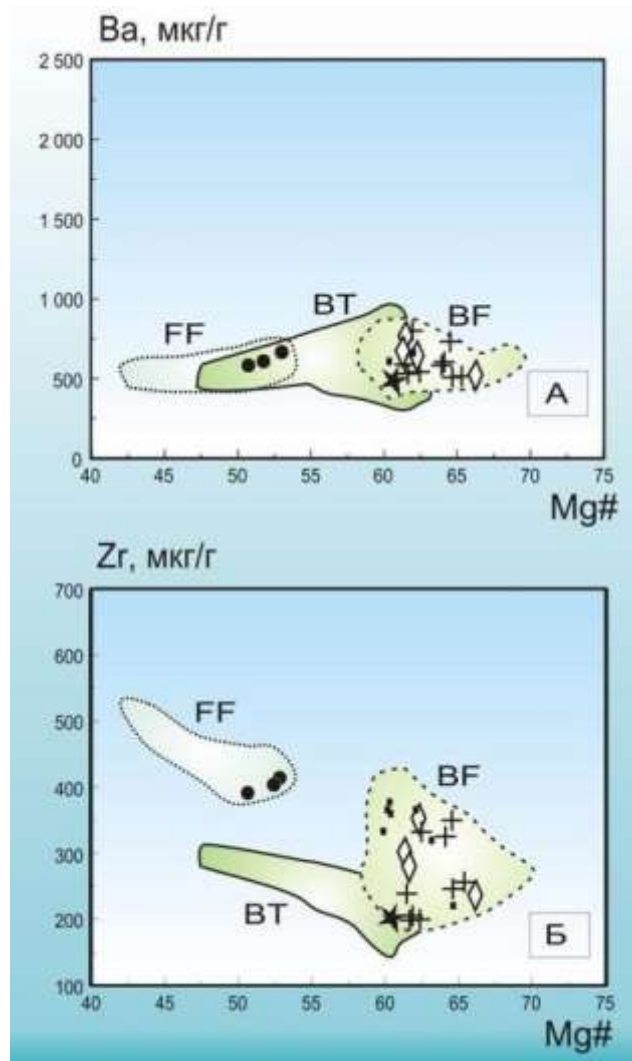


Рис. 16. Диаграмма соотношений Ba и Zr с $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (магнезиальное число рассчитано с корректировкой $Fe^{3+} = 0.15 Fe_{\text{общ.}}$, а.е.м.) в молодых вулканических породах Тарятской впадины в сопоставлении с фигуративными полями четвертичных вулканических пород Тарят-Чулутынского вулканического поля. Усл. обозн. см. рис. 14.

Fig. 16. Diagram of Ba and Zr vs $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (magnesian number is calculated with correction $Fe^{3+} = 0.15 Fe_{\text{tot}}$, a.m.u.) in young volcanic rocks from the Taryat basin in comparison with data fields of Quaternary volcanic rocks from the Taryat-Chulutyn volcanic field. Symbols are as in Fig. 14.

Изотопный состав Sr вулканических пород

Около 1.9 млн лет назад в Тарятской впадине изверглись расплавы магматического источника, обогащенного радиогенным ^{87}Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052\text{--}0.7053$). В последние 1.2 млн лет назад установился более низкий

уровень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7046–0.7047) при широких вариациях концентрации Sr (от 2000 до 625 мкг/г) (Чувашова и др., 2007а). Содержание этого элемента возрастает от группы трахиандезибазальтов через группу базанитов–фонобазанитов к группе фонобазанитов–фойдитов (рис. 17).

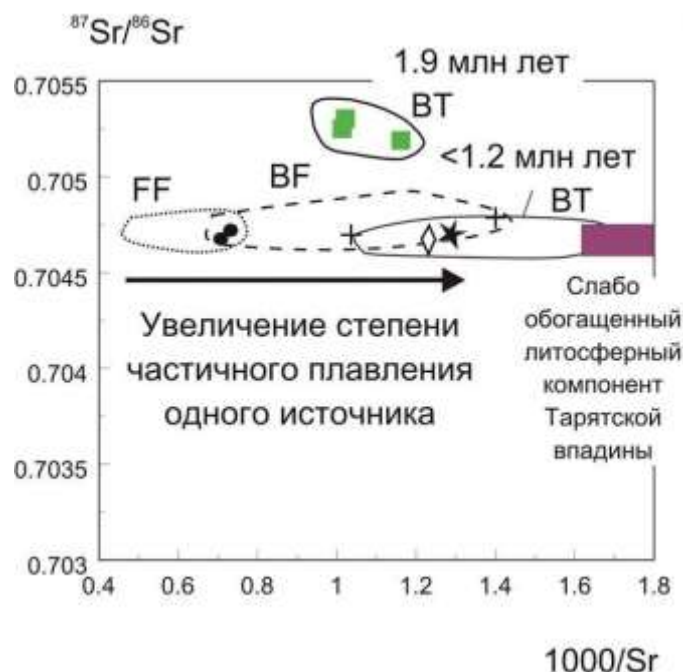


Рис. 17. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $1000/\text{Sr}$ для вулканических пород. Усл. обозн. см. на рис. 14. Дополнительно показано поле базальтовых трахиандезитов (БТ) (трахиандезитобазальтов) возрастом 1.9 млн лет. Снижение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах возрастом 1.2 млн лет и менее свидетельствует о смене источника. Широкий диапазон значений $1000/\text{Sr}$ объясняется вариациями степени частичного плавления в едином мантийном источнике.

Fig. 17. Diagram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $1000/\text{Sr}$ for volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 14. In addition, data field of the 1.9 Ma basaltic trachyandesite (BT) (trachyandesite basalt) is shown. Decreasing in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in volcanic rocks of the past 1.2 Ma indicates a change of the source. The wide range of $1000/\text{Sr}$ values is explained by variations in the degree of partial melting in a single mantle source.

Обсуждение

Гипотеза происхождения спектра вулканических пород Тарятской впадины в результате частичного плавления единого мантийного источника

Вариации концентрации несовместимого элемента Sr при одинаковом изотопном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 17) свидетельствуют об образовании всего спектра пород молодых вулканов Тарятской впадины из единого мантийного источника с меняющейся степенью частичного плавления, поскольку изменение степени частичного плавления в источнике не влечет за собой изменения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Этот источник производил расплавы Тарят-Чулутынского вулканического поля в последние 1.2 млн лет и получил полное выражение в спектре вулканических пород, извергнутых в Тарятской впадине около 50 и 9 тыс. лет назад.

Повышенные значения Mg# (содержание MgO до 10 масс %) в основной группе четвертичных пород (базанитов–фонобазанитов) соответствует образованию их выплавов в условиях потенциальной температуры мантии до 1300 °C (Чувашова, Рассказов, 2014). Относительное снижение значений Mg# (понижение содержания MgO) в группах четвертичных фонобазанитов–фоидитов и трахиандезитобазальтов отражает относительное снижение потенциальной температуры процессов плавления. Судя по положению фигуративной точки трахиандезитобазальта (обр. MN–05–614), отобранного с кромки кратера вулкана Хорго, в области перекрытия фигуративных полей базанитов–фонобазанитов и трахиандезитобазальтов на диаграмме Zr – Mg# (рис. 15б), эта порода отличается от группы базанитов–фонобазанитов по петрогенным оксидам (K_2O), но сопоставляется с ней по микроэлементам (Zr и др.).

Микроэлементное моделирование частичного плавления

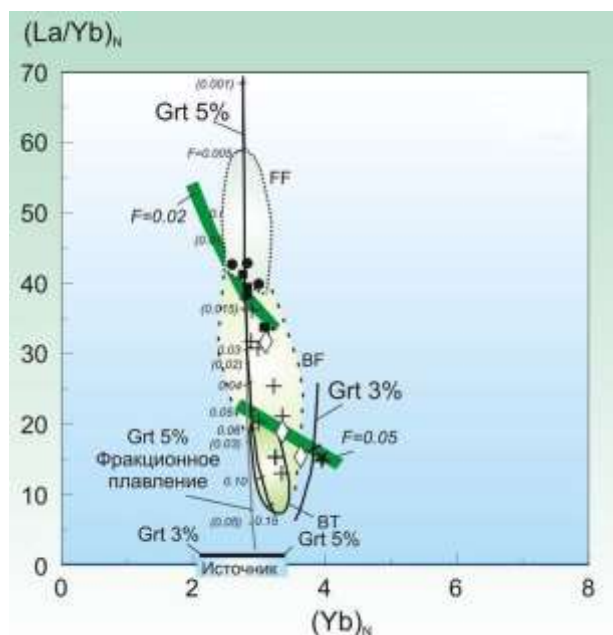
Мантийные источники молодых вулканов Тарятской впадины определялись методами прямого и обратного моделирования частичного плавления. Коэффициенты распределения минерал–расплав и использованные уравнения приведены в работах (Чувашова и др., 2007а; Рассказов и др., 2012). В прямом моделировании составы расплавов рассчитывались исходя из предполагаемого состава источника, а затем сопоставлялись с составами вулканических пород. В обратном моделировании использовались те же уравнения, что и в прямом моделировании, но осуществлялся переход к составу источника от концентраций микроэлементов в реальных вулканических породах.

В спектрах двадцати семи химических элементов отношение C_{La}/C_i , прямо пропорциональны C_{La} с высоким коэффициентом корреляции (R^2 выше 0.79, для Се – 0.62). Это служит показателем генетического единства магматических расплавов как производных одного мантийного источника. Относительное снижение R^2 для Ni (0.79) может отражать эффект слабого искажения состава первичных выплавов кристаллизационной дифференциацией оливина. Сравнительно низкий R^2 для Се может быть следствием осложняющего влияния карбоната на плавление в источнике. Коэффициенты корреляции, рассчитанные для выборки вулканических

пород верхнеплейстоценовых западных вулканов Тарятской впадины, практически не отличаются от значений, полученных для пород голоценового вулкана Хорго.

Прямым моделированием, согласованным с результатами обратного моделирования, определен состав метасоматизированного мантийного источника, содержащего оливин (41 %), ортопироксен (20 %), клинопироксен (30 %), гранат (5 %), флогопит (3.4 %), ильменит (0.5 %) и апатит (0.1 %). Содержания микроэлементов в источнике приняты на основе состава недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995) с учетом данных о среднем составе апатита из шпинелевых лерцолитов (тип А) (O'Reilly, Griffin, 2000) и флогопита из мантийных ксенолитов вулкана Шаварын-Царам Тарят-Чулутынского вулканического поля (Ionov et al., 1997).

Результаты прямого моделирования для вулканических пород Тарятской впадины иллюстрируются в координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ (рис. 18). По модели равновесного плавления, фоновезаниты–фоидиты вулканов Сосновый и Лиственничный интерпретируются как частичные выплавки с $F = 1.5–2.0$ %. Часть базанит–фоновезанитовых расплавов субширотной линии вулканов образовалась при более высокой степени плавления, но не превышающей 3.0 %. Подобные низкие величины F (1.0–1.7 %) рассчитаны для пород субширотной линии построек по модели фракционного плавления.



Расплавы линии построек Хорго образовались из того же мантийного источника, но при более высоких степенях плавления (по

Рис. 18. Диаграмма $(La/Yb)_N - Yb_N$ для вулканических пород. Усл. обозн. см. на рис. 14. Показаны рассчитанные линии частичного плавления источников с различным содержанием граната (объяснения в тексте). Составы нормированы к недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 18. Diagram $(La/Yb)_N$ vs Yb_N for volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 14. Shown are the calculated lines of partial melting of sources with different garnet content (explanations in the text). Data are normalized to the undifferentiated mantle composition (McDonough and Sun, 1995).

модели равновесного плавления – 2–5 %, за исключением двух составов, попадающих в интервал 5–10 %, по модели фракционного плавления – 1.5–4.0 %). В базальтовом трахиандезите из кромки кратера вулкана Хорго

(обр. MN-05-614) концентрация иттербия повышена, что интерпретируется как следствие уменьшения доли граната в мантийном субстрате от 5 % до 3 %. Степень плавления в мантийном источнике лавовых потоков, окружающих вулканы, сопоставима с плавлением в источнике вулканических пород линии построек Хорго.

Расчеты по модели равновесного плавления с использованием концентраций редкоземельных элементов, а также Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, Rb, Ba, K, Th, U, Sr, Y и Cr (рис. 19) в целом подтверждают результаты расчетов,

полученных в координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ для интервала частичных выплавов 1.5–5.0 %. Однако степени частичного плавления 5–10 % по концентрациям Th, U, Nb и Ta не достигаются. Смещение двух точек на диаграмме $(La/Yb)_N - Yb_N$ (рис. 17) в интервал частичных выплавов 5–10 % объясняется полным истощением граната в источнике при максимальной степени частичного плавления. При его отсутствии $(La/Yb)_N$ должен заметно снизиться, приближаясь к этому отношению в безгранатовом парагенезисе.

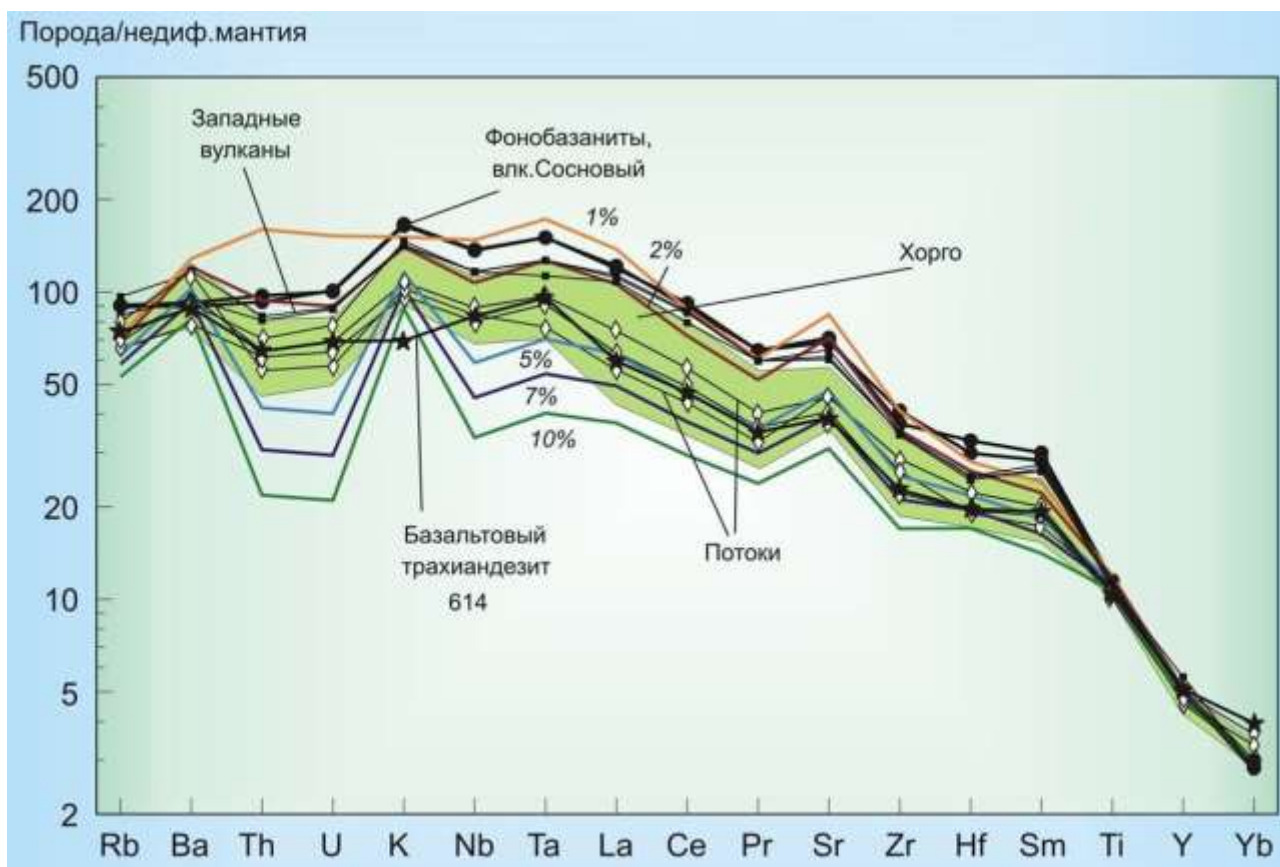


Рис. 19. Содержания несовместимых микроэлементов в породах молодых вулканов и в расплавах из модельного источника, полученных по уравнениям равновесного плавления (1) (штриховые линии без маркеров). Цифрами показана степень частичного плавления. Усл. обозн. см. на рис. 14. Данные нормированы к составу недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 19. Contents of incompatible trace elements in rocks of young volcanoes and in melts from a model source, obtained from equilibrium melting equations (dashed lines without markers). Numbers indicate the degree of partial melting. Symbols are as in Fig. 14. Data are normalized to the undifferentiated mantle composition (McDonough and Sun, 1995).

Обстановка плавления мантии под Таятской впадиной

Воздействие Индийского индентора на Азию запечатлено в кайнозойских

тектонических деформациях верхней части коры. Из результатов фрактального анализа размерности тектонических блоков следует максимальный суммарный эффект этого воздействия в зоне Индо-Азиатской коллизии и

его последовательное ослабление в северном направлении. В Центральной Монголии суммарный эффект воздействия Индийского индентора ничтожно мал, а в Байкальской рифтовой системе ярко выражено растяжение коры, обусловленное местным источником тектонических сил (England, Molnar, 1997). Судя по механизмам очагов землетрясений, современное сжатие коры распространяется от зоны Индо-Азиатской коллизии до юго-западной части Байкальской рифтовой системы (Zoback, 1992). Субширотный сдвиг Гобийского Алтая переходит в сжатие коры (Bayasgalan et al., 2005). Северные отроги хр. Мунку-Сардык надвигались на юг Окинского плоскогорья в результате субмеридионального сжатия коры в последние 2.6 млн лет (Рассказов, 1990). Восточная и западная части Тункинской долины сжимались с поднятием и эрозийным расчленением осадочных и вулканогенно-осадочных толщ рифтовых впадин (Рассказов и др., 2018).

Кора Центральной Монголии и юго-западной части Байкальской рифтовой системы, по-видимому, сокращалась короткими импульсами. При анализе вулканической эпизодичности последних 2 млн лет установлено несовпадение вулканических импульсов во внутренней части Азии и на ее восточной и южной конвергентных межплитных границах в интервале 2.0–1.5 млн лет назад, которое связывалось с отсутствием заметного влияния межплитных процессов на внутриплитные, а синхронизация внутриплитных и межплитных вулканических эпизодов, наступившая около 1.2 млн лет назад, рассматривалась как свидетельство усиления этого влияния (Рассказов и др., 2000).

Режим эпизодического воздействия коллизийного тектонического стресса последних 1.2 млн лет вызывал неоднократные извержения в Тарятской впадине в субширотной тектонической зоне протяженностью не менее 80 км, в том числе широко известный

вулкан Шаварын-Царам. Молодой вулканизм Тарятской впадины явился результатом последнего тектономагматического импульса. Он начинался в условиях действия касательных тектонических напряжений, реализовавшихся в левосторонних сдвиговых смещениях по магмоконтролирующему разлому субширотной ориентировки. Магмовыводящий канал построек вулкана Хорго образовался вследствие нарастания тангенциального северо-восточного сжатия со стороны зоны Индо-Азиатской коллизии.

Установленный характер эволюции базальтоидных расплавов объясняется плавлением локального объема мантии по механизму синтектонической адиабатической декомпрессии. Магмообразование этого типа развивается за счет собственного теплосодержания системы при перемещении плавящейся порции мантийного субстрата из области высоких давлений в область более низких давлений (Кадик, Френкель, 1982). В Тарятской впадине сначала извергались расплавы, отделившиеся от глубинного мантийного материала, который дренировался зоной сдвига, а затем – расплавы, отделившиеся от этого же материала, выдвинутого вверх в области концентрации тангенциальных напряжений. Из субширотного канала извергались магматические расплавы малых степеней частичного плавления (1.5–3 %), из северо-восточного канала – расплавы более высоких степеней (до 5 %) с низкими содержаниями граната (вплоть до его полного истощения) в источнике менее глубинного уровня.

Тектономагматический импульс проявился в субширотной линии вулканов около 50 тыс. лет назад и в северо-восточной линии вулканических построек Хорго около 9 тыс. лет назад. Последующая релаксация напряжений не способствовала декомпрессионному магмообразованию, поэтому вулканизм не возобновлялся (рис. 20).

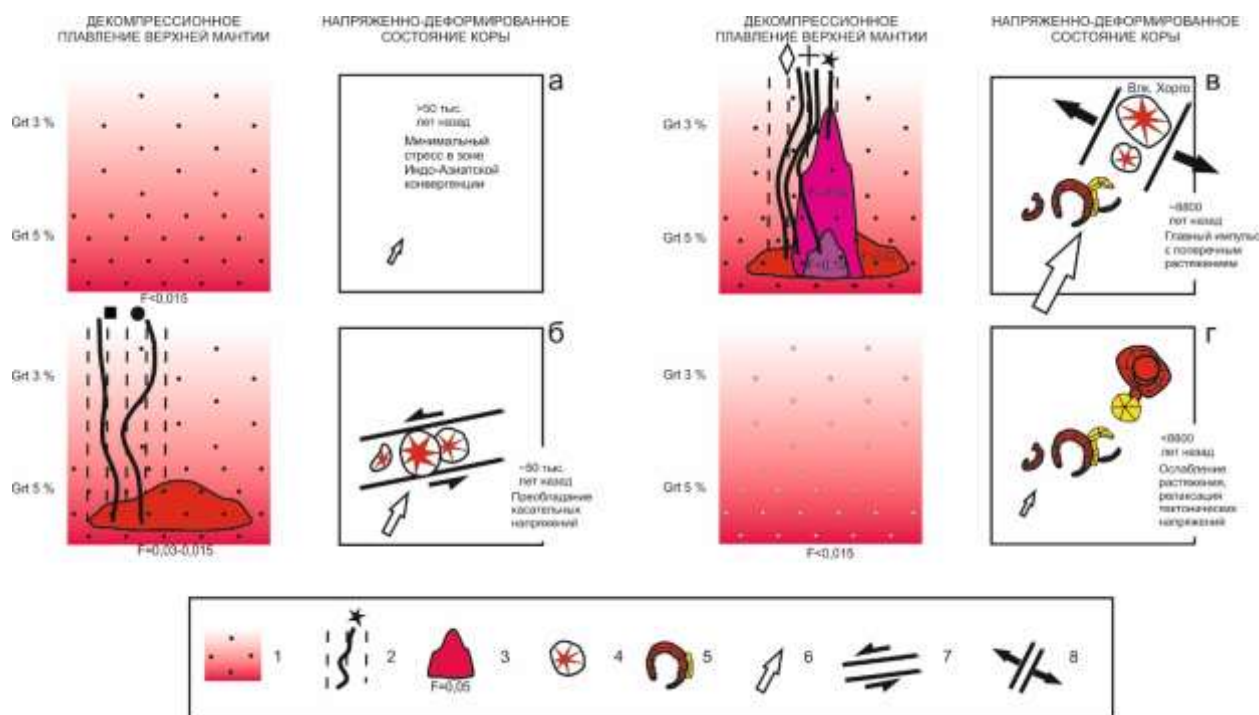


Рис. 20. Последний тектономагматический импульс развития декомпрессионного плавления мантии под Тарятской впадиной, начавшийся около 50 тыс. лет назад и завершившийся около 9 тыс. лет назад. 1 – мантийные породы с содержанием граната от 3 до 5 %; 2 – магматические каналы (значки составов расплавов соответствуют значкам составов пород на рис. 14); 3 – область плавления с содержанием частичного расплава от 1.5 до 5 %; 4 – активные вулканы; 5 – постройки угасших вулканов; 6 – направление сжатия со стороны зоны Индо-Азиатской конвергенции (увеличение размера стрелки соответствует увеличению сжатия); 7 – сдвиг (реализация касательных напряжений); 8 – раздвиг (растяжение, сопряженное с тангенциальным сжатием).

Fig. 19. The last tectonomagmatic impulse of the development of decompression melting in the mantle under the Taryat basin that began about 50 thousand years ago and finalized about 9 thousand years ago. 1 – mantle rocks with garnet content from 3 to 5 %; 2 – magma channels (symbols of melt compositions correspond to those of rocks in Fig. 14); 3 – melting region with partial melt content from 1.5 to 5 %; 4 – active volcano; 5 – edifice of extinct volcano; 6 – direction of compression from the Indo-Asian convergence zone (an increase in the size of the arrow corresponds to an increase in compression); 7 – shear (realization of tangential stresses); 8 – extension (stretching associated with tangential compression).

Противопоставление источника, подобного ОИВ, источнику коромантийного перехода

Продвижение вулканических извержений в Тарятской впадине от субширотной линии западных вулканов к северо-восточной линии построек вулкана Хорго не привело к смене источника поступавших выплавов. В извержениях молодых вулканов сохранился компонентный состав материала, подобного ОИВ, который вовлекался в плавление на Тарят-Чулутынском вулканическом поле в последние 1.2 млн лет.

Однородность источника магматических расплавов, извергавшихся в Тарятской

впадине, противопоставляется неоднородному составу источников комплементарного коромантийного перехода. Примером молодых вулканов, извергавшихся из источников этого типа, являются вулканы поля Удаляньчи Северо-Восточного Китая. В процессе извержений последних 2.5 млн лет на этих вулканах проявились разновозрастные компоненты обогащенной литосферной мантии. Здесь получила сквозное развитие северо-восточная вулканическая линия Лаошантоу–Хуошаошан, в которой на юго-западном конце извергался лавовый поток Лаошантоу 2.5 млн лет назад, а на северо-западном – вулканы Лаохейшан и Хуошаошан в доисторическое и историческое время.

Последние извержения этих вулканов происходили в 1720–1776 гг. По мере продвижения извержений вдоль линии вулканов источники выплавов менялись; в плавление вовлекался разнородный дифференцированный по составу разновозрастный материал коромантийного перехода (Rasskazov et al., 2016; Чувашова и др., 2022б).

Следовательно, в потенциальных сейсмических структурах различаются активизированные области плавления мантии с однородным субстратом, деформации которого, скорее всего, не окажут влияния на концентрацию сейсмогенных деформаций в литосфере, и активизированные области плавления мантии с резко неоднородным субстратом, в котором сейсмогенные деформации будут концентрироваться в унаследованных геологических структурах.

Заключение

Выполнено исследование наиболее молодых вулканов Тарятской впадины, извергавшихся около 50 и 9 тыс. лет назад с образованием в ней обширных лавовых покровов и пирокластических конусов с кратерами. При обследовании строения западных вулканов выявлено общее возрастание роли эффузивных излияний в кратерах от крайнего западного вулкана Однобокий (в котором излияния отсутствовали) через промежуточный вулкан Лиственничный (с кратером, слегка затопленным лавами) к крайнему восточному вулкану Сосновый (с кратером, сильно затопленным лавами). В центральном кратере пирокластического конуса Хорго лав не обнаружено. Они извергались вне кратера.

На основе геохимических данных о вулканических породах сделан вывод об извержении вулканов из однородного ОИВ-подобного источника, который эпизодически активизировался на Тарят-Чулутынском вулканическом поле начиная с 1.2 млн лет назад. Микроэлементным моделированием получен состав полиминеральной гранатсодержащей мантии в источнике магматических расплавов западных вулканов и относительное уменьшение роли граната до его полного исчезновения из парагенезиса в источнике магматических расплавов вулкана Хорго.

Установленная смена субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и

Сосновый линией построек северо-восточного простираения вулкана Хорго воспринимается как прообраз сейсмоактивной структуры в Чулутынской зоне. Однородный ОИВ-подобный источник отличается от источников коромантийного перехода, для которых свойственна пространственно-временная изменчивость компонентов. Источники, подобные ОИВ, и источники коромантийного перехода обозначают, соответственно, однородную и неоднородную глубинные потенциально сейсмические структуры.

Благодарности

Полевые экспедиционные работы на территории Монголии проводились авторами с 2000 до 2013 гг. при содействии С. Дэмбэрэла. Определения микроэлементов методом ICP-MS выполнено на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ 2+. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерены на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Оба масс-спектрометра использовались в рамках работы Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Химическая подготовка для микроэлементного анализа проводилась М.Е. Марковой с измерениями А.П. Чебыкина и обработкой данных измерений Т.А. Ясныгиной. Химическая подготовка для изотопного анализа Sr проводилась Е.В. Сараниной. Петрогенные оксиды определялись в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики: М.М. Самойленко, Г.В. Бондарева и Н.Н. Ухова).

Литература

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

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции, 1981. Вып. 27. 196 с.

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

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение. 1990. С. 143–154.

Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.

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

Кеpezинскas В.В., Девяткин Е.В., Луцкий И.В. и др. Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии // Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 7. М.: Наука, 1973. С. 7–12.

Кеpezинскas В.В., Девяткин Е.В., Дашдаваа З. Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины (МНР) // Геология и геофизика. 1975. № 4. С. 3–14.

Корина Н.А. Хангайское нагорье // Геоморфология Монгольской народной республики. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 28. М.: Наука, 1982. С. 87–108.

Логачев Н.А., Девяткин Е.В., Малаева Е.М. и др. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) // Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1982. № 8. С. 76–86.

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

Рассказов С.В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134–138.

Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная

Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Примица С.П., Чувашова И.С. История и методология геологических наук в Иркутском Госуниверситете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Воднева Е.Н., Степанова О.Н. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контроль плавления мантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского госуниверситета. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8, № 2. С. 91–101.

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

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

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

Чувашова И.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Чебыкин Е.П., Рассказов С.В. Первые результаты исследований изотопов ^{238}U -серии в вулканических породах конца плейстоцена и голоцена Центральной Монголии и

Восточного Саяна // XVIII Симпозиум по геохимии изотопов имени В.И. Вернадского. М.: Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 2007. С. 281–282.

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

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Жученко Н.А., Степанова О.Г. Радионуклиды ^{238}U -серии в вулканических породах позднего плейстоцена и голоцена Центральной Монголии и Восточного Саяна // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геологии. Т. II. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. С. 108–110.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения // Геология и окружающая среда. 2022б. Т. 2, № 3. С. 64–102. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.64.

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

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

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

Bayasgalan A., Jackson J., McKenzie D. Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 1151–1179.

Dugarmaa T., Schlupp A. One century of seismicity in Mongolia (1900–2000). RCAG – DASE 2003.

England P., Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // Science. 1997. V. 278. P. 647–650.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. V. 141. P. 153–184.

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. P. 825–833.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle // Lithos. 2000. V. 53. P. 217–232.

Pissarsky B.I., Nambar B., Ariyadagva B. Map of mineral waters in Mongolia. Scale 1:2500000. Ulaanbaatar 2003.

Rasskazov S. V., Chuvashova I. S., Sun Yimin, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T. A., Saranina E. V., Zhengxing Fang Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics, 2016. V. 7, No. 4. P. 495–532.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 Cal Kyr BP // Radiocarbon. 2004. V. 46, No. 3. P. 1029–1058.

*Доцент кафедры динамической геологии,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59.*

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,
*candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, 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.*

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

Rasskazov Sergei Vasilievich,
*doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664003 Irkutsk, 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.*

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

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

Геология нефти и газа

УДК 551.24.02

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.104>

Экспериментальное исследование связи деформаций осадочного чехла Сибирской платформы в районе Ковыктинского месторождения газоконденсатов с тектоническими процессами на её юго-восточной окраине

С.А. Борняков¹, А.А. Каримова^{1,2}

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

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Динамические обстановки формирования разрывных систем в осадочном чехле Сибирской платформы в районе Ковыктинского месторождения газоконденсатов, существовавшие в палеозое и кайнозое согласуются с таковыми для её южной окраины, что позволяет говорить об их возможной взаимосвязи с определяющей ролью вторых по отношению к первым. Ковыктинская площадь удалена от южной окраины Сибирской платформы более чем на 100 км. В этой связи наличие обсуждаемой взаимосвязи требует дополнительной аргументации в виде обоснования физической возможности передачи деформаций по осадочному чехлу на такое расстояние от края платформы.

Авторами с соблюдением условий подобия выполнено физическое моделирование геодинамических обстановок С-З сжатия, левостороннего сдвига и Ю-В растяжения, действовавших на южной окраине Сибирской платформы в палеозое, раннем кайнозое и среднем-позднем кайнозое соответственно. Результаты моделирования показали, при определенных граничных условиях экспериментов, деформации могут распространяться от края модели в её внутренние части на большие расстояния только при сжатии и растяжении. В условиях сдвига латеральные размеры области пространственного распространения деформаций в модели всегда меньше наблюдаемых в её природном аналоге. Это свидетельствует о том, что ране-кайнозойская динамическая обстановка левого сдвига в осадочном чехле районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения обязана своим происхождением комплексу геодинамических процессов на всех активных окраинах Сибирской платформы.

Ключевые слова: Сибирская платформа, осадочный чехол, динамические обстановки, физическое моделирование.

Experimental study of relationship between deformations of a sedimentary cover in the Siberian platform in the area of the Kovykta gas condensate field and tectonic processes on its southeastern edge

S.A. Bornyakov¹, A.A. Karimova^{1,2}

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. Dynamic settings of the formation of discontinuous systems in a sedimentary cover of the Siberian platform in the area of the Kovykta gas condensate deposit that existed in the Paleozoic and Cenozoic are consistent with those for its southern edge, which allows us to talk about their possible relationship with the determining role of the latter in relation to the former. The Kovykta area is

more than 100 km away from the southern edge of the Siberian platform. In this regard, the presence of the discussed relationship requires additional argumentation in the form of substantiation of the physical possibility of transmitting deformations along the sedimentary cover at such a distance from the edge of the platform.

The authors, in compliance with the conditions of similarity, performed physical modeling of the geodynamic conditions of N-W compression, left-sided shear and S-E tension, which operated on the southern edge of the Siberian platform in the Paleozoic, early Cenozoic and middle-late Cenozoic, respectively. The results of the simulation showed that under certain boundary conditions of the experiments, deformations can propagate from the edge of the model to its inner parts over long distances only under compression and extension. Under conditions of shearing, the lateral dimensions of the area of spatial propagation of deformations in the model are always smaller than those observed in its natural counterpart. This indicates that the Early Cenozoic dynamic environment of the left sheare in the sedimentary cover of the Kovykta gas condensate deposit owes its origin to a complex of geodynamic processes on all active margins of the Siberian platform.

Keywords: *Siberian platform, sedimentary cover, dynamic setting, physical modeling.*

Введение

На примере одной из лицензионных площадей в районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения комплексом тектонофизических методов выделена сеть разломных зон и установлены динамические обстановки ее формирования, (Семинский и др., 2018). Установлено, что напряженное состояние осадочного чехла определялось С-З сжатием в палеозое, обстановкой левостороннего сдвига в раннем кайнозое с последующей её сменой на Ю-В растяжение в среднем-позднем кайнозое. Предложенная временная последовательность полей напряжений на исследуемой площади в целом совпадает с известными геодинамическими построениями для Ю-В окраины Сибирской платформы (СП) для палеозоя и кайнозоя (Замараев и др., 1976; Зорин и др., 2009; Саньков и др., 2017; Сизых, 2001; Molnar, Taronnier, 1975; Sankov et. al., 1997). Палеозойское С-З сжатие в её пределах объясняется закрытием палеоокеана с надвиганием на край платформы коллизионного комплекса, а кайнозойские динамические обстановки сдвига и растяжения связываются с разными стадиями Байкальского рифтогенеза. Как известно, в начальную стадию по основным рифтообразующим разломам реализовывались левосторонние сдвиговые смещения, трансформировавшиеся в позже в сбросовые (Шерман, Днепровский, 1989).

Таким образом, динамические обстановки в породах чехла в районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения

совпадают с динамическими обстановками, существовавшими на Ю-В окраине Сибирской платформы, что позволяет считать первые генетически связанными со вторыми, не смотря на удаленность обсуждаемых объектов более чем на 100 километров друг от друга.

В механике сплошной среды действующие на неё силы подразделяются на поверхностные и массовые. Первые реализуются в ситуациях, когда деформация выделенного объема тела осуществляется под действием механических сил, приложенных к одной из ограничивающих его поверхностей. Массовые силы (например, гравитационные), в свою очередь, действуют во всем объеме тела повсеместно, приводя к существенным его деформациям при определенных условиях. Действие поверхностных сил, в отличие от массовых, сопровождается постепенной миграцией создаваемых ими напряжений от места их приложения во внутренние части деформируемого объема и, в случае больших масштабов, такая миграция всегда имеет пространственный предел. В свете изложенного, силы, порождаемые тектоническими процессами на южной окраине СП и воздействовавшие на её осадочный чехол относятся к поверхностным силам. В этой связи возникает вопрос, — насколько физически корректна генетическая связь описанных выше напряженных состояний комплекса пород осадочного чехла в пределах Ковыктинской площади с геодинамическими процессами на Ю-В окраине Сибирской платформы, или, другими словами, — находится ли Ковыктинская

площадь в области динамического влияния на осадочный чехол геодинамических процессов на её Ю-В окраине? Под областью динамического влияния геодинамических процессов, в данном случае, понимается пространственная область латерального распространения в осадочном чехле платформы разрывных и пликтивных деформаций, порождаемых этими процессами.

Поиск ответа на этот вопрос осуществлялся с помощью физического моделирования. Было проведено две серии экспериментов, в которых последовательно решались следующие задачи:

1. Оценить ширину области динамического влияния в осадочном чехле коллизийного шва формирующейся в раннем палеозое Саяно-Байкальской складчатой области.
2. Оценить ширину области динамического влияния в осадочном чехле зон Обручевского и Приморского разломов, при их активизации в раннем Кайнозое в условиях левостороннего сдвига.
3. Оценить ширину области динамического влияния в осадочном чехле зон Обручевского и Приморского разломов, при их активизации в среднем и позднем Кайнозое в условиях растяжения.

1. Методика моделирования

1.1. Условия подобия

Подобие модели и её природного аналога достигается путем определённого подбора соотношений коэффициентов подобия по разным параметрам (Гзовский, 1975). В нашем случае, для определения граничных условий экспериментов, проводимых без учета силы тяжести (в естественном поле силы тяжести), использовался критерий подобия:

$$C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_L \cdot C_T \quad (1)$$

где η – вязкость, Па·с; ρ – плотность, кг/м³; L – линейные размеры, м; T – время, с.

Исходя из усредненных значений физических и геометрических параметров объекта моделирования, рассчитывались необходимые одноименные параметры моделей. В нашем случае моделировался осадочный чехол, аппроксимируемый однослойной моделью выдержанной мощности. Подобие модели природному объекту достигалось при коэффициентах подобия C_{η} , C_{ρ} , C_L и C_T , равных 10^{16} , 0.5, 10^5 и 10^{10} соответственно. При таких коэффициентах, приняв усредненную вязкость пород осадочного чехла 10^{18-19} Па·с, его мощность 4 км и время действия поля напряжений одного типа 10 млн лет получаем расчетные параметры, — вязкость модели 10^4 Па·с, толщина модели 0.04 м, длительность эксперимента 7200 с (или 2 часа).

1.2. Модельный материал

Выбор модельного материала осуществлялся с учетом упруговязкопластичного поведения горных пород при длительно действующих на них нагрузках (Шерман, 1977). Аналогичные реологические свойства проявляет водная паста монтмориллонитовой глины, правомерность использования которой в качестве модельного материала обоснована специально проведенным исследованием (Семинский, 1986).

1.3. Оборудование

На рисунке 1 приведена схема использованной экспериментальной установки. Модель (1), имитирующая осадочный чехол, располагалась на неподвижном основании (2), имитирующем фундамент платформы. Модель деформировалась подвижным штампом (4) в условиях сжатия (5), левостороннего сдвига (6) или растяжения (7). Проведено две серии экспериментов, отличающиеся степенью сцепления модели с подложкой, регулируемой наличием или отсутствием между ними тонкой прослойки из вазелина (3).

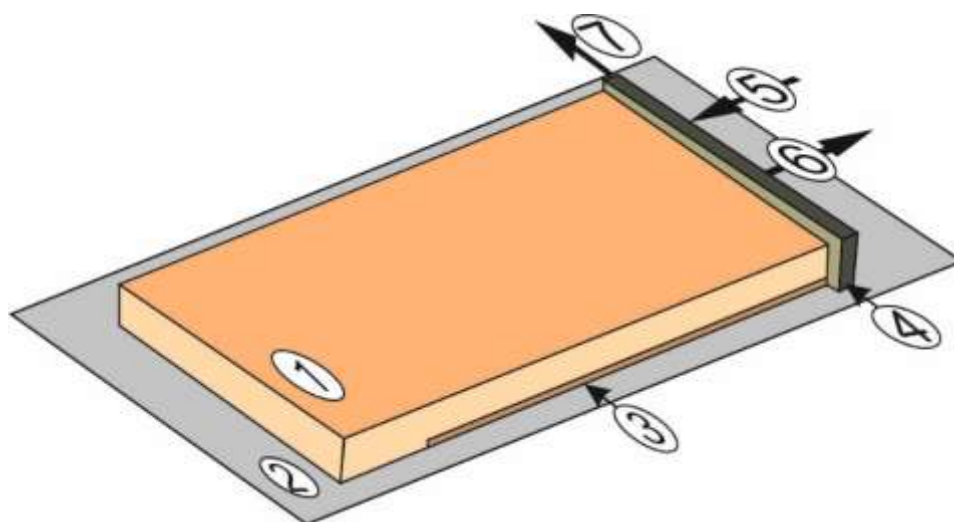


Рис. 1. Схема моделирования.

Условные обозначения: 1 – модель; 2 – неподвижный штамп рабочего стола экспериментальной установки; 3 – прослойка вазелиновой смазки в основании модели; 4 – подвижный штамп горизонтальной установки и направление его движения при сжатии (5), растяжении (6) и сдвиге (7) в модели.

Fig. 1. Modeling scheme.

Symbols: 1 – model; 2 – fixed stamp of the working table of the experimental installation; 3 – vaseline grease layer at the base of the model; 4 – movable stamp of the horizontal installation and the direction of its movement during compression (5), stretching (6) and shift (7) in the model.

2. Результаты моделирования

Из представленных на рисунке 2 результатов моделирования первой серии экспериментов отчетливо видно, что в случае прочного сцепления подошвы модели со штампом, разрывные деформации в совокупности имеют весьма ограниченное пространственное распространение от места приложения нагрузки. При сжатии ширина этой области составляет 15–20 см и 20–25 см при растяжении и 5–7 см при сдвиге, что в пересчете через коэффициент масштабного подобия составляет 15–20 км, 20–25 км и 5–7 км в природном аналоге соответственно.

Ситуация меняется кардинально при снижении силы трения на подошве модели, что

демонстрируют результаты второй серии экспериментов. При сжатии пространственная область разрывообразования существенно расширяется и совпадает с проекцией площади слоя вазелиновой смазки в основании модели, то есть распространяется практически на всю модель (рис. 3А). При этом формируются разные типы разрывных нарушений. Так, разрывы в правой верхней и средней частях модели разрывы представлены системами сопряженных левых и правых сдвигов (рис. 3А, Б, Б', В, В'). Их реализация стала возможной за счет компенсационного выжимания материала модели с отходом ограничивающего её верхнего бокового штампа в направлении указанном стрелками.

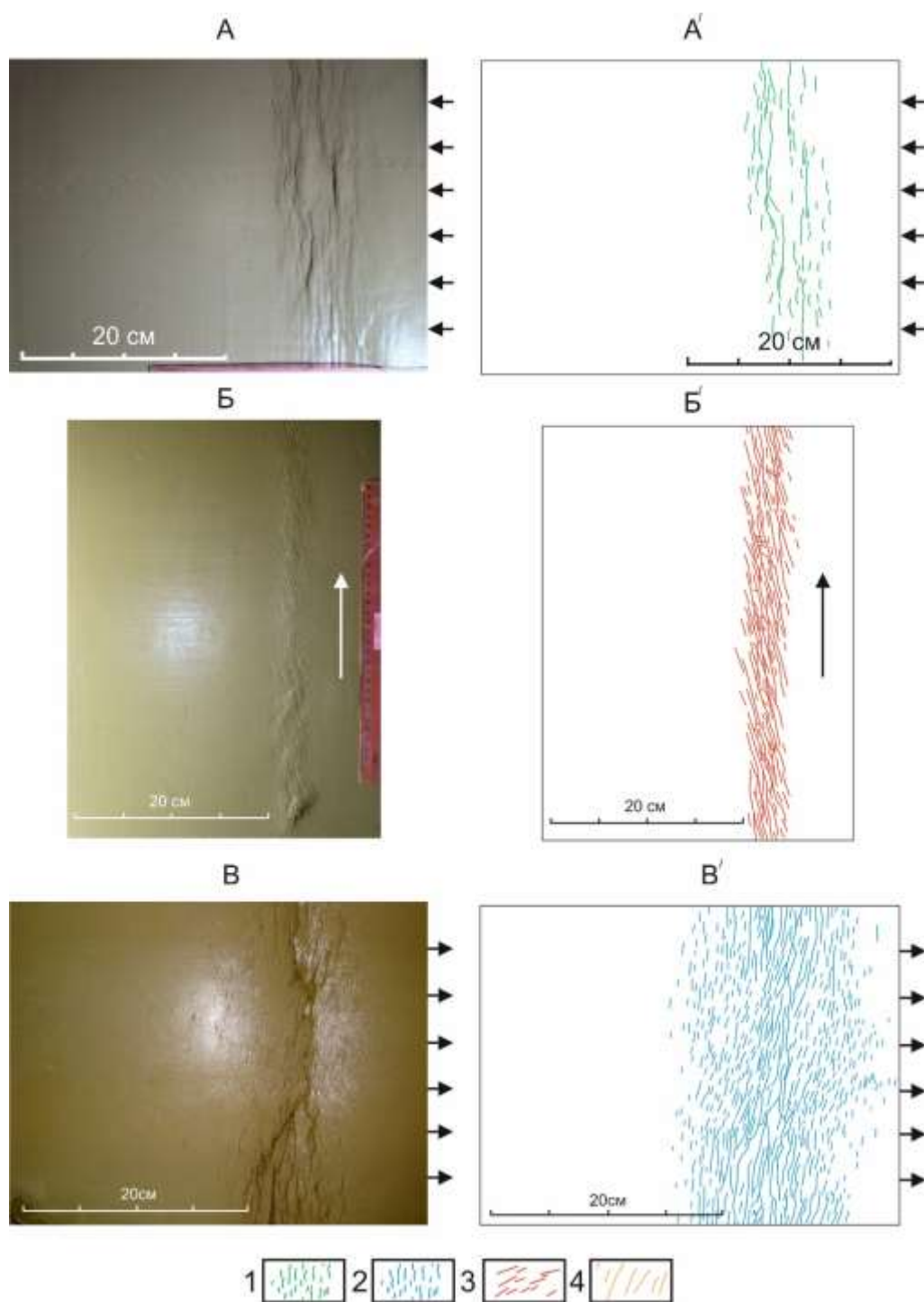


Рис. 2. Основные системы разрывных нарушений, формирующиеся при сжатии, растяжении и сдвиге в моделях первой серии экспериментов (А, Б, В соответственно) и их структурные схемы (А', Б', В' соответственно).

Условные обозначения: 1 – надвиги и взбросы; 2 – сбросы и раздвиги; 3 – левосторонние сдвиги; 4 – правосторонние сдвиги.

Fig. 2. The main systems of discontinuous disturbances formed during compression, tension and shift in the models of the first series of experiments (A, B, C, respectively) and their structural schemes (A', B', C' respectively).

Legend: 1 – uplifts and throws; 2 – resets and extensions; 3 – left-sided shifts; 4 – right-sided shifts.

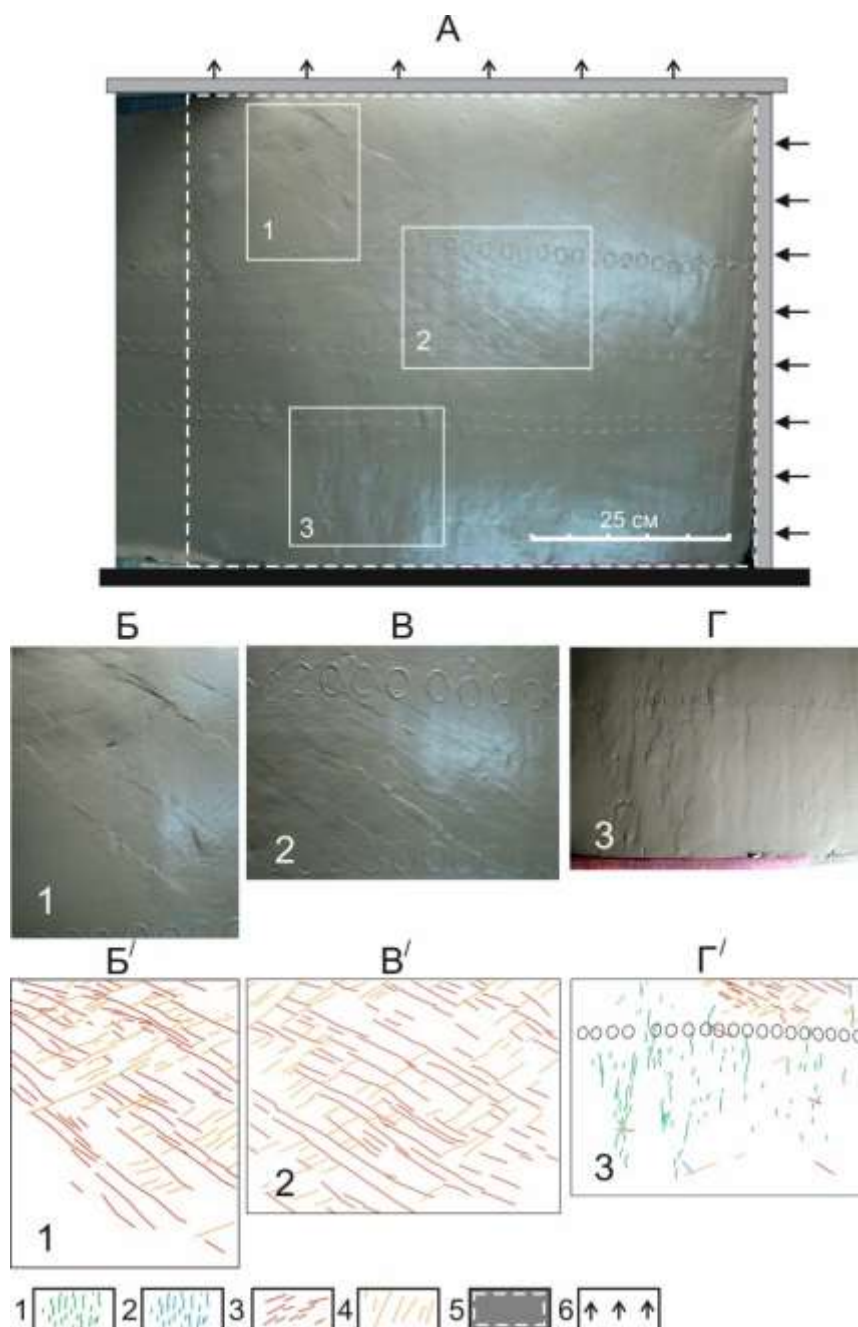


Рис. 3. Основные системы разрывных нарушений и площадь их пространственного распространения в модели при деформации сжатии в рамках второй серии экспериментов. А – общая конечная структурная ситуация в модели и детали её фрагментов в пределах площадок 1, 2, 3 (Б, В, Г); Б', В', Г' – структурные схемы разрывов для фрагментов модели 1, 2 и 3.

Условные обозначения: 1 – надвиги и взбросы; 2 – сбросы и раздвиги; 3 – левосторонние сдвиги; 4 – правосторонние сдвиги; 5 – проекция на поверхности модели контура слоя вазелиновой смазки в её подошве; 6 – направление смещения ограничивающего модель бокового штампа.

Fig. 3. The main systems of discontinuous disturbances and the area of their spatial propagation in the model during compression deformation in the framework of the second series of experiments. А – the general final structural situation in the model and the details of its fragments within sites 1, 2, 3 (B, C, D); Б', В', Г' – structural diagrams of breaks for fragments of model 1, 2 and 3.

Symbols: 1 – uplifts and throws; 2 – drops and extensions; 3 – left-sided shifts; 4 – right-sided shifts; 5 – projection on the surface of the model of the contour of the layer of petroleum jelly grease in its sole; 6 – direction of displacement of the side stamp limiting the model.

Противоположный нижний боковой штамп в процессе эксперимента оставался неподвижным и модельный материал перемещался и деформировался только в направлении действия сжатия. Результатом явилось формирование в этой части модели системы надвигов и взбросов (рис. 3А, Г, Г').

На рисунке 4 приведены результаты моделирования деформации осадочного чеха в условиях растяжения. По сравнению с аналогичным экспериментом из первой серии (рис. 3Б, Б') наблюдается существенное увеличение площади распространения разрывных нарушений, представленных сбросами и

раздвигами. Первые в основном группируются в пределах локализованной линейной грабенообразной структуры растяжения, сформированной в непосредственной близости к месту приложения нагрузки, вторые рассеяны по сей модели в виде непротяженных разрывов (рис. 2А, Б). Таким образом, как и в случае сжатия (рис. 3), наличие слоя малой вязкости в основании модели меняет пространственный предел распространения в ней действующего растяжения, а с ним и масштабы реализации процесса разрывообразования.

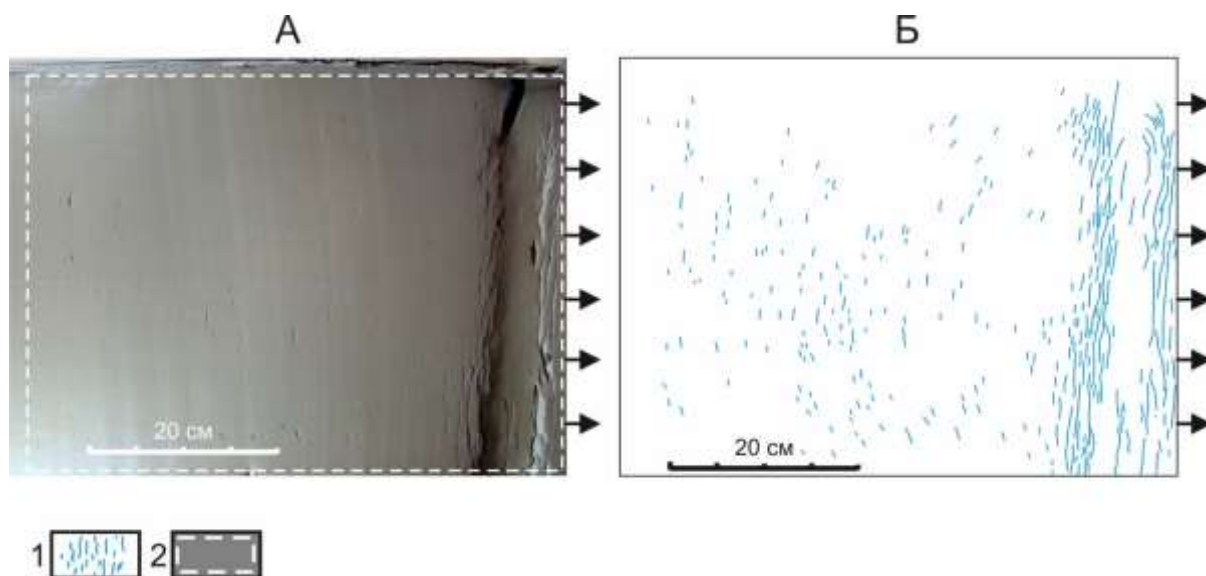


Рис. 4. Основные системы разрывных нарушений и площадь их пространственного распространения в модели при деформации растяжением в рамках второй серии экспериментов (А) и на структурной схеме (Б).

Условные обозначения: 1 – сбросы и раздвиги; 2 – проекция на поверхности модели контура слоя вазелиновой смазки в её подошве.

Fig. 4. The main systems of discontinuous disturbances and the area of their spatial propagation in the model during tensile deformation within the framework of the second series of experiments (А) and on the structural scheme (Б).

Symbols: 1 – discharges and extensions; 2 – projection on the surface of the model of the contour of the layer of petroleum jelly grease in its sole.

Несколько иная ситуация проявляется при деформации модели в условиях сдвига (рис. 5). Если при сжатии и растяжении область динамического влияния от приложенной нагрузки распространилась на всю длину модели, то при сдвиге хотя она икратно

увеличилась до 30–35 см, что в пересчете на природную ситуацию составляет порядка 30–35 км, этого явно недостаточно (рис. 3В, В'; рис. 1).

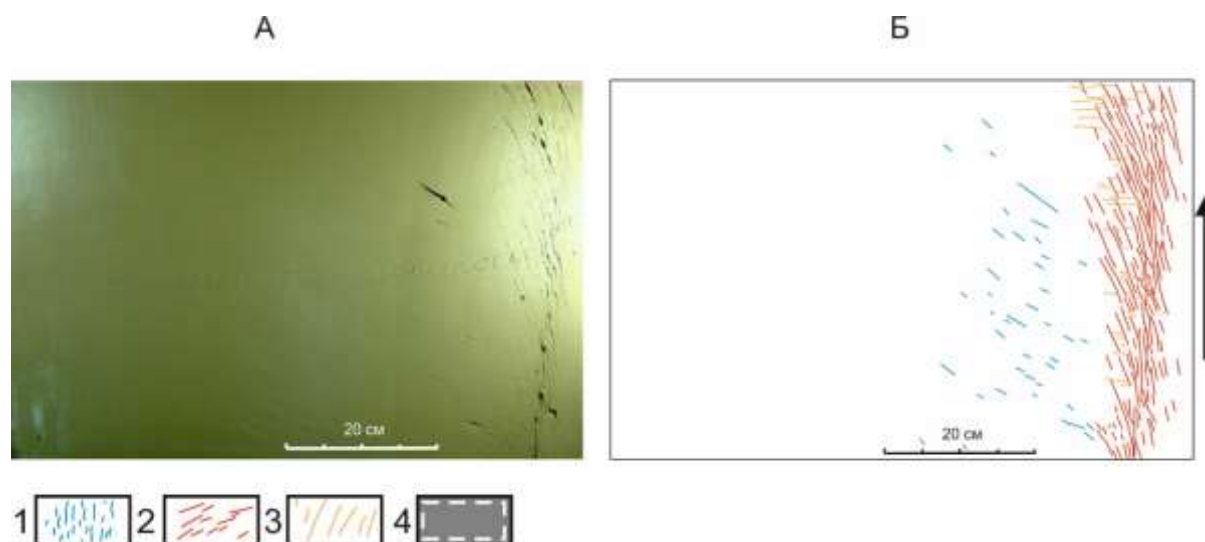


Рис. 5. Основные системы разрывных нарушений и площадь их пространственного распространения в модели при деформации сдвига в рамках второй серии экспериментов.

Условные обозначения: 1 – сбросы и раздвиги; 2 – левосторонние сдвиги; 3 – правосторонние сдвиги; 4 – проекция на поверхности модели контура слоя вазелиновой смазки в её подошве.

Fig. 5. The main systems of discontinuous disturbances and the area of their spatial propagation in the model during shear deformation in the framework of the second series of experiments.

Symbols: 1 – discharges and extensions; 2 – left-sided shifts; 3 – right-sided shifts; 4 – projection on the surface of the model of the contour of a layer of petroleum jelly grease in its sole.

Обсуждение результатов моделирования

Рассматривая полученные результаты моделирования с позиции поставленных выше задач, можно констатировать, что восстановленные тектонофизическими методами поля напряжений сжатия и растяжения в пределах Ковыктинского лицензионного участка могут быть обусловлены воздействием на осадочный чехол Сибирской платформы одноименных деформаций, имевших место её на Ю-В окраине в раннем палеозое и позднем кайнозое. Полученные структурные ситуации в моделях второй серии экспериментов показывают, что наличие в основании деформируемых моделей тонкой слабовязкой прослойки обеспечивает физическую реальность распространения в них напряжений и деформаций на большие расстояния от места приложения поверхностной нагрузки даже без участия в деформационном процессе подстилающего их «фундамента». В природных условиях роль такой «смазки» могут выполнять слои песчаников,

пропитанные нефтепродуктами (например, песчаники в основании Тыптинской свиты рифея), слои глин, каменной соли или другие слои с естественной исходной малой вязкостью или слои с приобретенной пониженной вязкостью за счет их флюидизации.

Несколько отличная ситуация проявляется при деформации сдвига. В этом случае присутствие такой прослойки хоть расширяет область динамического влияния приложенной нагрузки, но в недостаточной мере, чтобы достичь нужного пространственного эффекта. В этой связи логично предположить, что проявившееся в пределах Ковыктинского лицензионного участка раннекайнозойское сдвиговое поле напряжений обусловлено комплексом геодинамических процессов, имевших место на северной и восточной окраинах СП, в том числе спрединга в Арктике и орогенного процесса в Верхояно-Колымской горной системе (Сим и др., 2018).

Исследование выполнено по проекту «Современная геодинамика, механизмы деформации литосферы и опасные

геологические процессы в Центральной Азии», № FWEF-2021-0009.

Выводы

Для выяснения генетической связи палеозойских и кайнозойских динамических обстановок формирования разрывных систем в осадочном чехле СП в районе Ковыктинского месторождения газоконденсатов с аналогичными обстановками, существовавшими на её южной окраине, авторами выполнено физическое моделирование. В краевых частях упруговязкопластичных моделей, имитирующих осадочный чехол, воспроизведены динамические обстановки С-З сжатия, левостороннего сдвига и Ю-В растяжения и оценены пределы латерального распространения деформаций от места приложения нагрузки к модели в её внутренние части. Результаты моделирования показали, при определенных граничных условиях экспериментов, деформации распространяются по модели на большие расстояния только в условиях сжатия и растяжения. Из полученных экспериментальных результатов следует, что эти динамические обстановки, существовавшие на южной окраине СП в палеозое и позднем кайнозое, могли оказывать прямое влияние на формирование динамических обстановок в её осадочном чехле в районе Ковыктинского месторождения газоконденсатов. В условиях же сдвига пространственное распространение деформаций в модели, в пересчете через коэффициент линейного подобия, всегда меньше расстояния между южной окраиной СП и Ковыктинской площадью. Это свидетельствует о том, что ранне-кайнозойская динамическая обстановка левого сдвига в осадочном чехле районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения обязана своим происхождением комплексу геодинамических процессов на всех активных окраинах СП.

Литература

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга–задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой

области в позднем рифее-раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 3, с. 209–226.

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

Семинский К.Ж., Саньков В.А., Огибин В.В., Бурзунова Ю.П., Мирошниченко А.И., Горбунова Е.А., Горлов И.В., Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Буддо И.В. Тектонофизический подход к анализу геолого-геофизических данных на газоконденсатных месторождениях со сложным строением платформенного чехла // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 587–627. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0364.

Сим Л.А., Гордеев Н.А., Маринин А.В. Новейшая геодинамика восточной окраины Сибирской платформы // Геосистемы переходных зон, 2018, т. 2, № 4, с. 280–289.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1977. – 102 с.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. – 158 с.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V.189. P. 419–426.

San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A., Melnikov A. A & Delvoux Cenozoic stress field evolution in the Baikal Rift Zone, [Evolution du champ de contrainte ceno-roique dans le rift du Baikal // 1997, Bull, Centre Rech. Elf. Explor. Prod., 21, 2, 435–455.

Zamaraev S.M., Adamenko O.M., Ryazanov G.V., Kulchitsky A.A., Adamenko R.S., Vikentieva N.M. Structure and History of the Development of the Predbaikalsky foredeep. Nauka, Moscow, 1996. 134 p. (in Russian) [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.: Наука, 1976. 134 с.].

Sizykh V.I. Sharyazh-Thrust Tectonics of the Margins of Ancient Platforms. SB RAS

Publishing House, Novosibirsk, 154 p. (in Russian) [Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 154 с.].

Борняков Сергей Александрович,

кандидат геолого-минералогических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

ведущий научный сотрудник,

email: bonyak@crust.irk.ru.

Bornyakov Sergey Alexandrovich,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher Fellow,

email: bonyak@crust.irk.ru.

Каримова Анастасия Алексеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,

геологический факультет, ст.преподаватель,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

младший научный сотрудник,

email: tarasova@crust.irk.ru.

Karimova Anastasiya Alexeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology, senior lecturer,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Junior Research Fellow,

email: tarasova@crust.irk.ru.

Минералогия и петрология

УДК 552.5(571.5)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.114>

Опыт изучения химического состава неолитической керамики Тункинской долины

С.В. Снопков^{1,2}, М.Д. Степанова¹, С.А. Сасим¹

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

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

Аннотация. Использование естественно-научных методов, применяемых в геологии, позволяет решать ряд археологических задач. С помощью рентгенофлуоресцентной спектроскопии был изучен химический состав неолитической керамики Тункинской долины (Республика Бурятия). Выявлен ряд особенностей состава керамических сосудов по сравнению с одновозрастными изделиями из долины реки Лена. Обнаружено устойчивое расхождение химического состава внутренней и наружной стенок сосудов.

Ключевые слова: неолитическая керамика, Тункинская долина, химический состав, рентгенофлуоресцентный анализ.

The experience of studying chemical compositions of Neolithic ceramics in the Tunka Valley

S.V. Snopkov^{1,2}, M.D. Stepanova¹, S.A. Sasim¹

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract. Using of geological methods helps to solve archaeological problems. The chemical composition of Neolithic ceramics from the Tunka Valley (Republic of Buryatia) was studied using X-ray fluorescence spectrometry. Some compositional features of ceramic vessels in comparison with those of the same age manufactures from the Lena River valley have been revealed. A stable discrepancy in the chemical composition of the inner and outer walls of the vessels was found.

Keywords: Neolithic ceramics, Tunka Valley, chemical composition, X-ray fluorescence analysis.

В последнее десятилетие в мире активно развивается новое научное направление – геоархеология, которое заключается в применении естественно-научных методов, используемых в геологии, для решения археологических задач (Кузьмин, 2017). Одной из важных археологических задач является изучение химического состава артефактов неразрушающими методами анализа.

Целью исследования было изучение химического состава фрагментов керамических сосудов, собранных в Тункинской долине Республики Бурятия. Керамика – это первый искусственный материал, полученный человеком. Первая керамика являлась обожженной глиной. В настоящее время, керамика – это сложный композитный материал, применяющийся в машиностроении, приборостроении, электронике, авиационной

промышленности, строительстве, медицине, науке, искусстве.

Самым ранним керамическим изделием была посуда из смеси глины с другими материалами. Обожженная глиняная посуда позволила широко использовать способ приготовления жидкой пищи на огне, расширила возможности хранения различных продуктов. Развитие керамического производства означало переход древних обществ на качественно новый уровень ведения хозяйства, и благоприятно сказывалась на экономическом и культурном развитии древних обществ. Первые керамические изделия появились уже в палеолите (27–24 тыс. л. н.) (Генинг, 1973).

Древняя керамика является важным археологическим источником в следствии массовости ее распространения. Её значимость заключается в массовости ее распространения. Никакой другой вид артефактов не встречается так часто и в таком изобилии, как керамика. Кроме того, появление керамики было самостоятельным изобретением разных народов на определенной ступени хозяйственного развития, и поэтому, несмотря на единство функционального назначения, существует огромное многообразие форм и технологии изготовления керамической посуды. Посуда часто покрывалась орнаментом, как полагают археологи, с определенной магической целью, что добавило еще большего разнообразия в общий облик посуды. Технология и облик глиняной посуды имели необычайную устойчивость, и длительные периоды использовались определенными группами населения. Именно поэтому в археологии по типу керамики определяется культурная и хронологическая принадлежность многих археологических памятников. Для выделения различных типов керамики используются форма и орнаментация сосудов, способ обжига и обработки поверхности сосудов, а также пористость, химический и минералогический состав керамики (Генинг, 1973).

Процесс изготовления керамики представляет собой сложный технологический процесс, включающий отбор сырья, подготовку глиняной массы, формовку сосуда, его декорирование и обжиг, в результате которого глина вследствие физико-химических процессов кардинально меняет свои свойства, становится твердой, прочной,

влагонепроницаемой и термостойкой. Превращение глины в керамику происходит при температуре 500–900 °С. Чем ниже температура обжига, тем дольше идет процесс. Наиболее распространенными видами глинистых минералов являются каолинит, галлуазит, гидрослюда и монтмориллонит. В состав глиняной массы, используемой для изготовления сосудов, добавляются искусственные примеси - отошители: песок, толченая посуда (шамот), раковины, камень, а также органические вещества (травы, соломы, и пр.) (Бердников, 2014).

Химический состав керамики определялся методом рентгенофлуоресцентной спектromетрии, позволяющей проводить неразрушающий анализ артефактов. Для определения состава использовался настольный энергодисперсионный спектрометр СТХ800 (Bruker, Германия). Рентгенофлуоресцентная спектromетрия позволяет проводить приближенно-количественный экспресс-анализ химического состава артефактов. По результатам ряда научных исследований было показано, что расхождения между результатами неразрушающей рентгенофлуоресцентной спектromетрии и силикатного анализа с дроблением образцов для большинства элементов составляет менее 10–30 %. Таким образом, метод позволяет проводить полуколичественный экспресс-анализ химического состава артефактов (Пашкова, 2021).

Объектом исследования являлись фрагменты керамических сосудов, собранные во впадине выдувания на берегу реки Тунка (Тункинская долина, Республика Бурятия) в 2008-2009 гг. В результате эоловой деятельности произошло разрушение археологического памятника и артефакты оказались на дневной поверхности. Собранные артефакты соотносятся со временем позднего неолита (III тыс. л. до н.э.). Для исследования использовалось 24 артефакта. Размер фрагментов керамических сосудов составлял: толщина – от 3 до 5 мм, длина и ширина — от 1 до 4 см. Образцы измерялись с внешней и внутренней стороны. Внешняя поверхность сосудов определялась по отпечаткам сетки плетеньки и орнаменту сосуда. Визуальный анализ кусочков керамики под биноклем показал, что глиняная масса сильно запесочена.

Отощитель представлен песчаными зёрнами близкого размера.

Анализируемыми компонентами керамики являлись: SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P, Ca, Fe, Ti, Mn, S, Ba. Остальные химические элементы присутствовали в составе керамики в малых содержаниях. Для анализа результатов были выделены максимальные и минимальные значения выборки ($X_{\min}$, $X_{\max}$) рассчитаны

средние значения ($X_{\text{ср}}$) и стандартные отклонения (S) по каждой анализируемому параметру, а также коэффициенты взаимной корреляции (R) параметров. Порог значимой корреляционной связи с вероятностью 95 % для данной выборки составляет 0.304 (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Результаты статистической обработки измеренных данных

Компоненты	$X_{\min}$, %	$X_{\max}$, %	$X_{\text{ср}}$, %	S, %
SiO₂	46.08	68.31	61.02	4.63
Al₂O₃	12.73	26.69	19.08	2.57
Fe	2.91	10.91	6.48	2.11
Ca	1.83	25.55	6.01	4.26
K₂O	1.49	4.23	2.47	0.56
Ti	0.49	1.41	0.81	0.24
P	0.11	0.97	0.40	0.22
Ba	0.07	0.23	0.13	0.03
S	0.00	1.00	0.20	0.19
Mn	0.03	0.39	0.10	0.07

* В таблице представлены нормированные значения (% от суммы измеренных элементов).

Из полученных данных, видно, что керамика в основном состоит из SiO_2 и Al_2O_3 . Эти два компонента находятся в обратной

пропорциональности: увеличение глинозема сопровождается уменьшением кремнезема (рис. 1).

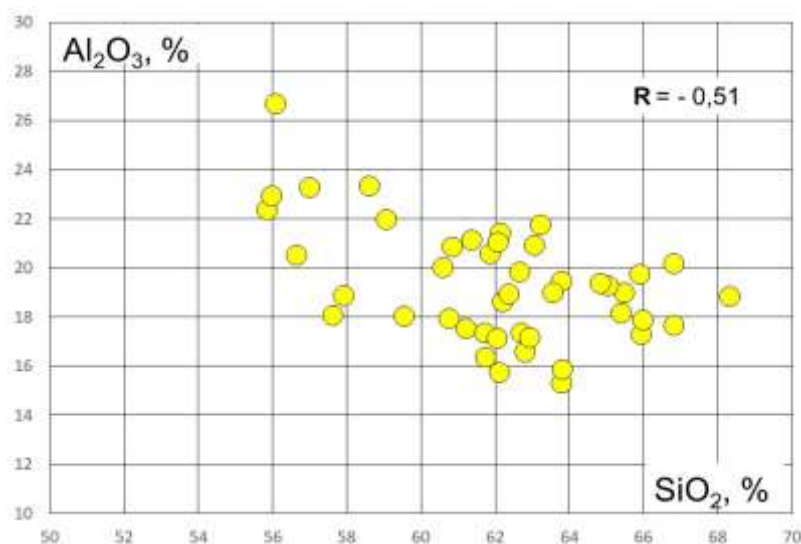


Рис. 1. Диаграмма кремнезема и глинозема и коэффициент корреляции (R) в неолитической керамике Тункинской долины.

Fig. 1. Diagram of silica vs alumina with coefficient of correlation (R) in Neolithic ceramics from the Tunka Valley.

Остальные элементы присутствуют в керамике в меньшем количестве. Fe, Ca и K₂O входят в состав керамики в содержании от единиц до первых десятков процентов; S, P,

Ti и Mn присутствуют в керамике от сотых долей до единиц процентов. При этом содержание Ti и Mn изменяются прямо пропорционально Fe (рис. 2).

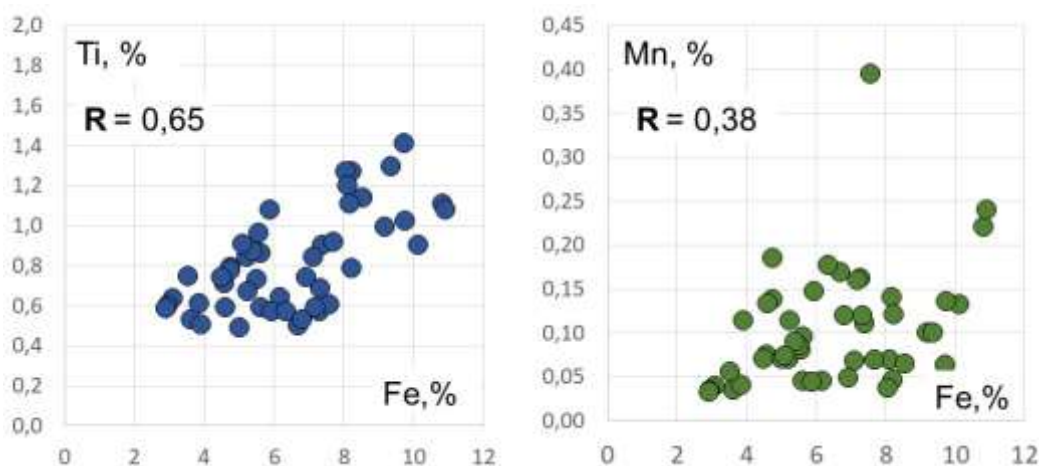


Рис. 2. Диаграммы вариаций Ti, Mn относительно Fe с коэффициентами корреляции (R) в неолитической керамике Тункинской долины.

Fig. 2. Diagrams of Ti and Mn vs Fe with coefficients of correlation (R) in the Neolithic ceramics from the Tunka Valley.

Несмотря на то, что Fe и Ti изменяются прямо пропорционально, их взаимосвязь с SiO₂ и Al₂O₃ различаются: Fe имеет

значимую отрицательную корреляцию с SiO₂, а Ti – значимую положительную с Al₂O₃ (рис. 3).

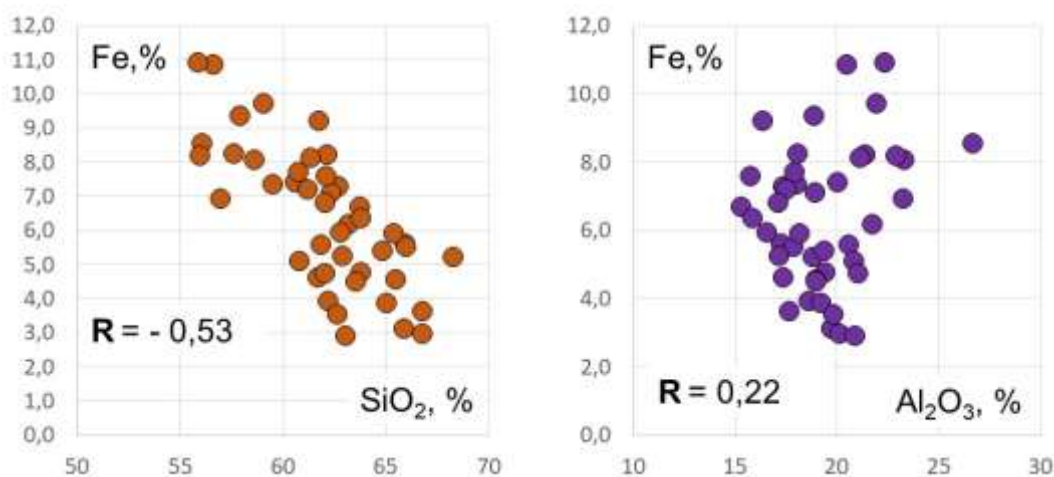


Рис. 3. Диаграммы вариаций Fe – SiO₂ и Fe – Al₂O₃ для неолитической керамики.

Fig 3. Diagrams of Fe vs SiO₂ and Fe vs Al₂O₃ for Neolithic ceramics.

Полученные данные свидетельствует о том, что железо присутствует в керамике в нескольких минеральных формах, возможно: титаномагнетит, железо-марганцевые образования и др. Повышенная концентрация

титана встречается в магнезиально-железистых силикатах, таких как: пироксен, амфибол, биотит.

Обратную зависимость Fe от содержания SiO₂ можно объяснить следующим образом:

для первичного каолинита (продукта разрушения алюмосиликатных пород, оставшихся на месте залегания материнской породы) характерна ассоциация кварца и окислов железа. В отмученных глинах (подвергшихся перемыву — вторичный каолинит) кварца

становится меньше. Искусственно добавленные в глиняное тесто зерна кварца уже не коррелируются с оксидами железа.

Интересный характер изменения отмечен для Ca и S (рис. 4). Три образца имеют высокие значения Ca (до 25 %) и S (до 1 %).

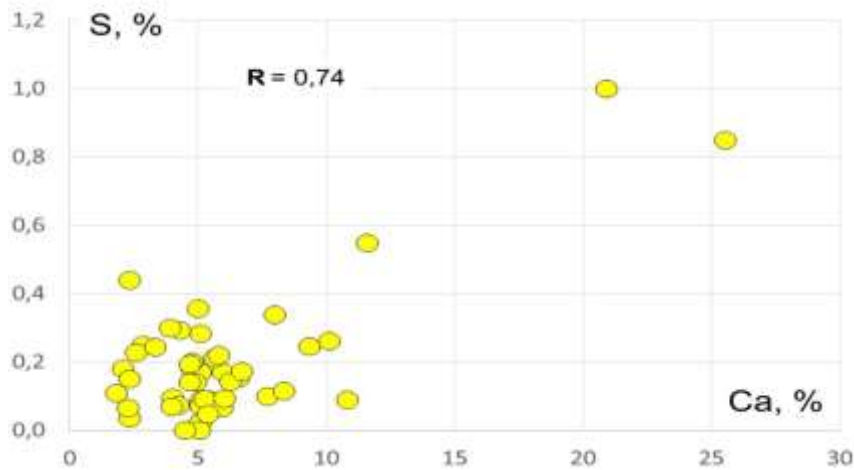


Рис. 4. Диаграмма S – Ca для неолитической керамики.

Fig. 4. Diagram S vs Ca for Neolithic ceramics.

Кальцит нередко встречается как пропитка керамического теста, но в данном случае Ca изменяется прямо пропорционально S, что может быть обусловлено присутствием в керамике гипса. Целенаправленно ли гипс был добавлен в состав керамики или это случайное событие необходимо исследовать дополнительно.

Еще одной особенностью тункинской керамики является повышенное содержание бария. Ba находится в слабой корреляции с остальными измеренными элементами. Возможно, присутствие в керамике бария

связано с барий-содержащими алюмосиликатами (плагноклазы и калиевые полевые шпаты).

Сравнение результатов химического анализа Тункинской неолитической керамики с керамикой того же возраста, из археологических памятников на берегу Лены (Качугский район) (Пашкова, 2021), показало расхождение химического состава. В керамике Тункинской долины значительно выше содержание Al_2O_3 , Fe, Ti, P, Ba и, особенно, Ca (табл. 2).

Таблица 2

Сравнение химического состава неолитической керамики Тункинского и Качугского районов

Компоненты	Диапазон изменений, %	
	Качуг	Тунка
SiO ₂	60-72	46-68
Al ₂ O ₃	12-16	13-27
K ₂ O	1.9-3.7	1.8-4.1
P ₂ O ₅	0.18-0.68	0.59-1.83
CaO	1.1-2.0	1.58-28.8
Fe ₂ O ₃	3.8-5.5	4-11.9
TiO ₂	0.56-0.92	0.77-2.65
MnO	0.03-0.18	0.03-0.26

Неожиданным стало расхождение химического состава внутренней и внешней поверхностей керамических сосудов (табл. 3; рис. 5).

Таблица 3

Разница химического состава внутренней и внешней поверхности керамических сосудов Тункинской долины

Компонента	Изменение содержания, %	
	Средняя разница значений внутренней и внешней поверхностей	Средняя разница значений, нормированное на значение внешней поверхности
SiO₂	2.63	4.4
K₂O	0.13	5.4
Al₂O₃	-0.7	-3.7
Fe	-0.29	-4.6
Ca	-1.05	-19
Ti	-0.07	-8.8
P	-0.09	-25.8

По сравнению с внешней поверхностью сосуда на внутренней стенке происходит уменьшение Al₂O₃, Fe, Ca, Ti, P, при этом (возможно, как следствие) происходит

увеличение SiO₂ и K₂O. Особенно большое различие состава отмечается для фосфора и кальция – на 25.8 и 19 %, соответственно.

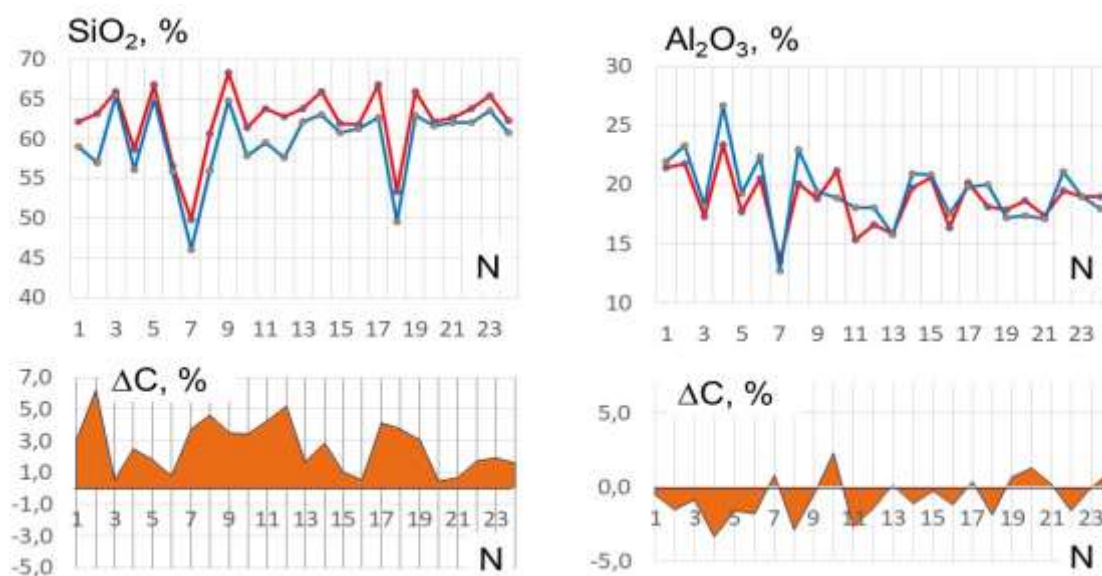


Рис. 5. Расхождение содержания кремнезема и глинозема во внутренней и внешней поверхности керамических сосудов. (Синяя линия – внешняя поверхность, красная – внутренняя; графики, залитые оранжевым цветом – разница значений внутренней и внешней поверхностей; N – номер образца).

Fig. 5. Discrepancy between contents of silica and alumina in inner and outer surfaces of ceramic vessels. (Blue line - outer surface, red one – internal; graphs filled with orange color designate difference between inner and outer surfaces; N – sample number).

Особенно четко различие химического состава внешних и внутренних поверхностей видно при суммировании разницы значений

для внешних и внутренних стенок отдельно для уменьшающихся и увеличивающихся компонент (рис. 6).

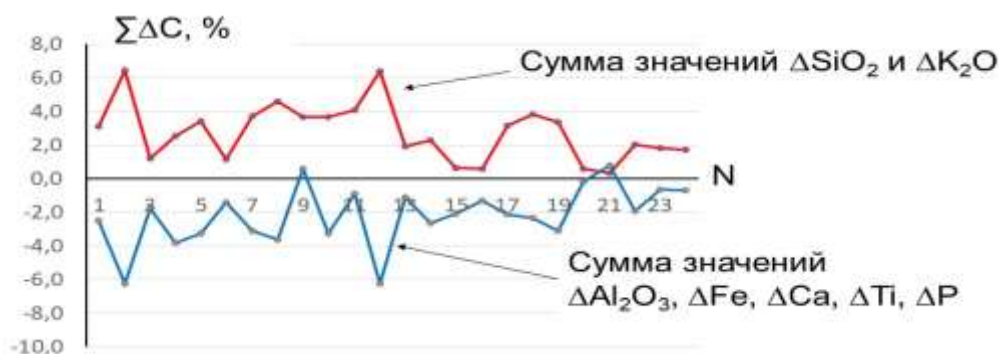


Рис. 6. Диаграмма отличия химического состава внутренней и внешней поверхности керамических сосудов. (N – номер образца).

Fig. 6. Diagram of difference between chemical compositions of the inner and outer surfaces of ceramic vessels. (N – sample number).

Наиболее вероятно, что это явление связано с кипячением воды внутри сосуда, сопровождающимся вымыванием части химических соединений. При этом происходило увеличение относительной доли более устойчивых к разрушению минералов — кварца и полевых шпатов. Вероятно, на величину разницы химического состава внешних и внутренних поверхностей сосудов оказывало влияние продолжительность их использования.

Таким образом, проведенные исследования показали, что:

1) неолитическая керамика Тункинской долины имеет особенности в химическом составе, выражающиеся, в первую очередь, в повышенных содержаниях Fe, Ca, S и Ba. Характер взаимного изменения компонент химического состава позволяет высказывать гипотезы о минеральном составе керамики;

2) экспресс-анализ методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии позволяет оперативно осуществлять полуколичественные оценки состава керамики и выявлять особенности химического состава керамических

сосудов характерные для определенных территорий их распространения.

Литература

Бердников И.М., Лохов Д.Н. Керамика в археологии: описание, анализ, методы исследования: учеб. пособие. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. – 163 с.

Генинг В.Ф. Программа статистической обработки керамики из археологических раскопок. // Советская археология. – 1973. – № 1. – С. 114–136.

Кузьмин Я.В. Геоархеология: естественнонаучные методы в археологических исследованиях. Омск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2017. – 396 с.

Пашкова Г.В. и др. Сравнительный анализ методик рентгенофлуоресцентного определения элементного состава археологической керамики из малых навесок. // Аналитика и контроль. – 2021. – Т. 25. – № 1. – С. 20–23.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент,

664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,

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

email: snopkov_serg@mail.ru.

Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor,

664074 Irkutsk, Kurchatov str., 3,

Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,

Leading Researcher,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Степанова Маргарита Дмитриевна,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
студентка.

Stepanova Margarita Dmitrievna,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

student.

Сасим Сергей Александрович,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой полезных ископаемых,

email: sasimserg@mail.ru.

Sasim Sergey Alexandrovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of the Department of Minerals,

email: sasimserg@mail.ru.

Геоморфология

УДК 551.435(079.3)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.122>

Высокогорные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко¹, И.И. Гергенов²

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

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

Аннотация. Систематизируются высокогорные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык, обусловленные экзогенными процессами различного генезиса, возраста и местоположения. Древние: надледниковые доокинского и окинского времени с весьма длительным периодом развития; подледниковые прогрессивной стадии Окинского; подледниковый регрессивной стадии Окинского ледника, развитый в областях развития рельефа предыдущего типа; подледниковый, развитый на перигляциальном рельефе первого типа, регрессивных, после термических оледенений. Современные: нивально-гляциальные, мерзлотные и эрозионные процессы, укладываемые (развивающиеся) в пределах вертикальной геокриологической зональности регрессивного этапа оледенения: перигляциальных физического выветривания и снежников, развивающихся выше современных ледников и каменных глетчеров; гляциальных — в пределах развития современных гляциальных процессов; солифлюкционных; высокогорно-наледных; селевых; мерзлотно-каменных горных потоков и эрозионной деятельности горных рек. Формы рельефа, возникающие в результате всех вышеуказанных процессов, осложняются денудационно-аккумулятивными склоновыми процессами.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, высокогорные формы рельефа, генезис форм рельефа.

High-altitude landforms of the Munku-Sardyk mountain range

S.N. Kovalenko¹, I.I. Gergenov²

¹*Irkutsk State University, geological faculty, Irkutsk, Russia*

²*Pedagogical Institute of Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract. Systematized are the Munku-Sardyk high-mountain landforms originated due to exogenous processes of different genesis, age and location. Ancient: supraglacial preceded Oka and sin-Oka very long development; subglacial progressive stage of Oka; subglacial regressive stage of the Okinsky glacier that developed in areas of relief development of the previous type; subglacial, developed on the periglacial relief of the first type, regressive, after thermal glaciations. Modern: nival-glacial, permafrost and erosion processes that are consistent (developing) with the vertical geocryological zonation of the regressive stage of glaciation: periglacial physical weathering and snowfields developing above modern glaciers and stone glaciers; glacial — within the development of modern glacial processes; solifluctionary; high-altitude-aufeis; mudflowes; permafrost-stone mountain streams and erosion activity of mountain rivers. Landforms resulting from all the above processes are complicated by denudation-accumulation slope processes.

Keywords: Munku-Sardyk Range, high-altitude landforms, genesis of landforms.

Введение

В районе имеются формы рельефа различного генезиса и возраста (от древнего к современному). Это прежде всего широко развитые **гляциальные формы** (рис. 1): I – надледниковый доокинского и окинского времени с весьма длительным периодом развития от более 80 тыс. лет до 8 тыс. лет; II–

подледниковый прогрессивной стадии Окин-ского ледника от 24 тыс. лет до 8 тыс. лет; III– подледниковый регрессивной стадии Окин-ского ледника, развитый в областях развития рельефа предыдущего типа, с возрастом от 11 тыс. лет до 8 тыс. лет; IV– подледниковый, развитый на перигляциальном рельефе первого типа, регрессивных, после термических оледенений с возрастом 5.5 тыс. лет до ныне (Коваленко, 2014; 2011).

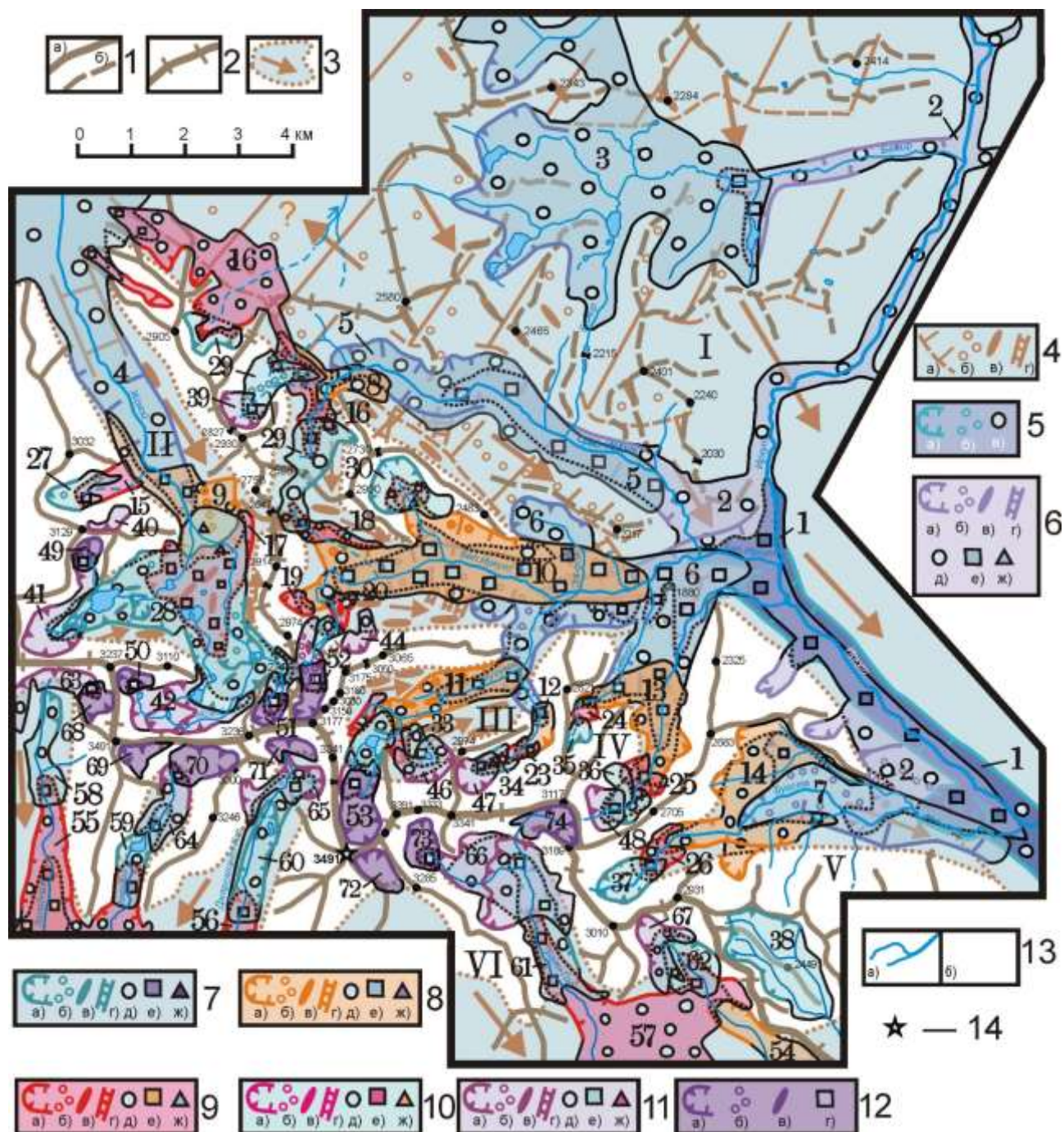


Рис. 1. Карта последовательности развития гляциальных форм рельефа горного массива в районе г. Мунку-Сардык (Коваленко, 2014).

1– оси водораздельных хребтов (а) и пологие хребты южной части Окинского плоскогорья (б); 2– ось водораздельного хребта бассейнов рек Оки, Иркутта и Селенги; 3– площади развития рельефа в пределах максимальных границ зырянского оледенения и направление движения ледников; 4– формы прогрессивных Окинских ледников (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 5– участки и формы гляциального рельефа восьмого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– наложенные на окинские формы); 6– участки и формы гляциального рельефа седьмого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины, д– наложенные на окинские формы, е– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК³, ж– наложенные на гляциальные формы предшествующего еще более древнего СВУК); 7– участки и формы гляциального рельефа шестого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины, д– наложенные на окинские формы, е– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК, ж– наложенные на гляциальные формы предшествующего еще более древнего СВУК); 8– участки и формы гляциального рельефа пятого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины, д– наложенные на окинские формы, е– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК, ж– наложенные на гляциальные формы предшествующего еще более древнего СВУК); 9– участки и формы гляциального рельефа четвертого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины, д– наложенные на окинские формы, е– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК, ж– наложенные на гляциальные формы предшествующего еще более древнего СВУК); 10– участки и формы гляциального рельефа третьего среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины, д– наложенные на окинские формы, е– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК, ж– наложенные на гляциальные формы предшествующего еще более древнего СВУК); 11– участки и формы гляциального рельефа второго среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины, д– наложенные на окинские формы, е– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК, ж– наложенные на гляциальные формы предшествующего еще более древнего СВУК); 12– участки и формы гляциального рельефа первого, современного, среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– наложенные на гляциальные формы предшествующего более древнего СВУК); 13– участки и формы перигляциального рельефа (а– эрозионного речного, б– склонового нивального); 14– гора Мунку-Сардык (3491 м).

Арабские цифры на карте: 1–53– номера площадей развития гляциальных форм рельефа на территории России, имеющих название, следующих СВУК: 8СВУК — Усть-Белоиркутский (1), 7СВУК — Черноиркутский (2), 6СВУК: Бажирский (3), Жохойский (Средний) (4), Среднеиркутский (5), Мугувек-Буговекский (6), Усть-Буготинский (7); 5СВУК: Гранитный (8), Архаров (9), Белоиркутский (10), Мугувекский (11), Каменный (12), Буговекский (13), Буготинский (14); 4СВУК: Темный (15), Глухой (16), Сложный (17), Контрастов (18), Шатаевой (19), Уютный (20), Пристенный (21*), Сухой (22*), Горелова (23), Скалистый (24), ИГПУ (25), Буготинский (Средний) (26); 3СВУК: Неисследованный (27), Большой Жохойский (28), три участка в верховьях р. Средний Иркут (29), Средний (30), Промежуточный (31*), Эхойский (32*), Озерный (33), Трудный (34), ИГКТ (35), Геологов (36), Буготинский (Верхний) (37), Аерхан (38); 2СВУК: Звериный (39), Висячий (40), Авиастроитель (41), Верхнежохойский (42), ВСГАО (43*), Горный (44), Древне-Северный (45*), Кузьмина (46), Крылья Советов (47), Лейтенантов (48); 1СВУК: Рыжий (49), Жохойский (50), Сибирской Дивизии (51), Радде (52), Перетолчина (53).

54–74– номера площадей развития гляциальных форм рельефа на территории МНР, имеющих название, следующих 5СВУК — ЦаганСайрын-Гол (Нижний) (54); 4СВУК: Юго-Западный (55), Джаргалант-Гол (56), Баян-Гол (Нижний) (57); 3СВУК: Западный (58), Ручья Озерного (59), Заливной (60), Баян-Гол (Средний) (61), Цаган-Сайран-Гол (Средний) (62); 2СВУК: Обширный (63), Бурхан (64), Седло Мунку (65), Древне-Леорова (66), Цаган-Сайран-Гол (Верхний) (67); 1СВУК: Высокий (68), Пограничный (69), Энгузиастов (70), Бабочка (71), Южный (72), Леорова (73), Комарова (74).

Римскими цифрами на карте обозначены участки развития рельефа основных долинных языков Окин-ского ледника: I– Главный, II– Жохойский, III– Мугувекский, IV– Буговекский, V– Буготинский, VI– Монгольский.

³ Детальное описание форм гляциального рельефа среднестатистических высотных уровней каров и трогов (СВУК) см. статью С.Н. Коваленко (2011).

Fig. 1. Map of the sequence of development of glacial landforms in vicinity of the Munku-Sardyk Mt. (Kovalenko, 2014).

1 – axes of watershed ranges (a) and gentle ridges of the southern part of the Oka plogorya (b); 2 – axis of the watershed ridge of the Oka, Irkut and Selenga river basins; 3 – areas of relief development within the maximum boundaries of the Zyryan glaciation and the direction of movement of glaciers; 4 – forms of progressive Okinsk glaciers (a – shoulders of trogs, b – moraines, c – curly rocks, g – epigenetic valleys); 5 – areas and forms of glacial relief of the eighth average statistical altitudinal level (a – shoulders trogs, b – moraines, b – superimposed on Okin forms); 6 – areas and forms of glacial relief of the seventh average statistical altitudinal level (a – shoulders of trogs, b – moraines, b – curly rocks, g – epigenetic valleys, d – superimposed on Okin forms, e – superimposed on the glacial forms of the previous older SVUK, zh – superimposed on the glacial forms of the preceding even more ancient SVUKs); 7 – areas and forms of glacial relief of the sixth average statistical altitudinal level (a – shoulders of trogs, b – moraines, b – curly rocks, g – epigenetic valleys, d – superimposed on Okinsky forms, e – superimposed on the glacial forms of the preceding more ancient SVET, zh – superimposed on the glacial forms of the preceding even more ancient SVUKs); 8 – areas and forms of glacial relief of the fifth average altitudinal level (a – shoulders of trogs, b – moraines, b – curly rocks, g – epigenetic valleys, d – superimposed on Okin forms, e – superimposed on the glacial forms of the previous older SVETuk, zh – superimposed on the glacial forms of the previous even more ancient SVUKs); 9 – areas and forms of glacial relief of the fourth average altitudinal level (a – shoulders of trogs, b – moraines, b – curly rocks, g – epigenetic valleys, d – superimposed on Okin forms, e – superimposed on the glacial forms of the previous older SVUK, zh – superimposed on the glacial forms of the preceding even more ancient SVUKs); 10 – areas and forms of glacial relief of the third average elevation level (a – shoulders of trogs, b – moraines, b – curly rocks, g – epigenetic valleys, d – superimposed on Okin forms, e – superimposed on the glacial forms of the previous older SVUK, zh – superimposed on the glacial forms of the preceding even more ancient SVUK); 11 – areas and forms of glacial relief of the second average statistical altitudinal level (a – shoulders of trogs, b – moraines, b – curly rocks, g – epigenetic valleys, d – superimposed on Okinsky forms, e – superimposed on the glacial forms of the previous older SVUKs, zh – superimposed on the glacial forms of the previous even more ancient SVUKs); 12 – areas and forms of glacial relief of the first, modern, average height level (a – shoulders of trogs, b – moraines, c – curly rocks, g – superimposed on the glacial forms of the previous older SVUK); 13 – areas and forms of featherandglacial relief (a – erosive river, b – slope nival); 14 – mount Munku-Sardyk (3491 m).

Arabic numerals on the map: 1–53 – numbers of the areas of development of glacial landforms on the territory of Russia, having the name, the following SVUK: 8SVUK — Ust-Beloirkutny (1), 7SVUK — Chernoirkutny (2), 6SVUK: Bazhirskey (3), Zhokhoysky (Sredny) (4), Srednyirkutny (5), Muguvek-Bugoveksky (6), Ust-Bugotinsky (7); 5SVUK: Granitny (8), Arkharov (9), Beloirkutny (10), Muguveksky (11), Kamenny (12), Bugoveksky (13), Bugotinsky (14); 4SVUK: Dark (15), Deaf (16), Complex (17), Contrastov (18), Shataeva (19), Uytutny (20), Pristenny (21 *), Sukhoi (22 *), Gorelova (23), Rocky (24), IGPU (25), Bugotinsky (Middle) (26); 3SVUK: Unexplored (27), Bolshoy Zhokhoysky (28), three sites in the upper reaches of the Sredny Irkut River (29), Sredny (30), Intermediate (31*), Echo (32*), Ozerny (33), Trudny (34), IGKT (35), Geologists (36), Bugotinsky (Verkhny) (37), Aerkhan (38); 2SVUK: Zveriny (39), Hanging (40), Aviastroitel (41), Verkhnezhkhoyksky (42), VSGAO (43*), Gorny (44), Drevne-Severnoy (45*), Kuzmina (46), Krylia Sovetov (47), Lieutenantov (48); 1SVUK: Ryzhiy (49), Zhokhoysky (50), Siberian Division (51), Radde (52), Pere-tolchina (53).

54–74 – numbers of the areas of development of glacial landforms in the territory of the Mongolian People's Republic, having the following 5SVUK – TsaganSairyn-Gol (Nizhny) (54); 4SVUK: South-West (55), Jargalant-Gol (56), Bayan-Gol (Nizhny) (57); 3SVUK: Zapadny (58), Ozerny Creek (59), Zalivnoy (60), Bayan-Gol (Sredniy) (61), Tsagan-Sayran-Gol (Sredny) (62); 2SVUK: Extensive (63), Burkhan (64), Saddle Munku (65), Drevne-Leonova (66), Tsagan-Sayran-Gol (Upper) (67); 1SVUK: Vysoky (68), Pogranichny (69), Enthusiastov (70), Butterfly (71), Yuzhny (72), Leonova (73), Komarova (74).

Roman numerals on the map indicate the areas of development of the relief of the main valley languages of the Oka glacier: I – Main, II – Zhokhoysky, III – Muguvek, IV – Bugovek, V – Bugotinsky, VI – Mongolian.

⁴ For a detailed description of the forms of glacial relief of the average high-altitude levels of kars and trogs (SVUK), see the article by S.N. Kovalenko (2011).

Современное же состояние и развитие рельефа определяется распространением на территории нивально-гляциальных, мерзлотных и эрозионных процессов, укладываемых (развивающихся) в закономерных пределах вертикальной геокриологической зональности регрессивного этапа оледенения Мунку-Сардыкского горного массива (Коваленко, Мункоева, 2013а): перигляциальных физического выветривания и снежников, развивающихся выше современных ледников и каменных глетчеров, гляциальных — в пределах современных гляциальных процессов,

солифлюкционных, высокогорно-наледных, селевых, мерзлотно-каменных горных потоков и эрозионной деятельности горных рек. Структурные формы рельефа, возникающие в результате всех вышеуказанных процессов, осложняются денудационно-аккумулятивными склоновыми процессами.

Формирование всех видов рельефа происходит на фоне довольно простого геологического строения, мало влияющего на формирование его многочисленных форм (рис. 2).

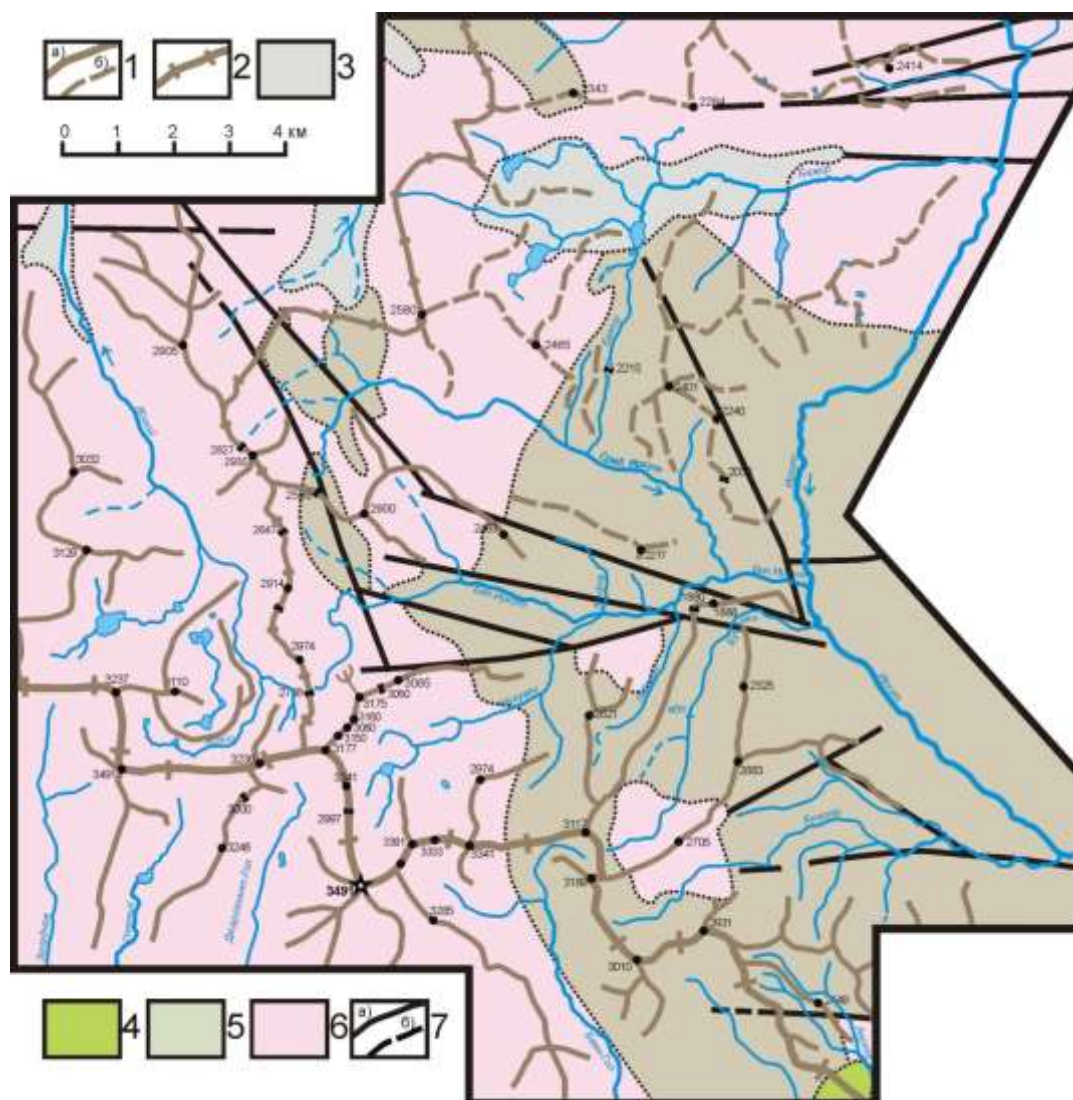


Рис. 2. Геологическая основа развития форм рельефа района г. Мунку-Сардык (по Коваленко, 2014).

1 – оси водораздельных хребтов (а) и пологие отроги южной части Окинского плоскогорья (б); 2 – ось водораздельного хребта бассейнов рек Оки, Иркута и Селенги; 3 – моренные плейстоценовые отложения; 4 – вершинные базальты неогена; 5 – осадочные образования ордовикского возраста; 6 – магматические образования среднего палеозоя; 7 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

Fig. 2. Geological basis for the development of landforms in the Munku-Sardyk area (according to Kovalenko, 2014).

1 – axes of watershed ridges (a) and gentle spurs of the southern part of the Oka Plateau (b); 2 – axis of the watershed ridge of the Oka, Irkut and Selenga river basins; 3 – moraine Pleistocene deposits; 4 – vertex basalts of the Neogene; 5 – sedimentary formations of Ordovician age; 6 – magmatic formations of the Middle Paleozoic; 7 – faults established (a) and assumed (b).

Все формы рельефа горного массива Мунку-Сардык нами классифицированы согласно существующим справочникам (Тимофеев, Маккавеев, 1986; Тимофеев, Втюрина, 1983; Ивановский, 1981) следующим образом (Коваленко, Кушнер, 2018).

ПО ГЕНЕЗИСУ

Гляциальные

Это главные, наиболее широко распространенные, формы рельефа сформированные гляциальными (ледниковыми) процессами. В нашем районе они широко распространены в области интенсивного поднятия территории в местах формирования и транзита древних ледников и существования современных. Здесь широко распространены альпинотипные формы рельефа, но наиболее древние формы рельефа характеризуется слабым расчленением и пологими куполовидными вершинами, которые плавно переходят в обработанные ледником склоны долин. Здесь нередко прислоненные к склонам долин боковые морены, хорошо выраженные в рельефе в виде параллельных гряд. В других случаях ледник создавал конечные морены, преграда которых в дальнейшем обусловила

образование озер подпруживания. Здесь можно выделить (см. рис. 1):

1. Рельеф, оставшийся от деятельности покровных и покровно-долинных ледников. Пример, рельеф языков ледника Окинский, спускавшимся по основным долинам горного массива: Главный, Жохойский, Мугувекский, Буговекский, Буготинский, Монгольский и др. (Коваленко, 2014, см. рис. 1).

2. Рельеф, оставшийся от деятельности троговых и карово-тропо-регрессивных ледников (рис. 3). В нашем районе таких ледников сейчас нет, но они широко были развиты в прошлом (см. Коваленко, 2011, 2011а, 2013). Эти ледники сформировали почти все долинные формы рельефа (кары и цирки, карлинги, трог с плечами и различного типа моренами).

3. Рельеф, формируемый современными каровыми ледниками, — это современные ледники Перетолчина, Радде, Южный, Пограничный и др. забронированные ледники или каменные ледники-глетчеры, которые имеют в своих верховьях открытый лед (рис. 4). Переход забронированных ледников в каменные глетчеры происходит при перекрытии большей части открытой поверхности ледника моренно-осыпным и обвальным материалом. Формируют современные кары, карлинги и осыпные морены.

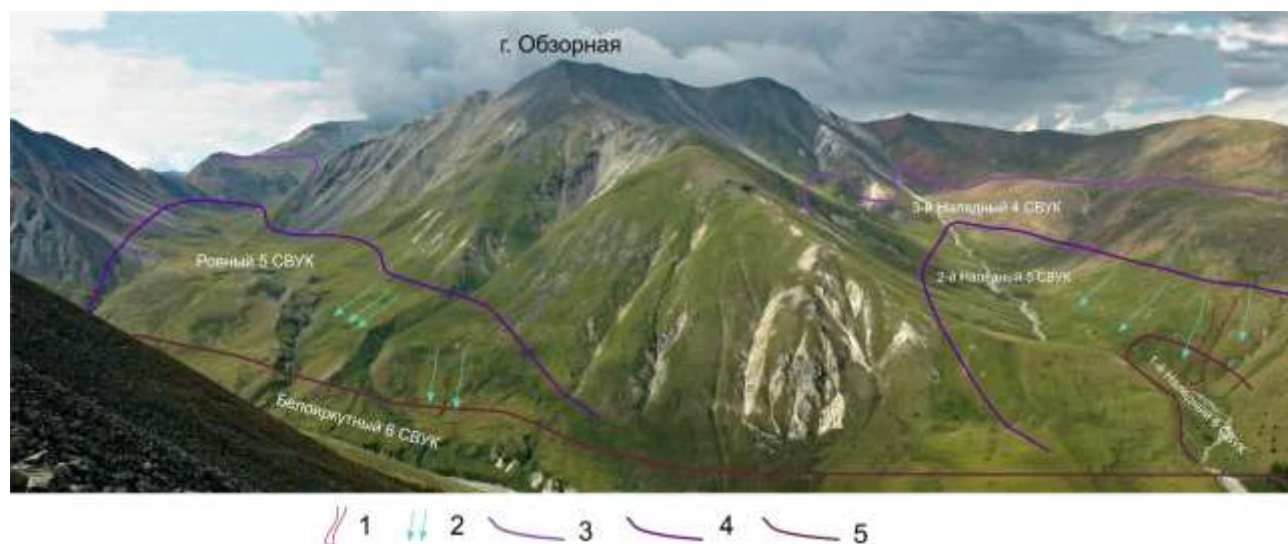


Рис. 3. Гляциальные формы рельефа долин руч. Контрастов и Наледного.

1 – зачаточная форма мерзлотно-каменного горного потока в левом борту руч. Наледного; 2 – солифлюкционные террасы; 3 – кары п/л 4 СВУК; 4 – кары и короткие трог п/л 5СВУК; 5 – плечо трога п/л 6СВУК.

Fig. 3. Glacial forms of relief in the valleys of the streams of Contrasts and Naredny.

1 – the rudimentary form of a permafrost-stone mountain stream in the left side of the Naredny Stream; 2 – solifluction terraces; 3 – penalties p/l 4 SVUK; 4 – cars and short trogs p/l 5SVUK; 5 – trough shoulder p/l 6SVUK.



Рис. 4. Кар с современным ледником Радде, ф. 6414 от 18.07.2011 г.

Fig. 4. Kar with the modern Glacier Radde, ph. 6414 from 18.07.2011.

4. Рельеф грубообломочных каменных языков и грядово-западинного рельефа, формируемый на месте современных каменных глетчеров и морен карово-долинных каменных глетчеров, располагаются, как правило, в верховьях основных и боковых долин, в цирках и карах боковых отрогов, в которых отсутствует современные ледники с открытыми частями поверхности льда, такие как Бабочка, Энтузиастов, Рыжий, Жохойский и др. (Коваленко, Акулова, 2022). Такие каменные глетчеры могут существовать достаточно длительное время. Эти гляциальные системы остаются ледниками и подчиняются всем закономерностям развития обычных ледников. Глетчерные каменные языки таких ледников следует рассматривать как стадийные формы моренно-ледникового рельефа. В последующем, после полного исчезновения гляциального льда, они могут при благоприятной последовательности развития процессов (погребение → замерзание и накопление ледяной инфильтрационной массы из атмосферных, грунтовых и подземных вод, а

также плюс подпитки каменной массы коллювиально-солифлюкционным материалом) формировать каменные потоки.

Криогенные (мерзлотные)

К криогенным или мерзлотным формам рельефа в изучаемом районе следует отнести: склоновые солифлюкционные террасы (см. рис. 3, 5) структурная солифлюкция (рис. 6), мерзлотно-каменные горные потоки, и пологих склонов в том числе и речных пойм, наледных и речных террас (см. рис. 18), полигональные структуры (рис. 7) и наледные поляны (рис. 8).

1. Солифлюкционные, делювиальные потоки и уступы из солифлюкционных и делювиальных отложений (солифлюксий или дефлюксий, делювий (см. рис. 3–5).

2. Если следовать систематике наледей В.Р. Алексеева согласно словарю-справочнику «Наледеведение», в нашем районе должны быть и наледы приледниковые, ледниковые и ледниковых вод (Алексеев, 2007, с. 255–257). Но ничего подобно мы в нашем

районе за всю историю изучения ледников района не обнаружили. Кроме того, учитывая их развитие на фоне более энергетически мощного гляциального рельефа, их роль в формировании рельефа должна быть незначительна. Но существует, вероятно, генетическая связь боковых грунтовых наледей с каменными глетчерами, находящимися на

четвертой стадии развития. При этом переходными формами, указывающими на такое генетическое родство или вернее генетическую унаследованность наледных процессов от гляциальных, могут являться маломощные солифлюкционно-каменные потоки, иногда сопровождаемые наледями (рис. 3 и 5).



Рис. 5. Солифлюкционная терраска.

Fig. 5. Solifluction terrace.





Рис. 6. Полосатые (делли), отражающие медленные смещения каменного материала, и ячейчатые, отражающие более быстрые скорости смещения солифлюксия, мерзлотные каменные формы рельефа южной части Окинского плоскогорья — результат структурной солифлюкции.

А – в бассейне р. Ниж. Ишунда; Б – междуречье рр. Средний – Белый Иркуты.

Fig. 6. Striped (delli), reflecting the slow mixing of stone material, and cellular, reflecting faster displacement rates of solifluxion, permafrost stone forms of the relief of the southern part of the Okinsky Plateau are the result of structural solifluction.

A – in the basin of the Nizh River. Ishunda; B – mesopotamia rr. Medium – White Irkut.



Рис. 7. Полигональные мерзлотные структуры оз. Егоровского, долина р. Жохой.

Fig. 7. Polygonal permafrost structures of Lake Egorovskoy, valley of the Zhokhoy River.



Рис. 8. Формы рельефа в районе устья руч. Наледного, левого притока р. Бел. Иркут.

1-2 – элементы трога палеоледника Бело-Иркутного (6СВУК): 1 – верхний уровень плеча трога, 2 – нижний уровень плеча трога подработанный катастрофическими селевыми потоками; 3 – террасы, сформированные катастрофическими селевыми потоками; 4 – контур маломощного солифлюкционно-каменного потока; 5 – границы наледной поляны.

Fig. 8. Relief forms in the area of the mouth of the Naredny Stream, a left tributary of the Bel. Irkut River.

1-2 – elements of the trog of the White-Irkutny paleoglacial (6SVUK): 1 – the upper level of the trog shoulder, 2 – the lower level of the trog shoulder worked out by catastrophic mudflows; 3 – terraces formed by catastrophic mudflows; 4 – contour of a low-power solifluction-stone flow; 5 – boundaries of the aufeis glade.

2. Крупный, уникальный и весьма активно формирующий рельеф, мерзлотно-каменный горный поток (МКГП) был изучен и описан нами в статье 2013 г. (Коваленко и др., 2013).

Современные каменные потоки содержат конжеляционный лед, существующий многие годы, который в холодные зимы связывает грунтовые воды и каменный поток похож на классический тип, а в теплые годы выдает их на поверхность в виде наледей (наледь Красивая возле каменного потока Активный). Например, за 2003–2022 годы

наших наблюдений за каменным потоком Активный, последний проявлял себя следующим образом.

До 2008 года поток был без наледи и не проявлял особой активности. В 2009 году впервые появилась наледь Красивая (рис. 9), четко обозначилось выдвигающееся тело потока из смерзшихся обломков пород на склоне выше скального цоколя, и он на общем фоне живой осыпи ничем не выделялся. В 2010 году его деятельность отметилась массовыми вывалами мелкообломочного материала представленного, в основном

гранитными обломками. Наибольшая его активность приходится на последние 2011–2022 годы (рис. 10). В 2017 и 2022 гг. году,

вероятно, из-за поздних весен этих лет, наледи Красивой почти не было.



Рис. 9. Живая осыпь с выдвигающимся в верхней части каменным потоком и наледью Красивой (весна 2009 г.).

Fig. 9. A living scree with a stone stream extending in the upper part and beautiful ice (spring 2009).



Рис. 10. Выход мерзлотно-каменного горного потока «Активный» (верхняя часть осыпи) на живую осыпь Белоиркутскую, ф. 0923 от 27.04.2019 г.

Fig. 10. Exit of the permafrost-stone mountain stream "Active" (upper part of the scree) to the living scree Beloirkutnaya, ph. 0923 of 27.04.2019.

Обломочный материал таких естественных скоплений обломочного материала и льда, обладающие самостоятельным движением под действием силы тяжести объектов имеет преимущественно лавинно-осыпное и обвальное происхождение, а лед возникает в результате проникновения в каменную массу талых снеговых и дождевых вод. Они, как правило, формируются на склонах горных долин вдали от современных гляциальных образований, иногда в древнеледниковых цирках и карах, без участия оледенения.

Такие МКГП, образуя каменные гряды, бугристо-западинные формы рельефа, живые осыпи на склонах, никогда ранее не могли быть связаны с каменными глетчерами.

ПО МЕСТОПОЛОЖЕНИЮ

Перигляциальные

Это формы рельефа, не испытывавшие непосредственного контактового гляциального (ледникового) воздействия, кроме климатических⁵. Их можно подразделить на два типа: перигляциальные верхние, расположенные выше гляциальных процессов, и перигляциальные нижние. Среди первых выделяются (водораздельные, древние поверхности выравнивания или нагорные террасы (рис. 11), но чаще — скальные крутоскатные хребты и останцы — вершины карлингов), склоновые, «долинные», или ложбинные или чаще всего лотковые. Все формы рельефа здесь, как правило, денудационные, аккумуляционные из-за крутизны склонов здесь формируются редко. Исключение составляют маломощные каменные россыпи и курумы древних поверхностей выравнивания.



Рис. 11. Нагорная терраса или древняя поверхность выравнивания под г. Жохой, ф. 6529 от 19.07.2011 г.

Fig. 11. Upland terrace or ancient leveling surface under the town of Zhohoy, ph. 6529 of 19.07.2011.

Ко второй группе отнесены формы рельефа, формируемые в настоящее время, в результате действия всех современных

экзогенных криогенных и некриогенных (немерзлотных) процессов часто на формах рельефа гляциально-нивального типа. Их

⁵ Климат — один из важнейших факторов рельефообразования. Взаимоотношения между климатом и горным рельефом разнообразны.

удобно подразделять по местоположению: на водораздельные, склоновые и долинные.

Водораздельные и склоновые

1. Водораздельные площадки покрытые маломощным плащом элювиальных рыхлых образований зон выветривания и поверхностей древнего выравнивания.

2. Приводораздельные и склоновые скальные формы и крупноглыбовые каменные развалы, переходящие в каменные реки (курумы, рис. 12) кристаллических пород с

долгоживущими каменными лотками песочного типа (рис. 13).

3. Современные пролювиальные формы образованные водно-каменными, грязекаменными и ледово-каменными селевыми потоками, которые весьма активно преобразовывают склоновый рельеф района на значительном вертикальном интервале от ледниковых вершин до самых низких уровней базиса эрозии.) Гряды, промоины, довольно мощные и обширные пролювиальные конуса выноса формируют селевые потоки различной величины (рис. 14–16).



Рис. 12. Каменные реки (курумы) правого склона приустьевой части ручья Ледяного.

Fig. 12. Stone rivers (kurums) of the right slope of the estuarine part of the Ice Creek.



Рис. 13. Осыпь в виде песочных часов. Левый борт долины р. Мугувек.

Fig. 13. Hourglass scree. Left side of the valley of the Muguvev River.



Рис. 14. Формируемый микроселями небольшой пролювиальный конус выноса.

Fig. 14. Microsels form a small proluvial takeaway cone. Video fragment.



Рис. 15. Последствия крупного селевого потока 1971-73 гг.

Fig. 15. Consequences of a large mudflow of 1971-73.



Рис. 16. Пролувиальный конус выноса правого борта р. Ср. Иркут, сформированный селевыми процессами разного возраста, ф. 4759-62 от 2.08.2010 г.

Fig. 16. Proluvial outflow cone of the starboard side of the River Sr. Irkut, formed by mudflow processes of different ages, ph. 4759-62 of 2.08.2010.

4. Бугры, кучи и конуса выноса, дисперсионные осыпи (рис. 17) формируемые деструктивными коллювиальными обвалами дисперсией.

5. Бугры, псевдотеррасы и ступени из деляционных отложений формируемые оползневыми процессами (рис. 18).



Рис. 17. Камни, скатившиеся на поверхность морены, с левого склона р. Мугувек.

Fig. 17. Stones that rolled to the surface of the moraine, from the left slope of the Muguvek River.



Рис. 18. Формы высокогорного рельефа долины р. Иркут.

1 – оползневые и осыпные структуры каменного потока Активный; 2 – наледно-речные (аллювиальные) террасы; 3 – селевые (пролювиальные) конуса выноса; 4 – отложения боковых морен п/л Портулановского (7СВУК); 5 – плечи трогов п/л лесного уровня (6СВУК); 6 – плечи трогов п/л озерного уровня (5СВУК); 7 – плечи трогов окинского покровно-трогового олединения. Кругляшками показаны места отбора минералогических проб.

Fig. 18. Forms of high-altitude relief of the valley of the Irkut River.

1 – landslide and scree structures of the Active stone stream; 2 – ice-river (alluvial) terraces; 3 – mudflow (proluvial) cones of carrying; 4 – deposits of lateral moraines of the Portulanovsky peninsula (7SVUK); 5 – shoulders of trogs p/l forest level (6SVUK); 6 – levers of trogs p/l of lake level (5SVUK); 7 – shoulders of the trogs of the Oka cover-trog glaciation. Roundels show the places of mineralogical sampling.

Экзогенные процессы, формирующие современный рельеф крутых горных склонов, представляют на изучаемой территории наибольшую опасность для рекреационной деятельности (рис. 19).

Рельеф пологих склонов

1. Реки, ручьи и наледи речных вод, формирующие эрозионные речные и наледные цокольные террасы, ущелья, теснины, каньоны и аккумулятивные аллювиально-наледные отложения и формы. В нашем районе эти процессы только набирают силу. Например, каньоны р. Мугувек и ручья Потайного,

ущелья, теснины и каньоны Белого и Среднего Иркутов, поймы и первые надпойменные речные террасы Белого Иркуты, Жохоя, Среднего Иркуты и Буговека, аллювиально-наледные террасы и наледные поляны Белого Иркуты, Среднего Иркуты, Буговека и Жохоя.

2. Наледные террасы и наледные поляны из наледного аллювия высокогорных (рис. 20), ключевых, боковых грунтовых и термальных наледей из грунтовых вод ледниковых морен и пролювиальных конусов выноса (Коваленко, Лихтарович, 2021).

3. На приозерных низинах, выровненных пространствах Окинського плоскогорья

формируются полигональные и полосато-ячейчатые формы мерзлотного рельефа (см. рис. 6, 7).

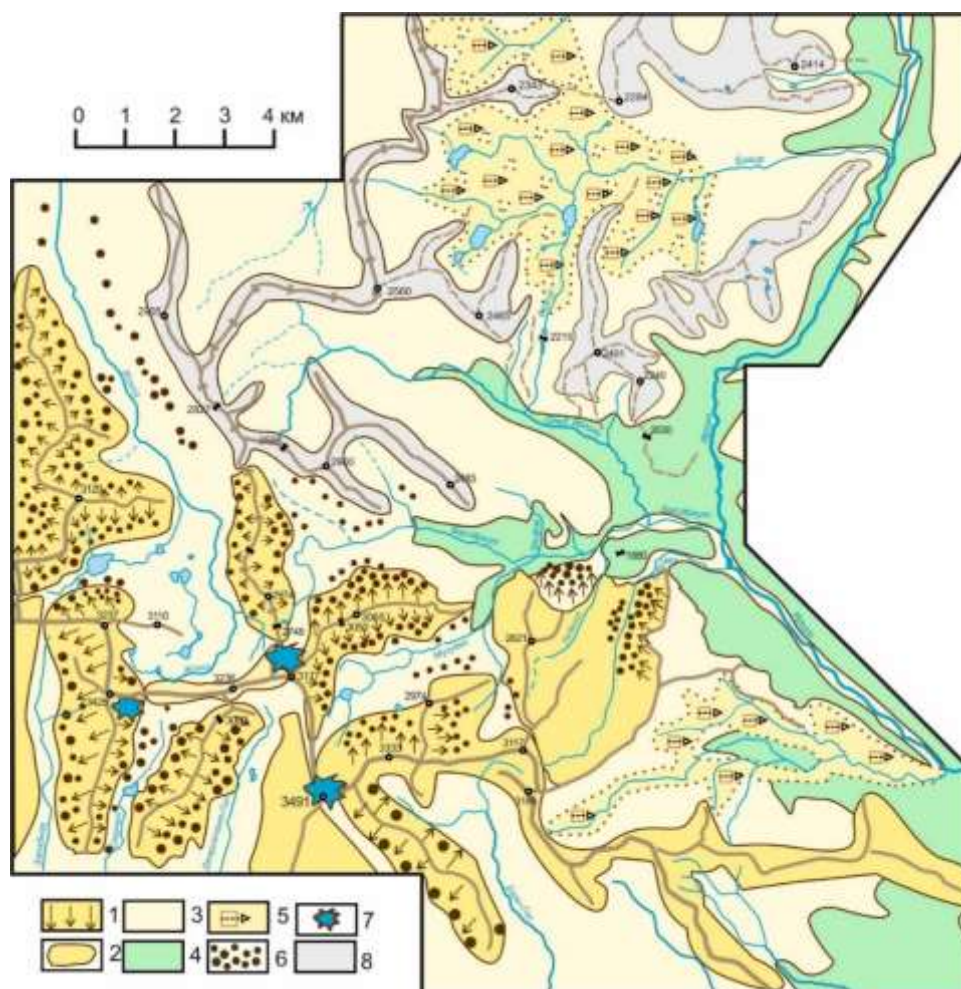


Рис. 19. Карта распространения опасных склоновых процессов в соответствии с их интенсивностью, в районе г. Мунку-Сардык.

1 – опасная склоновая денудация самой высокой интенсивности на скальном основании; 2 – скальные склоны с высокой интенсивностью денудации; 3 – денудация средней интенсивности на скальном основании; 4 – денудационные процессы средней интенсивности на заросших растительностью склонах; 5 – слабые денудационные процессы на древних моренах; 6 – аккумуляционные склоновые процессы; 7 – современные гляциальные процессы; 8 – почти полное отсутствие денудационно-аккумуляционных процессов на курчавых скалах южной части Окинского плоскогорья.

Fig. 19. Map of the distribution of dangerous slope processes in accordance with their intensity, in the area of Munku-Sardyk.

1 – dangerous slope denudation of the highest intensity on a rock base; 2 – rock slopes with high intensity of denudation; 3 – denudation of medium intensity on a rock base; 4 – denudation processes of medium intensity on overgrown with vegetation slopes; 5 – weak denudation processes on ancient moraines; 6 – accumulation slope processes; 7 – modern glacial processes; 8 – almost complete absence of denudation-accumulation processes on the curly rocks of the southern part of the Okinsky Plateau.



Рис. 20. Гляциальные, пролювиальные и наледные формы рельефа, ф. 3049, от 25.07.2022 г.

1 – контур наледной поляны; 2 – формы рельефа (терраса), сформированные селевыми потоками; 3 – плечо трога п/л Белоиркутского БСВУК: а – верх, б – низ, подработанный селевыми потоками. На дальнем плане в верхней части перигляциальные денудационные склоны, а в нижней – дерупций и обвальный деляпсий.

Fig. 20. Glacial, proluvial and aufeis landforms, ph. 3049, dated 25.07.2022.

1 – outline of the aufeis glade; 2 – landforms (terrace) formed by mudflows; 3 – shoulder of the trough p/l Beloirkutny 6SVUK: a – top, b – bottom, worked out by mudflows. In the background in the upper part are periglacial denudation slopes, and in the the lower one is a derupice and a collapsed delipsium.

Литература

Алексеев В.Р. Наледеведение: словарь-справочник. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2007. 429 с.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 173 с.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркутка // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования. 2011. № 1 (2). С. 38–62.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 2. Формы локального оледенения долин рек Бугота, Буговек, Средний Иркут и Жохой // 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.

Коваленко С.Н. К возрасту рельефа в районе горы Мунку-Сардык (Восточный

Саян) // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2014. № 4. С. 56–65.

Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Каменные глетчеры горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 127–144. DOI 10.26516/2541-9641.2022.1.127.

Коваленко С.Н., Кушнер А.В. Денудационно-аккумуляционные формы высокогорного рельефа горного массива Мунку-Сардык // Байкал-Родина-Планета. Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции с международным участием (г. Иркутск, 9–10 ноября 2018 г. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2018. С. 31–33.

Коваленко С.Н., Лихтарович Э.В. Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 80–93. DOI 10.26516/2541-9641.2021.1.80.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,

геологический факультет,

доцент кафедры динамической геологии,

тел.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of the Department of Dynamic Geology,

tel.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

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. 2013а. № 3–4 (8). С. 24–44.

Коваленко С.Н., Китов А.Д., Мункоева Э.В., Зацепина Н.А. «Каменный глетчер» Белого Иркутка // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. 2013. № 1–2 (7). С. 29–37.

Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии: материалы по геоморфологической терминологии: словарь-справочник. Москва : Наука, 1983. 232 с.

Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 256 с.

Гергенов Игорь Иванович,

студент 2 курса,

664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д.

6,

Педагогический институт Иркутского государственного университета,

тел.: 89016680809,

электронная почта: tantal14igor@mail.ru.

Gergenov Igor Ivanovich,

2nd year student,

664011 Irkutsk, ul. Nizhnyaya Naberezhnaya, d.

6,

Pedagogical Institute of Irkutsk State University,

tel.: 89016680809,

email: tantal14igor@mail.ru.

Обзоры

УДК 553/41+553.42:553.3/9(571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.141>

История изученности золотоносности бурятской части Алтае-Саянской металлогенической провинции

А.М. Рогачев^{1,2}, В.Г. Скопинцев^{1,3}, Т.Н. Рогачева¹, М.А. Рогачев^{2,4}¹Окинская экспедиция, ПГО «Бурятгеология», п. Монды⁶, Россия²ОАО «Бурятзолото», г. Улан-Удэ, Россия³ИП Скопинцев Виктор Германович, г. Улан-Удэ, Россия⁴АО артель Витим, г. Бодайбо, Россия

Аннотация. Рассмотрены четыре периода геологического изучения и освоения юго-восточной части Восточного Саяна. Значительная, но разрозненная изученность позволяет говорить о положительных перспективах района, при этом сохраняя высокий потенциал открытия новых интересных промышленных золоторудных объектов.

Ключевые слова: золото, Бурятия, Восточные Саяны, история изученности.

History of study of gold potential in the East Sayan ore province of Buryatia

А.М. Rogachev^{1,2}, V.G. Skopintsev^{1,3}, T.N. Rogacheva¹, M.A. Rogachev^{2,4}¹Oka expedition, "Buryatgeologia", Russia²"Buryatzoloto", Ulan-Ude, Russia³Individual entrepreneur Skopintsev Viktor Germanovich, Russia⁴Artel Vitim, Bodaibo, Russia

Abstract. Four periods of geological study and development of the southeastern part of the East Sayan are considered. Significant, but scattered exploration allows to speak about the positive prospects of the area, while maintaining a high potential for discovering new interesting industrial gold objects.

Keywords: Gold, Buryatia, Eastern Sayan, history of exploration.

Введение

Бурятский Восточный Саян относится к Алтае-Саянской металлогенической провинции (Минерагеническая карта..., 2006). Подробные сводки по истории геологических исследований этой территории приводились

многими геологами-саянцами (Рошкетаяв, 1976 ф⁷, 1982ф, 1991ф; Огородов, 1984ф; Митюхин, 1984ф; Шуляк, 1985ф, 1989ф; Бармотин, 1985ф; Осокин, 1990ф; Сливинский, 1992ф; Куликов, 1994ф; и др.). Наиболее изучен Гарганский золоторудный район и сопредельные площади (рис. 1, 2).

⁶ Окинская экспедиция ПГО «Бурятгеология» была закрыта в начале 1990-х гг. (ред.)

⁷ Здесь и далее с буквой «ф» дается ссылка на год выхода отчета по ведущему автору.

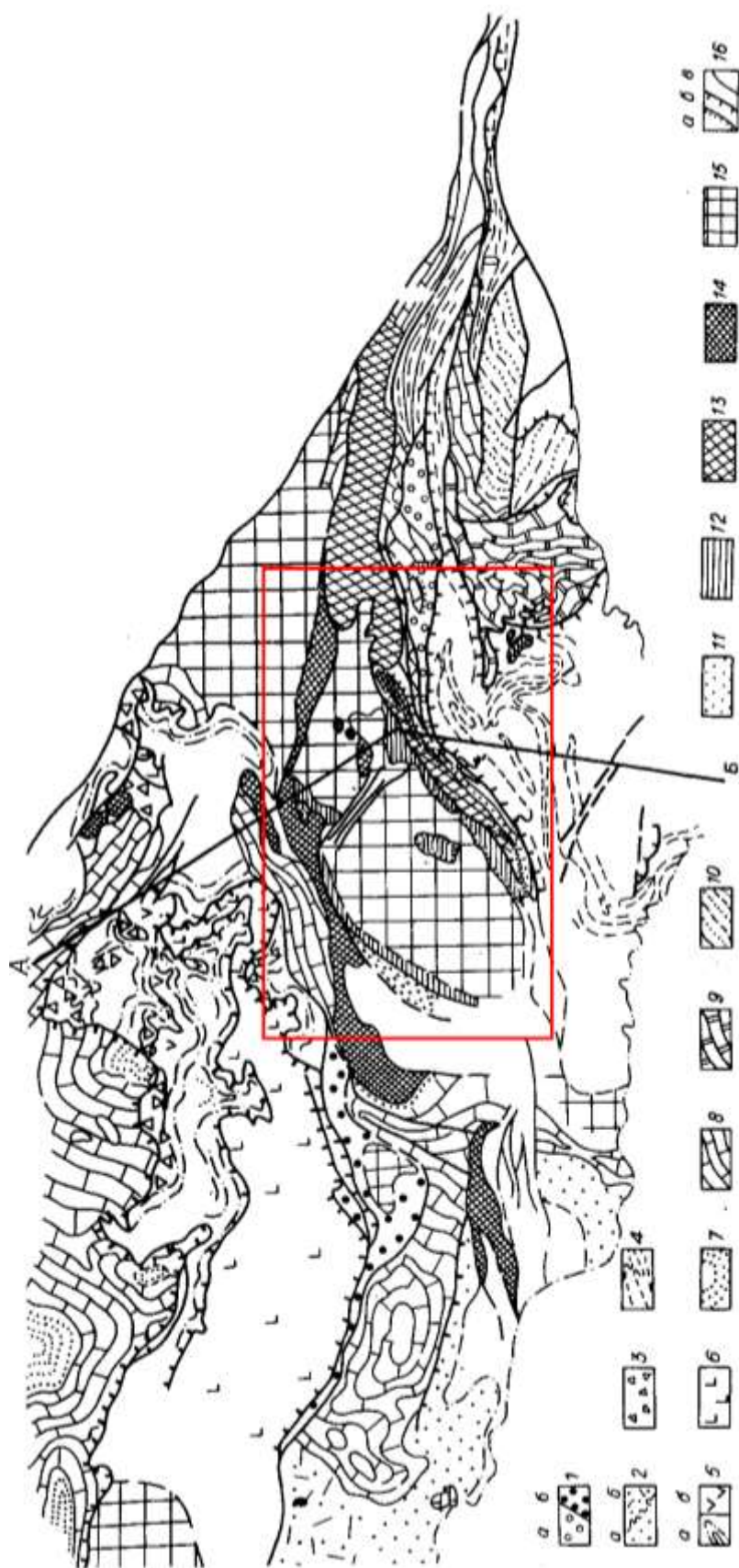


Рис. 1. Палеотектоническая схема юго-восточной части Восточного Саяна (Геология и рудоносность..., 1989).

1 – молассоидные образования сагансайрской свиты (*а*) и южной части Окинской структуры (*б*); 2 – терригенные (*а*) и терригенно-вулканогенные (*б*) отложения сархойской свиты; 3 – олистостромовые горизонты; 4 – осадочно-вулканогенные формации Тункинского покрова; 5 – флишоидные формации Окинской структуры (*а*), в том числе насыщенные силлами диабазов (*б*); 6 – глаукофансланцевая толща Окинской структуры; 7 – терригенная часть боксонской серии (мангатгольская свита); 8 – карбонатные породы боксонской серии; 9 – араошейская толща; 10 – верхнешумакская (безымянная) свита; 11 – ильчирская свита; 12 – монгошинская свита; 13, 14 – породы офиолитового покрова: ультрабазиты, (13), базиты (14); 15 – выход цоколя микроконтинента; 16 – геологические границы (*а* – стратиграфические контакты, *б* – надвиги, *в* – прочие). АБ – местоположение геологического разреза (см. рис. 2). Красным прямоугольным контуром показан Гарганский рудный район.

Fig. 1. Paleotectonic scheme of the south-eastern part of the Eastern Sayan (Geology and ore content ..., 1989).

1 – molassoid formations of the Sagansair Formation (*a*) and the southern part of the Okinskaya structure (*b*); 2 – terrigenous (*a*) and terrigenous-volcanogenic (*b*) deposits of the Sarkhoy Formation; 3 – olistostromic horizons; 4 – sedimentary-volcanogenic formations of the Tunkinsky Cover; 5 – flyschoid formations of the Okinsk structure (*a*), including those saturated with sills of diabases (*b*); 6 – glaucophan slate stratum of the Okinsk structure; 7 – terrigenous part of the Boxon series (Mangatgol Formation); 8 – carbonate rocks of the Boxonian series; 9 – Araochean strata; 10 – Upper Shumak (nameless) suite; 11 – Ilchir Formation; 12 – Mongoshin Formation; 13, 14 – rocks of ophiolite cover: ultrabasites, (13), basites (14); 15 – output of the microcontinent cap; 16 – geological boundaries (*a* – stratigraphic contacts, *b* – advances, *c* – other). AB – the location of the geological section (see Fig. 2). The red rectangular outline shows the Gargan ore region.

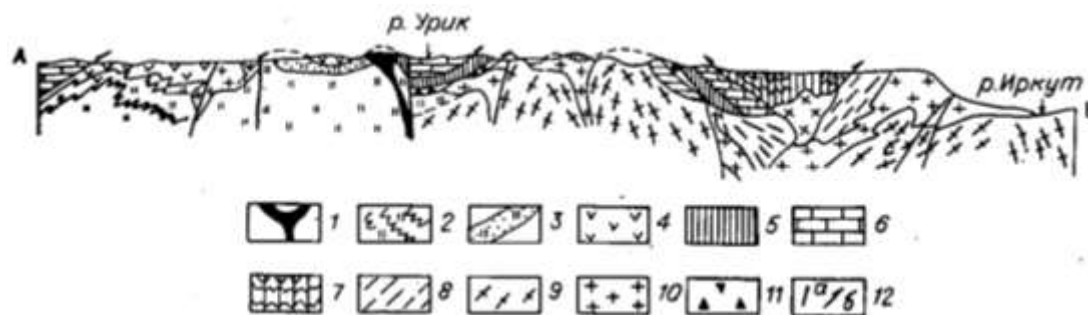


Рис. 2. Схематизированный геологический разрез палеозойд юго-восточной Восточного Саяна (по линии АБ на рис. 1) (Геология и рудоносность..., 1989).

1 – щелочные сиениты ботокольского комплекса; 2 – окинская и'дабан-жалгинская серии нерасчлененные; 3 – олистостромы окинской серии; 4 – метавулканиды и глаукофановые сланцы; 5 – офиолиты; 6 – боксонская серия и ее аналоги; 7 – ильчирский покров; 8 – сланцы хамардабанского комплекса; 9 – плагиогранитоogneиссы; 10 – палеозойские гранитоиды нерасчлененные; 11 – меланж; 12 – разломы (*а*) и надвиги (*б*).

Fig. 2. Schematized geological section of the paleozoid of the south-eastern Eastern Sayan (along the AB line in Fig. 1) (Geology and ore content ..., 1989).

1 – alkaline syenites of the Botogol complex; 2 – Okinskaya i'daban-zhalga series undivided; 3 – olistostromas of the Okina series; 4 – metavolcanites and glaucophanic shales; 5 – ophiolites; 6 – boxon series and its analogues; 7 – Ilchir cover; 8 – shales of the Hamardabani complex; 9 – plagiogranitogneisses; 10 – Paleozoic granitoids undissected; 11 – melange; 12 – faults (*a*) and forwards (*b*).

Авторами этой статьи золотоносность территории изучалась в связи с геологическим картированием (Рогачев, 1980ф, 1984ф, 1986ф, 1990ф, 1991ф; Катюха, 1980ф, 1990ф; Рошкетев, 1983ф; Исаков, Рогачев, 1990; Скопинцев, 1995ф). Важную роль в развитии представлений о геологии и золотоносности

территории сыграли монографические публикации (Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989; Золото Бурияти, кн. 1 – 2000, кн.2 – 2007).

История геологических исследований, в том числе изученность золотоносности, традиционно делилась на три периода, которая

весьма интересна, во многом поучительна и прослеживается с начала XIX века — с момента открытия местными охотниками и землепроходцами первых «валунов» нефрита и графита. В настоящем обзоре, наряду с этими периодами, рассматривается современный этап изучения золотоносности.

Первый период (1824–1930 гг.)

В 1824 г. появились первые сведения о находке нефрита в верховьях Онота, а в 1838 г. охотниками было выявлено уникальное Ботогольское месторождение кристаллического графита. С этого времени и вплоть до 1930-х гг. все исследования носили ознакомительный и поисково-выборочный характеры. Однако всегда присутствовала золотая направленность поисков. Подтверждением тому служит открытие в 1835 г. Г.С. Ковригиным Ильчирского месторождения хризотил-асбеста именно при первых, по крайней мере, архивно известных, поисках золота в бассейне Китоя. Забегая вперед, отметим, что в конечном итоге они все-таки увенчались успехом. В дальнейшем, более чем через столетие, в процессе поисково-съёмочных работ, уже, наоборот — на хризотил-асбест, «почти на флангах» Ильчирского месторождения было открыто Пионерское месторождение золота, о чем будет сказано ниже.

В первый период среди исследователей установилось обманчивое мнение о Восточном Саяне, как о нерудной провинции. Широкую известность и мировую славу получили месторождения кристаллического графита (Ботогольское), нефрита по рр. Оноту, Урику и их притокам и хризотил-асбеста (Ильчирское).

В то же время, к середине 19 века Окинский горный район определяется как один из промышленно золотороссыпных. К этому времени относятся первые заявочные сведения и данные о старательской добыче золота в бассейнах Дибби, Сархоя, Хончена, Урика, Онота и Китоя. По данным Г.Н. Бельской (1957 г.) в 1836 г. С. Ковригин и Стрельман установили наличие россыпного золота по Китюю. Изучением этих россыпей занимались в 1846 г. Н. Саблин, а впоследствии в 1944 г. Гофман и Мажеровский. В 1924 г. местным жителем Тюменцевым была

открыта богатая россыпь золота с платиноидами в устьевой части Хончена, где конторой «Байкалзолото» велась старательская добыча до начала 1950-х годов. Разработка других золотых приисков продолжалась в начале XX века вплоть до начала 1940-х гг. Сведения о приисковой добыче разрознены и нередко противоречивы. На примере россыпи по кл. Алтан-Жалга (верховья Дибби) прослеживаются характерные черты, свойственные приискательской деятельности в Окинском районе. С 1850 по 1857 гг. было добыто 4320 г, в дальнейшем на протяжении нескольких лет добывалось 3280 г в год, а в 1869 г. извлечено 459 г. За время разработки россыпи в 1917 г. сменилось шесть владельцев и уровень добычи резко снизился. В начале советского периода добыча возродилась. В 1930 г. при разведочных работах Бирюсинским управлением при промывке в одной из проб объемом 0.07 м³ был извлечен 21 г золота. Здесь же (на Алтан-Жалге), в 1940 г. старателями Хонченского прииска в количестве 5 человек за 12 дней было добыто 500 г металла. Известно, что «Союззолото» проводило разведочные работы в 1934 г. по Урику, а в 1938 г. в бассейнах Тиссы, Боксона, Хоре, Дибби и Урика. Совместно с золотом в россыпях зачастую присутствовали «очень твердые белые кристаллы» — вероятнее всего минералы группы платины, достоверность наличия которых была известна в Хонченской россыпи. Еще раз подчеркнем, что данные о результатах поисково-разведочных и добычных работ скудны, либо утеряны и разбросаны по разным архивам («Сведения по золоту...»). Естественно, что процветала хищническая добыча золота. Так, например, известно, что с 1850 г. в верховьях Оки, по левому притоку руч. Монгол-Дабана, купцом Шагаевым организуется хищническая добыча золота. За 27 лет на этом «мизерном» участке, только по отдельным архивным данным, было добыто около 50 кг металла. Затем промывка золота резко снизилась, не превышая ежегодный в 3-4 кг и в 1916 г. вовсе прекратилась.

С середины 19-го века и до сих пор среди местного населения и геологов ходят легенды о «Деминском», впоследствии, «Новиковском» кладах — богатом металле «где-то в притоках Китоя». Поисками этого клада

занимаются уже более 150 лет. За это время открыты многочисленные месторождения золота и проявления рудного золота, хотя сам «клад» до сих пор не найден.

В 20–30 гг. прошлого века в бассейне Китою А.В. Львовым, Цвиркиным и П. Митрофановым начались оживленные, в то же время безрезультатные, поиски коренного золота, вызванные опять же легендой о существовании «Деминского клада». При этом А.В. Львов (1928ф), отмечая вполне определенное распределение россыпного золота в русловых отложениях бассейна Китою, указывал на наличие коренных «... золотоносных кварцевых жил» в его верховьях, являющихся источником сноса. Однако, легенда уже подтверждается документальными данными «по делу колчаковского офицера Новикова, бывшего горного техника Ильчирского асбестового рудника». Именно Новиков, – бывший конторщик, переоткрыл в период Гражданской войны «богатое рудное золото в районе руч. Шумака, известное ранее беглому каторжнику Дмитрию Демину». Отрицательные поисковые результаты укрепляют пессимистическое мнение некоторых исследователей о неперспективности Окинского горного района на рудное золото. Тем не менее, становится известным (Бельская, 1957ф), что в 1916 г. П.И. Преображенский проводил в бассейне Китою попутное опробование кварцевых жил, при котором результаты анализов дали положительные результаты (до 18 г/т). Неизвестно, какие причины не позволили подтвердить первоначальные данные при повторном опробовании. Полученные в тот период весьма поверхностные геологические материалы, в том числе по золотоносности, сейчас представляют лишь историческую ценность. С другой стороны, практический интерес вызывают данные о россыпной золотоносности района. Легенда о «Деминском кладе» не лишена оснований.

Второй период (1930-е – середина 1950-х гг.)

С 1930-х гг. прошлого века геологические исследования приобретают планомерный, более системный и целенаправленный характер. С 1934 по 1940 гг. М.Ф. Шестопалов, А.С. Иванов и В.С. Трофимов проводят изучение алмазности Оспинско-

Китойского массива гипербазитов. Сведения о наличии алмазов в Китойских Альпах просачивались с 1902 г. При этом, в процессе попутных поисков золоторудных объектов обнаружено не было, но прямые указания на наличие полисульфидно-кварцевого и блеклорудно-кварцевого золотого оруденения будущих Зун-Оспинского месторождения и участка «Южного» были сделаны (Шестопалов, Трофимов, 1938ф).

Н.А. Флоренсовым в 1938 г. при изучении золотоносности верховий Оки и Урика высказывается предположение о том, что россыпное золото русловых отложений водотоков и их притоков связано с сульфидизированными зелеными сланцами и филлитами. В 1942 г. В.С. Дубовским исследован район бассейнов Тустука, Улзыты и Гаргана (правых притоков Оки). При этом предполагается возможные промышленные скопления россыпного золота в водотоках этих рек. Уже в этот период, а именно в 1940 г. Н.Т. Зубко опубликовал экономическую сводку по «Окино-Китойскому золотоносному району» и выделил, в числе других, «Онотский золотоносный узел», в контуры которого включены верховья Иркуты, Урика и Китою. Эти построения на скудных и разрозненных данных, в целом нашли свое подтверждение спустя 15–25 лет.

В 1951 г. В.С. Гребенниковым и Е.В. Степановой (1953ф) в среднем течении правобережья Китою производятся поиски и ревизия масштаба 1:200 000, в итоге которой устанавливается высокая перспективность ямангольской (монгошинской) толщи на марганец, а карбонатно-сланцевой (ильчирской) на золотоносные колчеданные руды. Следом, в 1952 г. В.С. Гребенниковым (1954ф) проводятся поисково-разведочные работы на асбест в бассейнах Самарты, Арлык-Гола и Саган-Сайра. В результате дается оценка асбестности площади работ и обращается внимание на контрастный шлиховой поток аварута — спутника платины по руслу Амбарта-Гола и его правому притоку Зусалантаю (Ольгинская золоторудная зона). Но главное – при шлиховых поисках выделяется «золотоносный участок правых притоков Самарты», где обнаруживаются весовые количества золота. В русловых отложениях Самарты находится обломок «безрудного»

(безсульфидного) белого сливного кварца с видимым золотом (отмечено в Протоколе рассмотрения и приемки отчета). При этом обращает внимание тот факт, что во главе шлихового отряда был старший коллектор А.И. Деков, увлеченный легендой о «Деминском кладе». Вероятно, что уже тогда он посетил будущий Пионерский кар. Ранее здесь в районе «каменных озер» были заявки на сульфидные руды (Рихванов, 1958ф).

В результате удачно проведенных поисково-разведочных работ на хризотил-асбест происходит важное событие, повлиявшее коренным образом на дальнейшее изучение и освоение недр Восточного Саяна. В 1953 г. создается и организуется Ильчирская геологоразведочная экспедиция (прообраз будущей Окинской) треста «Союзгеоласбест» с базой в районе Ильчирских озер. Геологическую службу в экспедиции возглавляет Н.Ф. Рубцов, а одним из старших коллекторов принимается уже небезызвестный А.И. Деков. Первоначальной задачей являлось проведение разведки Ильчирского месторождения хризотил-асбеста, открытом еще в 1835 г., и как было подчеркнуто выше, при поисках золота. Однако практически сразу, несмотря на главные выполняемые цели и задачи только что организованной экспедиции, почти на флангах Ильчирского месторождения в декабре того же года и открывается символическое Пионерское месторождение — первенец коренного золота в Восточном Саяне. По одной из версий значится, что «по рассказам старых жителей с. Орлик, на местоположение А.И. Декову указал один из местных охотников-сойотов» (Золото Бурятии, 2000, стр. 92). При этом выясняется следующее историческое странное обстоятельство. Ни в одном из отчетов как того времени, а тем более последующих и современных, не указан любопытный, загадочный и «комический» факт открытия Пионерского месторождения. В отчете (в рукописи тоже) по результатам геологических работ, проведенных в 1954 г. на вновь открытом Пионерском золоторудном месторождении (Рубцов, 1954ф) пишется дословно следующее: «В декабре месяце 1953 г. старшим коллектором Ильчирской экспедиции Дековым Александром Ивановичем при проведении работ по шлиховому

опробованию в бассейне р. Самарты, на дне высохшего Восточного Каменного озера была найдена глыба кварцево-пиритовой руды с примазками азурита» и далее объясняется невозможность оперативной (до конца года) ревизии из-за значительных снежного покрова и крутизны склонов, недоступных для подъема на циркообразную впадину Каменных озер. В конце концов, подчеркивается, что это открытие якобы случайное, а не результат каких-либо геологоразведочных работ. Трудно понять и переоценить подобную иронию, а вернее юмор, для тех жестких сталинских времен. Тем не менее, те же самые сведения Н.Ф. Рубцовым (1953ф) были поданы ранее в рукописи пояснительной записки, а впоследствии — отчете о проделанных работах на Ильчирском месторождении хризотил-асбеста.

Третий период (середина 1950-х — конец 1990-х гг.)

Следом, в окрестностях Пионерского месторождения организуются геолого-поисковые работы масштаба 1:2 000 (Мулюков, 1956ф, 1957ф; Бельская, 1957ф.), проводимых соответственно Пионерской и Самартинской (участок и одноименное проявление Крутое, ныне участка Васильевского, а также площадь Самартинского месторождения) партиями Восточно-Саянской экспедиции Забайкальской геолого-разведочной конторы ГРУ — Главзолото МЦМ СССР. С этого переломного этапа времени начинается третий период усиленного изучения золотоносности и ее перспектив будущей Урик-Китойской рудной зоны Гарганского золоторудного района.

В 1956 г. на Пионерском месторождении начинаются разведочные работы под руководством В.А. Глобы, которые завершились в 1958 г. (Бельская, 1958ф). В процессе этих работ, с начала 1958 г., была начата отработка жилы №12 силами Ципиканского золотоприискового управления Бурятского совнархоза. Всего было добыто (только по официальным данным) 200 кг золота. Причем добывалось очень богатое золото (250-500 г/т), а ураганные содержания металла по отдельным пробам достигали 3.8-9.470 кг/т до 20.340 кг/т. При весьма сложной транспортировке руды как до рудника в п. Самарте, так и далее, в

качестве флюса, на Карабатский медеплавильный завод происходили большие потери металла. По свидетельству В.А. Ананина, который руководил с 1960 г. геологической службой рудника, «обломки кварца с видимым золотом можно было найти на всем протяжении дороги от подножья кара горы Пионерской до п. Самарта» и далее до аэропорта п. Ильчир, затем п. Монды и даже в п. Култук (Золото Бурятии, 2000, стр. 92). Естественно, что продолжалась с дореволюционных времен хищническая добыча. В результате подобной эксплуатации месторождению нанесен серьезный ущерб. В 1962 г., с началом повсеместных закрытий старательских артелей и мелких рудников, эксплуатационные работы на Пионерском месторождении были прекращены.

В 1955 г. силами Восточно-Саянской экспедиции ИГУ (Иркутского геологического управления) организуются и разворачиваются широкомасштабные и планомерные поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 с детализацией отдельных участков. И вновь, практически сразу, в 1955 г. геологами Самартинской геолого-поисковой партии О.Ф. Горнаковым и А.Г. Лакиным (1956ф) открывается, в будущем наиболее крупное, Зун-Холбинское месторождение. Надо отметить, что этот объект начался с содержания всего лишь 7.0 г/т золота в тонком сульфидизированном «прослое» темно-серого сливного кварца (микрокварцита) в известняках⁸ (Рощектаев, 1990ф). В этом же году и той же партией выявляется Динамитное месторождение и несколько проявлений в районе Озерного рудопоявления золота. Проводятся безуспешные поиски на участке Комсомольском, расположенном юго-восточнее Пионерского месторождения и охватывавшем водораздел Хойто-Улзыты и Бушгунтэй-Жалги (ныне составные площади участков Васильевского и Пионерского, в том числе Золотого). В целом этой площади, в том числе золоторудным телам ключа Золотого, обнаруженным еще в 1954 г., Н.Ф. Рубцовым преждевременно дается отрицательная оценка. Явно некачественное шлиховое опробование не подтверждает даже ранее известные

шлиховые потоки с весовыми содержаниями золота руч. Бушгунтэй-Жалга и Золотой. В последнем были уже известны самородки размерами до 0.2×0.5 см, что и являлось одним из обоснований постановки поисковых работ. Позднее на участке Золотой, в 1958 г. продолжение поисков проводит В.П. Заболотников (1959ф). Обнаруживаются дополнительные рудные тела. Затем, в 1966 г., проводятся поисково-ревизионные работы конкретно в левом борту руч. Золотой (Улаханов, 1967ф), в котором выявляются две кварцевые «жилы» – Фукситовая и Надежда. На отдельных участках этих пропилит-березитовых зон, включающих линзовидные кварцевые тела, содержания золота достигают десятков г/т. «Золотят» и вмещающие слабо-сульфидизированные породы гранитоидного состава. Ревизионные поиски согласно геологического задания не заканчиваются полностью, так как внезапно прекращаются из-за очередного резкого возобновления геологоразведочных работ сразу на Зун-Холбинском, Барун-Холбинском и Водораздельном месторождениях. Вновь преждевременно дается отрицательная оценка.

В это же время, в 1955 г. поисковой партией Восточно-Саянской экспедиции конторы «Забзолоторазведка» «в окрестностях Пионерского месторождения» открыто Самартинское месторождение (Глоба, 1956ф). Особо стоит отметить высокое качество геологических результатов и поисковую эффективность именно этих работ. Геоморфолого-поисковые исследования масштаба 1:25 000 проводил практически в единственном числе В.А. Глоба (за исключением 2-х студентов-практикантов). Кроме Самартинского месторождения выявлено 10 рудных жил с высокими промышленными содержаниями золота (богатых руд) и 39 жил с весовым золотом. В том числе открыты Озерное, Структурное, Июньское и Зун-Холбинское-2 рудопоявления. Последнее расположено в районе штольни № 3, то есть В.А. Глобу можно считать одним из первооткрывателей Зун-Холбинского месторождения. В одном из своих отчетов он написал, что это им(и) открыто Зун-Холбинское месторождение, но когда он

⁸ Обломок «безрудного» кварца был найден В.С. Гребенниковым в 1954 г.

туда пришел, там уже были каналы пройденные Комсомольской партией, вскрывшие рудные тела. Поэтому правильнее считать первооткрывателями геологов Комсомольской партии.

На Самартинском месторождении с 1956 по 1958 гг. проводятся разведка и подсчет запасов (Бельская, 1958ф).

Комсомольская партия (названная так из-за комсомольского возраста ее сотрудников) организовывается в 1956 г. с целью проведения поисково-оценочных и разведочных работ на Зун-Холбинском, Озерном и Динамитном золоторудных объектах и их флангах. В этом же году открывается серебряное рудопроявление ключа Зеленого (Соколов, 1956ф), на котором в 1959–60 гг. под руководством А.И. Верховина (1961ф) проводятся детальные и оценочные работы. Устанавливаются повышенные содержания золота (от следов до 11,6 г/т), которым не уделяется серьезного внимания и промышленные содержания серебра (от 30 до 2 000 г/т). На Зун-Холбинском месторождении в период 1956–59 гг. проводятся детальные поиски и оценка с поверхности всех рудных тел. В результате определяются основные продуктивные структуры – зоны Перевальная и Северная. Выявляются рудные тела с промышленными содержаниями золота: Доржи-Банзаровское, Перевальное, Сульфидное, Дорожное и др. В итоге месторождение рассматривается как приуроченное к крупной разрывной структуре (зоне смятия – в последующем) северо-западного простирания, вмещающей серию кварц-сульфидных золоторудных жил (Верховин, 1959ф) и переведено в разряд мелких промышленных. В дальнейшем продолжается комплексная разведка месторождения, подсчитываются запасы по категориям C_1 и C_2 , а А.Н. Коновым составляется детальная геологическая карта масштаба 1:2 000 (Верховин, 1964ф).

В процессе этих же работ, проводимых Комсомольской партией под руководством А.И. Верховина (1959ф), выясняется, что Динамитное месторождение является очень мелким, а Озерное оценивается отрицательно из-за малых мощностей и большой невыдержанности линзообразных золото-кварцевых тел.

В течение 1956–1957 гг., впервые на огромной территории, в верховьях Оки, Урика, Онота и Китоя проводятся геолого-поисковые изыскания масштаба 1:50 000 с попутной детализацией отдельных участков в масштабе 1:10 000 под руководством А.П. Рихванова. Выявляются многочисленные коренные проявления золота, в том числе Сумсунурское, Харагольское, Амбартагольское, Надежда и др. В верховьях Даялыка, Дэдэ-Зун-Салы и Барун-Оспы (истоки Онота) спорадически опробываются золотосодержащие кварцевые жилы – прожилки и зоны сульфидизации в углеродисто-глинисто-кремнистых (черных) и биотит-амфибол-кварцевых (зеленых) сланцах ильчирской толщи. Впервые формулируется положение о типе золоторудных «... проявлений, связанных с сульфидизированными сланцами» (Рихванов, 1958ф; стр. 208) и как пример приводится характеристика Ольгинского участка, названного в память геолога Ольги Тюриной, трагически погибшей при встрече с медведем. Следом долины Ильчира и Онота, восточнее устья Дабан-Жалги, в 1957 г. изучаются Верхне-Онотская поисково-съёмочной партией (масштаб 1:50 000) под руководством А.Н. Артемьева (1958ф), проводившей исследования в весьма тяжелых организационных условиях. Тем не менее, в процессе работ выявляется ряд перспективных проявлений золота, в том числе «Брод», представленное золотоносными черными сланцами. А.Н. Артемьев и годом ранее, начиная с работ под руководством А.П. Рихванова в 1956 г., считал наличие мощной полосы «ольгинских», в том числе черных золотосодержащих сульфидизированных сланцев, свидетельством хороших перспектив верховьев Онота. Собственно с выводов этих исследователей и начинается проблема золотоносности черносланцевых толщ «сухоложского» типа Восточного Саяна. Целенаправленные исследования в этом направлении были продолжены Ю.А. Алексеевым и В.С. Грачевым (1967ф), В.В. Левицким (1973ф, 1976ф), П.А. Рощетаевым (1976ф, 1982ф, 1991ф), Ю.А. Русских (1977ф), А.М. Рогачевым (1980ф, 1984ф, 1991ф), А.Г. Мироновым и С.М. Жмодиком (1983ф) и А.П. Осокиным (1990ф, 2003ф). Результаты этих работ приведены в

монографии и многими другими (Золото Бурятии, 2000).

К концу 50-х гг. на всех перспективных рудопоявлениях золота, в основном, заканчиваются поисково-оценочные работы, проведенные Комсомольской партией, а именно: одноименных участков Озерный, Сумсугольский, Сумсунурский, Гольцовый (Верхозин, 1959ф); Сумсунурский, Харагольский, Амбартагольский, Надежда, Зеленый (Феофилактов, 1960ф); Улан-Сарьдагский, в том числе Гранитный, Скалистый и Зеленый (Верхозин, 1961ф). В 1960 г. Г.А. Феофилактовым открывается Гранитное, а в 1961 г. уже вместе с А.М. Криворученко – Барун-Холбинское месторождения золота.

В 1958 г. завершаются разведочные работы под руководством В.А. Глобы Пионерского и Самартинского месторождений (Бельская, 1958ф). В этом же году Ильчирская экспедиция вместе с ее объектами работ входит в состав вновь организованного Бурятского геологического управления (БГУ), переводится с Ильчирской базы (оз. Думурлых) в п. Монды Тункинского района и переименовывается в Окинскую геологоразведочную экспедицию (ОГРЭ).

В период 1955–59 гг. продолжаются поиски россыпного золота (Вишняков, 1958ф; Верхозин, 1959ф; Старчак, Ананин, 1961ф).

При поисках никеля В.В. Левицким в 1961 г. открывается Зун-Оспинское месторождение золота, на котором в период 1962–1964 гг. под руководством В.А. Ананина и В.В. Левицкого проводятся поисково-разведочные работы. Вскоре они прекращаются по причине экономической нецелесообразности. Затем в 1993 г. АО «Жаргал» (генеральный директор В.И. Бахтин) получает лицензию на разведку и разработку этого месторождения и приступает к организации работ. С переменным успехом, в зависимости от финансирования, геологические изыскания продолжают.

В 1962 году при проведении геологических съемок масштаба 1:50 000, которые продолжались и развернулись уже широким фронтом в пределах юго-восточной части

Восточного Саяна, Ю.И. Немчиновым и В.А. Лбовым открываются золоторудное проявление Забытое и проводится его детализация в масштабе 1:10 000, а также Водораздельное золоторудное месторождение (Лбов, 1963ф), оценку которого продолжает Топхорская партия (Паргачевский, 1965ф; Зуев, 1968ф). В этом же году организуется Барун-Холбинская партия, занимающаяся разведкой одноименного месторождения, открытого годом раньше геологами Г.А. Феофилактовым и А.М. Криворученко. Чуть позднее, в 1963 г., В.В. Левицким и Н.М. Поповым, юго-западнее Водораздельного, выявляется Кварцевое месторождение и многочисленные рудопоявления в пределах уже выделенных к тому времени и близрасположенных Хойто- и Урда-Гарганских золоторудных зон (Левицкий, Ананин, 1964ф). В это же время (начало 60-х гг.) коллективом ведущих геологов: А.И. Верхозиным, Л.С. Волковым, В.А. Лбовым, В.В. Левицким, Г.А. Феофилактовым и др. в золотоносном районе выделяется Урик-Китойский золоторудный район, включающий тогда Самартинскую, Холбинскую и Оспинскую рудные зоны.

В 1960–1963 гг. проводятся отрядом еще Комсомольской партии под руководством С.С. Коваля (1965ф) разведочные работы на Гранитном месторождении, на котором они заканчиваются в связи с резким уменьшением содержания золота с глубиной (или потерей рудных тел? – прим. авторов). В пределах и на флангах месторождения проводятся поисково-съемочные работы масштаба 1:2 000. Выявляются многочисленные золоторудные «точки» с содержанием золота до первых десятков г/т не только в сульфидно-кварцевых жилах, но и в золотоносных вмещающих березитизированных гранитоидах гарганского метакомплекса. Параллельно этим работам продолжают поисковые работы в пределах уже выявленного в 1962 г. В.В. Левицким (1963ф) «Лево-Самартинского рудного узла» (в настоящее время – рудное поле⁹). С.С. Коваль (1965ф) неверно называет эту продуктивную рудную структуру месторождением и объединяет в него

⁹ Чуть позже эти объекты были объединены в Лево-Самартинскую группу месторождений (Смоилов, 1995ф).

ряд разрозненных в пространстве рудопроявлений золота: Озерное, Правоозерное, Левоозерное, Среднее, Золотое, Северное, Высокое, Случайное, Штокверковое, Сфалеритовое и Новое, отстоящие друг от друга с шагом 1–2 км.

По этому этапу массовых широкомаштабных геолого-поисковых (поисково-съёмочных) работ напрашиваются следующие оценки:

правильная *стратегия* при обязательном планировании, строгом выдерживании стадийности работ и удачно выбранных методических приемах выполняемых поисков и оценки;

оперативность в сжатые сроки выполнения геологических заданий;

высокая *организованность* (в районе с неразвитой инфраструктурой) при соответствующих и достаточных финансовой и кадровой обеспеченностях;

значительная *производительность*;

конкретная *целенаправленность* геологических исследований;

высокая *квалификация* и *целеустремленность* специалистов-геологов;

как следствие и результат — весьма высокая *эффективность* геологоразведочных работ;

в Восточно-Саянской рудной провинции становятся уже известными 2 типа *перспективных золотых оруденений* золото-сульфидных кварцевых жил и золотоносных черных и зеленых «ольгинских» сланцев.

Стоит выделить значительную практическую отдачу, обязательно выполняемых тогда в процессе поисков, таких обычных методов, как — массовый отбор проб при их большой площадной плотности, широкое применение шлихового опробования, в том числе отбор «сухих» шлихов из всех рыхлых отложений, и оперативность аналитических исследований. При проведении маршрутов опробование зачастую проводилось по принципу — «опробуйте все, а золото там, где вы его обнаружите». В то же время, согласно требованиям промышленности тех времен соответствующие минимальные «рудные» содержания золота должны были быть не менее 10–20 г/т, какие отвечали только золото-рудным сульфидно-кварцевым и сульфидно-

карбонатно-кварцевым жилам пионерского типа. В результате, практически все основные, по крайней мере — главные, усилия и цели были направлены на поиски именно таковых золоторудных тел.

К середине 1960-х гг. прошлого века на значительной территории региона, охватывающей, в том числе и Гарганский золоторудный район, заканчиваются геологические съемки масштабов 1:50 000 и 1:200 000. В результате на площадях, прилегающих с Зун-Холбинскому золоторудному узлу, и за пределами Урик-Китойской рудной зоны выявляются дополнительные многочисленные проявления золота и проводятся разрозненные металлогенические построения. Намечаются контуры основных структурно-минерогенических единиц, а также обобщаются рудоконтролирующие факторы. Геологосъёмочные работы сопровождаются литохимическими съемками, в процессе которых из-за отсутствия соответствующих лабораторных баз непосредственно золото не анализируется. Выделение потенциально золотоносных площадей происходит по предполагаемым элементам-спутникам с привлечением данных по шлиховому и литохимическому (по первичным ореолам) опробованиям отдельных проанализированных на золото проб.

В результате назревшей необходимости обобщения имеющихся материалов по золотоносности с целью дальнейшего прогнозирования проводится региональное прогнозно-металлогеническое районирование масштаба 1:200 000 (Волков, 1965ф), а годом ранее составляется обзорная карта масштаба 1:500 000 всей территории Бурятии (Артемьев, Батурина, 1964ф). Позднее региональные прогнозно-металлогенические построения уточняются В.А. Ананиным и В.В. Левицким (1973ф), а также П.А. Рошкетевым (Огородов, 1984ф). Последующая детализация структурно-металлогенических региональных построений быстро «перескакивает» на тематические исследования частных проблем золотоносности региона. На основе материалов, полученных гораздо ранее по результатам разнообразных геологоразведочных работ на золото, решаются вопросы геолого-структурных условий локализации, генетических особенностей золотого

оруденения, разработки критерий поисков золота в черносланцевых толщах и т.п. (Феофилактов, 1968ф; Левицкий, 1973ф; Шафеев, 1975ф; и др.).

Особо стоит отметить, что к 1968 г. были закончены многолетние исследования Г.А. Феофилактова по изучению геолого-структурных условий локализации и генетических особенностей месторождений золота «Китойско-Урикского рудного узла», предложенная позже, как диссертационная работа (1970).

Третий период изученности золотоносности региона, а в основном Урик-Китойской золоторудной зоны, знаменуется очередным «всплеском» геологоразведочных работ. В 1967 г. возобновляются разведочные работы на Зун-Холбинском месторождении, что связано с организацией разведки на соседнем Барун-Холбинском месторождении. В ТЭО, составленном в 1966 г. обосновывается возможность создания горнообогатительного предприятия для группы близрасположенных золоторудных месторождений, включающих Зун-Холбинское, Барун-Холбинское и Водораздельное. Доказывается переоценка Зун-Холбинского месторождения. С 1970 г. начинается доразведка главных рудных тел – Сульфидного и Доржи-Банзаровского. В результате запасы увеличиваются втрое, а прогнозные – в 4 раза. В 1973 г. по результатам 15-летнего цикла разведочных работ составляется сводный отчет по Холбинской группе месторождений – Зун-Холбинское, Барун-Холбинское и Водораздельное и подсчитываются их запасы, утвержденные в ГКЗ СССР (Ананин, 1973ф).

В этом же году составляется ТЭО целесообразности предварительной оценки «Лево-Самартинского месторождения», ныне рудного поля, золота (Вареник, 1973ф). Здесь в период 1972–74 гг. проводятся поисковые (по геологическому заданию – ревизионно-оценочные) работы, выполняемые отдельным Лево-Самартинским отрядом Зун-Холбинской ГРП, которую «лихорадит» от выполняемых собственных и постоянно сменяемых геологических задач: – разведка, оценка-переоценка и, наконец, – разведка глубоких горизонтов. Отряд по сути дела исполняет роль «пасынка», испытывая при этом хронический недостаток финансирования. В итоге, мягко

говоря, задачи выполняются не полностью, а отчет по проведенным работам и так низкого качества составляется только в 1977 г., являясь впоследствии и по сути дела своеобразным «балластом» (Малышевский, 1977ф). Вообще это, наверное, удел всех подразделений, выполняющих чисто поисковые задачи в составе геологоразведочных партий, озабоченных глобальными проблемами на грани эксплуатационных и добычных работ. Возвращаясь к результатам выполненных, так называемых ревизионных работ (Малышевский, 1997ф) стоит отметить, что единственным и приятным практическим исключением явилось выявление перспективного проявления золотоносных черных сланцев «ольгинского» типа (первые г/т до 4.4 и 10.0 г/т) на западном фланге участка Нового. Однако эти данные «спрятаны» только на почти единственной в отчете карте фактического материала, а в тексте – никак не обсуждаются. Лишь впоследствии, при проведении ГДП-50, они дорабатываются и оформляются соответствующим образом (Скопинцев, 1995ф).

В западной части исследуемой территории также проводятся геолого-съемочные работы с попутными поисками масштаба 1:50000 Ю.Ф. Ефремовым (1968ф), Ю.П. Бутовым (1973ф, 1974ф), В.С. Грачевым (1969ф), Э.Ф.Ставским (1970ф). Уточняются геологические карты, выделяются дополнительные металлогенические подразделения. В бассейне рр. Сенца, Сархой, Дибь и др. открывается ряд перспективных проявлений золота, железа и бериллия.

В 1974–76 гг. на западных продолжениях Урик-Китойской, Урда- и Хойто-Гарганских, а также Ольгинской золоторудных зон выполняются поиски рудного золота, в том числе детальные и оценочные – по геологическому заданию (Русских, 1977ф). Кроме того, задачи включали задания по изучению золотоносности черносланцевых пород в пределах Дибинской и Хоньчинской рудных зон. Предполагается размашисто, в то же время детально изучить, а то и оценить золотоносность огромной для поисков территории в пределах разнообразных металлогенических структур, в которых в принципе и по содержанию подобные работы, но с более скромными, зато конкретными целями проводились ранее. Запроектированные сжатые

сроки, а главное – недостаточные по задачам объемы работ, следовательно – ассигнования, уже не обеспечивают решение важнейших для того времени сложных геологических задач и получение соответствующих положительных результатов. В итоге, беглые поиски дублировали ранее проведенные, а полученные данные практически повторяют прошлые результаты. Хуже того, почти загублена проблема золотоносности черносланцевых отложений территории, при этом сравниваясь с такими наглядными примерами как Сухой Лог и Мурун-Тау, не имея при этом достаточных структурно-формационных, стратиграфических, минерагенических и других геологических данных. Зато, в процессе проведенных поисков, благодаря настойчивой целеустремленности и энтузиазму ответственного исполнителя Ю.А. Русских, делаются интересные многочисленные находки и обнаруживаются перспективные проявления других полезных ископаемых, а в частности – ванадия, молибдена, меди и др. Главными из них являются обнаруженные высококачественные кварциты в районе будущего Буралсарьдагского месторождения, так называемых, суперкварцитов. Большой заслугой является составление полного Кадастра месторождений, рудопроявлений и минерализованных точек полезных ископаемых изученного района.

Позднее, в 1976–79 гг., на флангах Пионерского и Гранитного месторождений, а вернее в пределах Самартинского рудного поля, поиски рудного золота проводит Верхне-Китойская партия (Мурзин, 1979ф). Главной задачей является изучение перспектив золотоносности Самартинского рудного района (поля – прим. авторов) и разбровка – оценка геофизических аномалий. В процессе работ проводятся поиски рудных тел на глубине на участках Южный, Западный, Калининский и Зеленый (одноименных рудопроявлениях). В итоге проведенных работ значительно расширяются перспективы известных рудопроявлений (Соседнее, Южное – участок Пионерский), а также выявляется ряд новых: – Калининское в сульфидизированных черносланцевых горизонтах иркутской свиты, Белое – типично сульфидно-кварцевое жильного типа в зонах

золотоносных березитизированных гранитоидов гарганского метакомплекса, аналогичное перспективным рудопроявлениям Золотое и Надежда. На северо-восточном фланге Гранитного месторождения выявляется ряд новых золоторудных пунктов минерализации и рудопроявление Гранитное-2 одноименного участка.

Следом, в период 1979–1984 гг., поисковые работы на рудное золото на флангах Водораздельного и Барун-Холбинского месторождений, захватывая западный фланг Ольгинской золоторудной зоны, проводятся Западной партией (Огородов, 1984ф). Она организационно входит в состав Зун-Холбинской ГРП. Общее руководство геологическими работами осуществляется главным геологом П.А. Рошкетевым. Основными задачами являются оценка золотоносности флангов месторождений, заверка геофизических аномалий. В 1980–83 гг. в Гарганском и Ильчирском рудных районах проводится гидрохимическое опробование и обобщение материалов по их золотоносности (Тайсаев, 1983ф). На известных месторождениях и проявлениях устанавливается, что контрастность гидрохимических ореолов золота определяется особенностями рельефа. Так, наиболее контрастные ореолы металла определяются в урезе верховий р. Барун-Холбо и в нижнем течении р. Барун-Гол (правый приток р. Саган-Сайр). Зун-Холбинское месторождение проявляется аномалиями слабой (на уровне фоновой) контрастности.

В.В. Коткиным (1988ф) в рамках тематических работ ВостСибНИИГГиМСа дается прогнозная оценка ресурсов золотого орудения района Зун-Холбинского месторождения для отчета в ГКЗ СССР. Обосновывается направление поисковых работ на рудное золото, проводится переоценка прогнозных ресурсов рудного золота ЮВ части Восточного Саяна. Количество прогнозных ресурсов категории Р₃ увеличиваются в несколько раз выше ранее сделанных оценок. На выделенных перспективных площадях, прилегающих к Зун-Холбинскому месторождению, выполняется ГДП-50 Самартинской ГРП (Скопinceв, 1995ф).

В 1975–1991 гг. наземными геофизическими исследованиями охватываются

наиболее перспективные площади Холбинского, Самартинского, частично Лево-Самартинского рудных полей и юго-западный фланг Ольгинской золоторудной зоны. Работы проводятся Саянской партией ГФЭ ПГО «Бурятгеология» с целью определения разрешающей способности геофизических методов при выделении и прослеживании рудных зон. В комплекс исследований входят магниторазведочные, электроразведочные, гаммаспектрометрические и нейтронно-активационные методы. В результате выявляются многочисленные геофизические аномалии, контролирующие рудовмещающие породы и рудные зоны, оконтуривающие рудовмещающие поля различных петро- и литокомплексов (Чебаков, 1977ф, 1979ф, 1981ф, 1984ф; Сливинский, 1992ф). В заключении под руководством Ю.М. Егорова (1989, 1992 гг.) (ВостСибНИИГиМС) в 1984–92 гг. проводится обобщение предыдущих геофизических материалов и комплексная интерпретация с целью составления геофизической основы масштаба 1:200 000 по Восточно-Саянскому району для обеспечения дальнейших прогнозно-металлогенических построений.

К проблеме россыпной золотоносности региона возвращаются в конце 1970-х гг., когда А.В. Смоляком обосновывается возможность выявления россыпных месторождений (Рошкетаяев, 1982ф). В 1983–1985 гг. С.И. Симоновым (1985ф) (ВостСибНИИГиМС) проводится оценка россыпной золотоносности бассейнов нижних течений Урика, Онота, Китоя и Иркуты. Попутно кратко характеризуются отдельные объекты и участки россыпного золота, расположенные в верховьях этих же водотоков. А.В. Смоляком и Е.И. Тищенко (1985ф) впервые предоставляется количественная оценка ресурсов россыпного золота и даются рекомендации направления дальнейших работ (Смоляк, 1985ф). Оценка россыпей бассейнов Самарты и Китоя (Пионерский кар, ключ Золотой и устье Саган-Сайра) проводится позднее, в 1985–1990-х гг., Таинской партией (Осокин, 1990ф). Информация о результатах работ на участке «Китойский» по различным причинам организационного характера помещается в отчете Самартинской геологосъемочной партии (Скопинцев, 1995ф). Практически впервые в юго-восточной части Восточного Саяна в

период 1991–1993 гг. проводятся конкретные поисково-оценочные работы на россыпное золото в верховьях Дибы и разведка Монгол-Дабанской россыпи (месторождения). Подсчитываются запасы по категории C_2+P_1 (Смоляк, 1993ф). Оценивая уже выявленные и частично оцененные многочисленные конкретные объекты россыпного золота, а также перспективы региона в целом, с уверенностью констатируется высокий потенциал открытия промышленных россыпей.

Параллельно с проведением поисково-оценочных работ на золото с середины 1970-х гг. коренным образом пересматриваются перспективы Зун-Холбинского месторождения. Благодаря настойчивым усилиям П.А. Рошкетаяева, впервые в конце 1970-х гг., на глубоких горизонтах месторождения скважинами пересекаются мощные сульфидно-кварцевые тела с высоким содержанием золота. Доказывается особая перспективность на промышленное оруденение принципиально нового (для региона) генетического типа – минерализованных зон, обладающих признаками большеобъемных месторождений стратиформного типа полигенного и полихронного происхождения. Полученные данные логически являются обоснованием предварительной разведки, которая затем перерастает в детальную. По утвержденным в ГКЗ 1992 г. запасам, месторождение относится к разряду крупных и выделяется в качестве первоочередных к отработке. Изменение представлений не только о генезисе Зун-Холбинского месторождения, но и в целом о золотоносности Восточных Саян и получение принципиально новых данных о геологическом строении региона (Рихванов, 1958ф; Артемьев, 1958ф; Старчак, 1958, 1960, 1961 гг.; Рошкетаяев, 1976, 1980, 1982, 1984 гг.; Рогачев, 1980, 1984 гг.; Скопинцев, 1995ф; и др.). Окончательно определяется генеральное направление геологических исследований – на рудное золото. Организуются планомерные и целенаправленные поисковые работы в Ильчирской структурно-металлогенической зоне и геологическое доизучение площадей масштаба 1:50 000 (ГДП-50) на стыке Окинской и Гарганской структурно-металлогенических зон, в том числе – западном продолжении Урик-Китойской золоторудной зоны.

В *Ильчирской структурно-металлогенической зоне* по левобережью Китоа в течение 1957–1960 гг. проводятся поисково-съемочные и поисковые работы под руководством Л.И. Старчака (1958, 1960, 1961 гг.). В результате выявляются своеобразные интересные рудопроявления золота: Южное, Сагансайское и Барунгольское, которые впоследствии входят в Сагансайскую золоторудную зону (правильнее потенциальную – прим. авторов). В 1961 г. здесь проводятся оценочные работы (Лбов, 1962ф). Руды проявлений являются комплексными золото-серебряными полисульфидно-блеклорудной минерализации штокверкового типа в рудовмещающих конгломератах сагансайской свиты, контролирующиеся одноименной грабен-синклиналью. В 1989–1995 гг. для обеспечения современной геологической основой площади Зун-Холбинского месторождения при сдаче в ГКЗ СССР проводится ГДП-50 (Скопинцев, 1995ф). В.Г. Скопинцевым предлагается принципиально новая модель формирования золотого оруденения на исследуемой территории. Золотое оруденение связывается с гидротермально-метасоматическими образованиями объединенными в самостоятельный (зунхолбинский серпентинит-березит-лиственитовый) комплекс вне связи с известными магматическими комплексами. Выделяются ранжированные по перспективности площади и оцениваются прогнозные ресурсы золота и других полезных ископаемых площади. Несколько позже, в 1995–1999 гг., здесь проводятся ревизионные работы ООО «ВВС» (Осокин, 2004ф). В результате проведенных исследований выясняется, что золото и серебро находятся только в блеклых рудах, ассоциация которых относится к непромышленному типу. Кроме того, малые параметры и продуктивность минерализованных структур по средневзвешенным содержаниям благородных металлов приводят к выводам о неперспективности рудных тел на данном этапе изученности (Золото Бурятии, 2000; Осокин, 2004ф).

В конце 1970-х гг. под руководством П.А. Рошектаева организуются специализированные поисковые и тематические работы на золото Уртагольской партии в 1978–1982 гг. в верховьях Китоа (Рошектаев, 1982ф).

Подобные работы продолжаются в 1983–1985 гг. Арлыкгольской партией на обозначившемся восточном фланге Урик-Китойской зоны (Бармотин, 1985ф). Дальнейшими поисками и поисково-оценочными работами в бассейне верховьев Оното до 1990 г. занимается Таинская партия (Осокин, 1990ф). Важными открытиями этого периода являются месторождение Таинское, весьма перспективное проявление «Медвежье» и др. Аргументированно обосновывается сложность и многообразие генетических особенностей и металлогенической специфики золотоносности региона.

С 2004 г. организовываются и проводятся геологоразведочные работы ООО «Альянс» на россыпное золото в верховьях Китоа.

В *Окинской структурно-металлогенической зоне* до середины 1970-х гг. каких-либо сведения о значимых золоторудных объектах отсутствуют (исключения – Коневинское проявление (ныне месторождение) жильного типа и Хоньчинская россыпь). Проводятся в незначительных объемах специализированные поисково-разведочные работы на россыпное золото в бассейнах Сархоя, Дибя и Забита – левых притоков Оки (Гамчан, 1957ф; Мастерчук, 1959ф; Ставский, 1970ф). Работы носят эпизодический характер и не могут дать окончательной оценки золотоносности. Тем не менее, многие россыпные объекты Окинской структурно-формационной зоны заслуживают внимания (Рогачев, 1984ф), что подтверждается разведкой одной из многих – Монгол-Дабанской россыпи, в которой проводится подсчет запасов ее только верхней части по категории C_2+P_1 (Смоляк, 1993ф). Доказывается возможность наращивания перспектив и на других потенциально промышленных объектах (Рогачев, 1991ф).

В этой части Восточно-Саянской рудной провинции в бассейнах верховьев Большой Белой, Хоньчина, Тустука, Хазалхы, Дибя, Тиссы, Улзыты, Гаргана (Окинского), Боксона, Хоре и Оки на территории 5116 км² в период 1975–1990 гг. под руководством А.М. Рогачева проводится групповая геологическая съемка, в том числе специализированное геологическое картирование, Тустукской партией (1980ф), геологическая съемка, в том

числе спецгеолкартирование Сорокской партией (1984ф) и геологическое доизучение площадей (ГДП-50) Верхне-Окинской партией (1991ф) масштабов 1:50 000. ГДП-50 южной своей площадью охватывает «стык» Гарганской и Окинской структурно-металлогенических зон, фактически – западное продолжение Урик-Китойской золоторудной зоны. Поочередно, в процессе попутных поисков открывается ряд перспективных золоторудных объектов.

В 1978–1979 гг. А.А. Лавриненковым и Ю.А. Русских в верховьях Хоньчина (левого притока Урика) выявляется Хоньчинское¹⁰ золоторудное проявление золото-мышьякового типа в «зеленых» сланцах окинской серии (Рогачев, 1980ф, 1984ф), в которой с 1999 г. поисково-ревизионные и оценочные работы проводятся ООО «ВВС». Подобные проявления Хурайжалгинское и Хазалхинское одноименных участков, в аналогичных геолого-структурных обстановках, выявляются на левобережье Тустука, в районе ручья Хурай-Жалги и на левобережье Оки (водоразделе последней и Хазалхы – левого притока). Все эти проявления приурочены к сульфидизированным метавулканикам окинской вулканической ассоциации, коррелируемых с таковыми ильчирской в Гарганской структурно-металлогенической зоне. Позднее, в конце 1980-х гг., на Хурайжалгинском проявлении геологом А.А. Мироновым (ПГО «Сосновгеология», Деревенец, 1990, 1993 гг.) в сульфидизированных силлообразных залежах габброамфиболитов окинского субвулканического ультрабазит-базитового комплекса выявляются золото-платиноидные (платина и палладий) руды. Впоследствии этот новый вид комплексной благороднометальной минерализации относится к нетрадиционному типу золото-платиноидного оруденения сульфидизированных родингитов и пирит-магнетитовых метасоматитов (по А.Г. Миронову, С.М. Жмодику; Золото Бурятии, 2000).

В период 1985–1990 гг. при ГДП-50 в бассейне Урда-Боксона, в верховьях ручья Ондольтоя Верхне-Окинской партией выявляется одноименная (Ондольтояская) группа

золоторудных проявлений (Рогачев, 1991ф), где по настоящее время поисково-оценочные работы производит ОАО «Сосновгео».

В это время, на площади расположенной между Водораздельным и Барун-Холбинским месторождениями по благоприятным геолого-структурным и геохимическим факторам выделяется участок Светлый, где обнаруживается перспективная группа проявлений, в том числе Белобар (по фамилиям геологов Белоусова В.А. и Бармотина В.К.). До 2006 г. здесь проводились поисково-оценочные работы ЗАО «Зун-Хада» ОАО «Полиметаллы».

Кроме вышеуказанных значимых золоторудных объектов, на левобережье Урика, юго-восточнее Ботогольского месторождения графита, в пределах ранее известного редкоземельно-редкометального Хушагольского проявления, выявлено одноименное проявление золота в кварцевой жиле мощностью 20 см, вмещающей альбититами по сиенитам периферии эндоконтакта Хушагольского щелочного массива. Содержания золота до 100 г/т, 1 % иттрия, 0.5 % циркония, 0.3 % ниобия, 0.05 % тантала, 0.3 % цинка и 0.6 % марганца (Рогачев, 1991ф).

С конца 1980-х годов силами экспедиции ПГО «Сосновгеология» (ныне «Сосновгео») организуются ревизионно-поисковые работы на золото в бассейнах Сенцы, Хончена, Урика и Тустука. Главным достижением первого этапа этих работ явилось открытие А.А. Мироновым весьма перспективного и очень своеобразного Хурай-Жалгинского проявления платины, палладия и золота в интрузивных залежах гипербазит-базитовой формации окинского субвулканического комплекса (Деревенец, 1990, 1993 гг.). В 1992 г. ОАО «Сосновгео» получает лицензию на право эксплуатации Водораздельного месторождения и проведения поисковых работ в радиусе 15–20 км. Последние продолжались в пределах Урикского рудного поля западного продолжения Урик-Китойской золоторудной зоны (Деревенец, 1993ф; и др.). Открываются новые рудные зоны, значение которых, к сожалению, до сих пор не оказывает существенного влияния на изменение общей

¹⁰ Верхнехоньчинское рудное поле, по материалам ЦНИГРИ, отв. исп. В.Д. Конкин (2003 г.)

экономической оценки Водораздельного месторождения. В период 1989–1997 гг. тем же предприятием на флангах Барун-Холбинского месторождения проводятся площадные поисковые работы. При этом выявляются новые перспективные золоторудные зоны. Начата проходка штольни № 18 и продолжена, ранее пройденная, штольня № 7 (Бухаров, 1997ф). С 1999 г. геологоразведочные работы с попутной добычей золота на этом месторождении продолжает ЗАО «Зун-Хада», а в апреле 2001 г. в п. Барун-Холбе запускается в производство обогатительная фабрика. С 2000 г. здесь же, на флангах месторождения, продолжаются поисково-оценочные работы (участки Светлый и Хурайжалгинский). С 2003 г. добыча золота приостановлена.

Подводя итоги этого периода исследований и освоения недр Восточного Саяна Бурятии, начиная с открытия Пионерского золоторудного месторождения, можно с уверенностью говорить о высокой эффективности проведенных геологоразведочных работ. Выявлены и разведаны многочисленные золоторудные объекты промышленного значения, а на самом крупном из них – Зун-Холбинском с 1987 г. начались эксплуатационные работы. Значительно расширены перспективы региона, в том числе на золото.

Однако с начала 1990-х гг. энтузиазм, инициатива и активность геологических исследований, которые во все времена играли решающую роль, начинают резко ослабевать. Начавшаяся перестройка и развал СССР самым негативным образом сказываются на процессе геологических исследований. Тем не менее, успешно завершается детальная разведка Зун-Холбинского месторождения и подсчитываются его запасы (Рощектаев, 1991ф), а также геолого-съёмочные работы по ГДП-50 (Рогачев, 1991ф). Со значительными трудностями заканчиваются поисковые работы, включающие в себя оценку россыпей золота, проведенные под руководством А.П. Осокина (1990ф). ГДП-50, проведенное Самартинской геологосъёмочной партией (Скопинцев, 1995ф) охватывают центральную и восточную части Урик-Китойской золоторудной зоны и восточную часть Гарганского золоторудного района, включая центральную

часть и восточный фланг Урик-Китойской золоторудной зоны.

Неудачно проводятся поисковые и поисково-оценочные работы Восточной партией Окинской ГРЭ в 1987–1992 гг. (Куликов, 1995ф). Этот период совпадает с окончанием детальной разведки Зун-Холбинского месторождения одноименной партией, составлением отчета по обобщенным материалам разведок с подсчетом запасов и одновременным началом развала Окинской экспедиции. С высокими поисковой эффективностью и геологическим уровнем решаемых задач справились партии Уртагольская (Рощектаев, 1982ф), Арлыкгольская (Бармотин, 1985ф) и Таинская (Осокин, 1990ф), которые последовательно друг за другом, в начальный период под руководством П.А. Рощектаева, выполняли поставленные геолого-поисковые задачи в пределах восточного продолжения Урик-Китойской золоторудной и Ильчирской структурно-металлогенической зон (междуречье верховьев Онота и Китоя).

К концу этого периода распадается мощная в свое время геологическая служба Окинской экспедиции. Именно в этот период начала 1990-х гг. прекращает свое существование Окинская ГРЭ ПГО «Бурятгеология», ранее сыгравшая главную роль в освоении природных богатств Восточного Саяна Бурятии.

Начиная с 1987 г., параллельно с геологоразведочными работами на Зун-Холбинском месторождении, на его верхних горизонтах уже проводятся эксплуатационные работы в блоках, утвержденных в ГКЗ СССР в 1973 г. Работы ведутся старательской артелью «Саяны» от строящегося Холбинского рудника. Геологоразведочные работы, но уже с отработкой запасов, на этом месторождении возобновляются в 1998 г., которые осуществляются ОАО Бурятзолото. Таким образом, Зун-Холбинское месторождение представляется, как крупный золоторудный объект, «разведанный только в наиболее доступной части, возможно, не самой лучшей» (Золото Бурятии, 2000, стр. 29).

Современный период (конец 1990-х гг. – настоящее время)

В 1997 г. ОАО «Бурятзолото» получает лицензию на геологическое изучение и добычу золота Пионерского месторождения, а в 1998 г. утверждается проект на проведение геологоразведочных работ с целью промышленной оценки запасов флангов этого месторождения (участков Золотого, Пионерского, Западного и прогнозных ресурсов – Южного). Геологоразведочные работы и отработка запасов Зун-Холбинского месторождения с 1991 г. производятся рудником Холбинским ОАО «Бурятзолото» по лицензии на добычу золота и серебра сроком до 2019 г. В 1999 г. это же предприятие получает лицензию на поиски, разведку и добычу месторождений золота в 15-км зоне, примыкающей к промплощадке рудника Холбинский. Организируются и начинают проводиться поисковые работы на западном продолжении Ольгинской золоторудной зоны (участок Кварцитовый), на фланге Зун-Холбинского месторождения (участки Холбинский, Калининский), а также в пределах Самартинского и Левосамартинского рудных полей Урик-Китойской золоторудной зоны (участки Скалистый, Амбартагольский, Васильевский, Новый).

В 1999–2003 гг. Л.С. Дорошкевич (2003ф) проводит обобщение и интерпретацию геохимической информации по первичным ореолам по площади в контурах листов N-47- XXXV и – XXXVI. В формировании базы данных задействует ретроспективные данные ГСР м-ба 1:50 000 и, частично, поисково-оценочных работ за период 1957–2002 гг. Рекомендует 47 аномальных полей золота (из 78-ми) к дальнейшим поисково-ревизионным работам. Проводит оценку прогнозных ресурсов золота категорий P_1 и P_2 по геохимическим данным. Разрабатывает геохимические признаки и критерии поисков по первичным, вторичным ореолам и потокам рассеяния ведущих геолого-промышленных типов золоторудных месторождений района.

С 1999 г. в пределах северной части Окинско-синклинория (или одноименной структурно-металлогенической зоны) под руководством А.П. Осокина организируются и проводятся ревизионно-поисковые работы

одним из отрядов ООО «ВВС». В результате в районе ранее известного с 1964 г. Коневинского жильного проявления золота выявляется ряд других перспективных золоторудных тел. После проведения незначительного объема горно-буровых работ и подсчета запасов на конец 2003 г. проявление практически переводится в ранг месторождения.

Продолжаются геологоразведочные работы на нефрит ОАО «Байкалкварцсамцветы» (Оспинское месторождение и частично Горлыкское), а в пределах последнего силами ООО «Сибирьгеология» с 1999 – поисково-оценочные работы (Краснов, 2001ф).

В 2001–2003 гг. ООО «Ока-К» под руководством В.П. Табинаева (геологи А.М. Рогачев, С.Д. Цуцар) проводятся геологоразведочные работы и подсчитываются запасы по категориям C_1+C_2 по одной из залежей уникального (по мнению авторов) Буралсарьдагского месторождения кварцевого сырья (гранулированного кварца). Последнее находится на водоразделе верховий Гаргана (Окинско-синклинория) и Урика, куда проводится автомобильная грунтовая дорога IV класса от трассы Монды-Орлик.

В этот же период, предприятием «Триумф» (г. Иркутск) получается лицензия на проведение геологоразведочных работ и добычу золота Хоньчинских и Шигнинских россыпей, а также Зэгэн-Гольского золоторудного месторождения левобережья Урика, расположенного на границе Бурятии и Иркутской области. На Урикские россыпи этого же района получается подобная лицензия ООО «Восточный Альянс» (г. Иркутск) и строится автопролаз по трассе Черемхово–Онот–Урик. С 2004 г. согласно лицензии в верховьях Китая проводятся геологоразведочные работы на россыпное золото (ООО «Альянс», г. Иркутск).

С 2004 г. возобновляются геологоразведочные работы на Водораздельном месторождении ЗАО «Топхор», г. Иркутск, а в пределах площадей палеогеновых кор выветривания, вмещающих карстовые фосфориты Харанурского месторождения, на водоразделе одноименного озера и Хара-Жалги (правого притока Урика). В.П. Хлыбовым и А.А. Мироновым (ООО «Прогноз») в 2002–2003 гг. определяется золотоносность гипергенных образований. Работы по оценке

золотоносности упомянутых кор выветривания продолжаются в 2003–2008 гг. и завершаются открытием месторождения с утверждением запасов в ТКЗ РБ (Миронов, 2014ф).

При дефиците ассигнований введен новый вид региональных работ: ревизионно-поисковые и прогнозно-поисковые работы, которые при небольшом объеме финансирования позволяют опойскаывать значительные площади. ОАО «Сосновгео» выполняются ревизионно-поисковые работы масштаба 1:200000 на золото в пределах Тисса-Сархойского рудного района (Гусаревич, 2007ф). Проводится оценка прогнозных ресурсов P_2 и P_1 и рекомендуются для дальнейшего изучения участки Хорингольского, Сагангольского, Аршанского и Ветровского проявлений. В 2008 г. на Хорин-Гольский и Тенгисин-Дабанский участки ООО Вертекс Инвест выдается лицензия на проведение поисковых и оценочных работ. В 2005–2007 гг. ОАО «Сосновгео» проводятся прогнозно-поисковые работы масштаба 1:200000 на западном окончании Гарганского рудного района (Летунов, 2008ф). Основанием для проведения работ послужил участок Ондольтойский выделенный А.М. Рогачевым (1991ф) по результатам геохимических работ. Расширяются перспективы исследуемой площади на рудное золото. Одновременно выполняются прогнозно-поисковые работы масштаба 1:200000 – 1:10000 на рудное золото в Ильчирском рудном районе (Скопинцев, 2007ф). Создается электронная база данных по объектам золота с включением рудно-минералогической, геологической, геохимической и геофизической информации. В формировании золоторудных объектов подтверждается определяющая роль гидротермально-метасоматических образований зунхолбинского комплекса. Разрабатываются рекомендации по направлению, видам и очередности проведения геолого-разведочных работ. По 15-ти площадям оцениваются прогнозные ресурсы золота и серебра различной перспективности.

Готовятся к изданию комплекты Государственных геологических карт РФ масштаба 1:1000000 (третье поколение) на лист

М – 47, охватывающий зону сочленения Гарганского и Ильчирского рудных районов (Александровский, 2010) и лист N–47, включающий основную часть исследуемой территории (Галимова, 2011). В комплектах обобщаются материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым южной части Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Основное внимание уделяется полезным ископаемым, уточняется минерагеническое районирование, оцениваются прогнозные ресурсы впервые выделенных объектов, даются рекомендации по дальнейшим работам.

В результате ГДП-200, проведенного в 2014–2016 гг., составляется комплект Госгеолкарт-200 (второе поколение) листов N-47-XXXIV, М-47-IV. Уточняется схема минерагенического районирования, в том числе границы Дибинского рудного узла и Хайгасынской рудной зоны. Сархойский рудный узел объединяется с Хорингол-Обогольским с уточненными границами. Выделяется Хурай-Жахнинский потенциальный титанорудный узел, Забитская потенциальная золоторудная зона, Хойтогол-Шутхулайский подрайон термальных подземных вод. Дается прогнозная оценка территории на 6 видов минерального сырья, в том числе (категория P_3) на рудное и россыпное золото (Скопинцев и др., 2016).

В 2019 г. завершается подготовка к изданию комплектов Госгеолкарт-200 по листам N-47-XXXV, XXXVI (Скопинцев, 2019ф)¹¹. Уточняются закономерности размещения полезных ископаемых, в том числе золота, факторы и критерии их прогнозирования, границы минерагенических таксонов, перспективные на обнаружение месторождений полезных ископаемых; уточняются прогнозные ресурсы полезных ископаемых категории P_3 . Максимально возможно используются схемы минерагенического районирования и названия минерагенических таксонов, нашедшие практическое применение при проведении геолого-разведочных работ на исследуемой территории. Определяется направление

¹¹ Работы по упомянутым листам проводились с 1994 г. с большими перерывами.

работ по дальнейшему изучению и лицензированию золоторудных объектов разного ранга. Спустя 20 лет находят подтверждение сделанные при ГДП-50 (Скопинцев, 1995ф) выводы, касающиеся немагматической природы рудообразующих растворов, в том числе связанных с ними процессов березитизации, лиственитизации (зунхолбинский комплекс) (Дамдинов, 2018). В рудных полях месторождений Восточного Саяна подтверждается отсутствие магматических пород, синхронных с рудами.

В настоящее время ведутся добычные и разведочные работы на Зун-Холбинском, Зун-Оспинском и др. золоторудных месторождениях золота.

Заключение

Рассмотрены периоды геологического изучения и освоения юго-восточной части Восточного Саяна, выделявшиеся традиционно, и обозначен современный период, начавшийся в конце 1990-х гг. За время освоения этой территории с начала 19-го столетия открыты многочисленные месторождения. Территория имеет сложное геологическое строение, поэтому в оценке перспектив ее золотоносности имеют место противоречия. Значительная, но разрозненная и пока недостаточно обобщенная изученность позволяет говорить о положительных перспективах района, при этом сохраняя высокий потенциал открытия новых интересных промышленных золоторудных объектов.

Литература

- Галимова Т. Ф., Пашкова А. Г., Поваринцева С. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47. – Нижнеудинск, 2012.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1988, 193 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна / Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1989, 127 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-47-Куггуртук / Александровский Ю.С., Семенов М.И., Шаталина Т.А., Федоренко О.Н., Сосновская О.В., Скопинцев В.Г., Руденко В.Е., Шаповалов Д.Н., Никитина И.С. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.
- Дамдинов Б.Б. Типы благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна: состав, условия формирования и генезис. Дисс. раб. на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2018. 480 с.
- Золото Бурятии / Рошкетаяев П.А., Мионов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Кн. 1. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000, 464 с.
- Рошкетаяев П.А., Бахтин В.И. и др. Золото Бурятии. Кн. 2. Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 2007. 331 с.
- Исаков В.М., Рогачев А.М. Реконструкция геодинамических режимов в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, № 6, 1990. С. 19–28 с.
- Катюха Ю.П., Рогачев А.М., Бялый В.И. К стратиграфии палеозоя юго-восточной части Восточного Саяна. Проблемы возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к геологическим государственным картам. Иркутск: ВостСибНИИГТ и МС, 1980, 114–115 с.
- Катюха Ю.П., Рогачев А.М. О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свит и окинской серии Восточного Саяна // Геология и геофизика, № 5, 1983, 68–78 с.
- Минералогическая карта России, м-б 1:5 000 000; ВСЕГЕИ, 2006 г.; гл. ред. О.В. Петров.
- Рогачев А.М., Исаков В.М., Попова А.Ф. Основные черты строения и формирования метаморфического комплекса северного обрамления Гарганской глыбы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО СССР, 1986. С. 75–81.
- Рогачев А.М., Исаков В.М., Попова А.Ф. Тектонический покров базитовых силлов на левом водоразделе реки Хоре (Восточный Саян) // Геология и геофизика, № 7, 1990. С. 123–125.
- Рошкетаяев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна //

Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск, 1983. С. 19–43.

Скопинцев В.Г., Скопинцева Е.В., Ивлев А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXV (Сорок). Электронный ресурс. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ИП «Скопинцев». Электрон. дан. М.: Московский филиал

ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. 1 опт. диск (DVD-ROM) (1.14 Гб).

Скопинцев В.Г., Скопинцева Е. В., Ивлев А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXVI (Самарта). [Электронный ресурс]. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ИП «Скопинцев». М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. 1 опт. диск (DVD-ROM) (2.79 Гб).

Рогачев Александр Михайлович,

п. Монды, Окинская экспедиция,
начальник партии,
ОАО «Бурятзолото», Улан-Удэ,
геолог.

Rogachev Alexander Mikhailovich,

Mondy, Oka expedition,
party leader,
Buryatzoloto, Ulan-Ude,
geologist.

Скопинцев Виктор Германович,

п. Монды, Окинская экспедиция,
начальник партии,
г. Улан-Удэ, индивидуальный предприни-

матель,

email: vgskopin@gmail.com.

Skopintsev Viktor Germanovich,

P. Mondy, Okina expedition,
party leader,
Ulan-Ude, individual entrepreneur,

email: vgskopin@gmail.com.

Рогачева Татьяна Николаевна,

п. Монды, Окинская экспедиция,
геолог.

Rogacheva Tatyana Nikolaevna,

Mondy, Oka expedition,
geologist.

Рогачев Михаил Александрович,

ОАО «Бурятзолото», Улан-Удэ,
геолог,
АО артель Витим, Бодайбо,
Бодайбо, ул. Труда, 24,
геолог.

Rogachev Mikhail Aleksandrovich,

JSC "Buryatzoloto", Ulan-Ude,
geologist,
JSC Artel Vitim, Bodaibo,
Bodaibo, Truda str., 24,
geologist.

От редакции

История изученности золотоносности Восточно-Саянской рудной провинции Бурятии входит в круг обсуждаемых вопросов по курсу «История и методология геологических наук» при обучении студентов геологического факультета Иркутского госуниверситета. Публикуется рукопись статьи, первоначально подготовленная А.М. Рогачевым и др. в 2006 г. с позиций выполненного им анализа изучения золотоносности в юго-восточной части Восточного Саяна. В работе делался акцент на изученности Гарганского, Ильчирского и Окинского рудных районов. По тематике золотоносности в то же время публиковались монографии: Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Золото Бурятии. Кн. 1. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2000. Изд-ние 2-е, 2004. 515 с. Рощектаев П.А., Бахтин В.И. и др. Золото Бурятии. Кн. 2. Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 2007. 331 с. История последующих геологических исследований юго-восточной части Восточного Саяна представлена В.Г. Скопинцевым.

С.В. Рассказов

Литературные обзоры

УДК 550.1

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.161>

Аналитические обзоры основных проблем геологии 2003–2007 гг. Виктора Ефимовича Хаина и их значение для понимания современных достижений в геологических изысканиях

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия²Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Представлен обзор основных проблем геологии, сделанный В.Е. Хаиным в 2003 и 2007 гг. В обзоре показана разная степень обоснованности гипотез с акцентом на прорывные работы и явно сомнительные построения, которые нуждались в то время в дополнительной аргументации. Этот обзор необходим для понимания прогрессивного и дегенеративного развития геологии последних 20 лет.

Ключевые слова: теория Земли, проблемы геологии, эволюция, магматизм, геодинамика.

Analytical reviews of the main geological problems in 2003–2007 by Viktor Efimovich Khain and their significance for understanding modern achievements in geological surveys

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia²Irkutsk State University, Faculty of Geology, Irkutsk, Russia

Abstract. A review of the main problems of geology by V.E. Khain in 2003 and 2007. This shows different degrees of validity of hypotheses with an emphasis on breakthrough work and clearly doubtful constructions that required additional argumentation at that time. This review is necessary to understand the progressive and degenerative development of geology in the last 20 years.

Keywords: theory of the Earth, problems of geology, evolution, magmatism, geodynamics.

Введение

Уже более десяти лет на геологическом факультете Иркутского госуниверситета проводятся семинарские занятия со студентами магистерской подготовки по курсу «Современные проблемы геологии». Основные вопросы семинара по части, касающейся динамической геологии, выстраивались в основном по четырем публикациям: монографии В.Е. Хаина «Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348

с.», провокационной статьи двух японских и одного китайского исследователей (Maruyama et al., 2007), монографии о новой теории Земли (Anderson, 2007) и учебника по полемике вокруг гипотез о тектонике литосферных плит и плюмов, который был подготовлен для студентов Университета Дарэма, Великобритания (Foulger, 2010). В контексте идей этих четырех публикаций освещались заметные статьи 2010–2022 гг., несущие новые геологические знания.

Значение актуальных исследований может быть воспринято только в сопоставлении с результатами, достигнутыми по геологическим направлениям, считавшимся современными в предшествующие годы. Настоящая работа подготовлена для преодоления возникшего диссонанса между устоявшимися представлениями динамической геологии 2003 г. и новыми исследованиями, которые можно отнести к категории актуальных последующих 20 лет. В настоящей работе приводится анализ состояния геологии 2003–2007 гг., представленный В.Е. Хаиным, с тем чтобы в будущей статье осветить наиболее актуальные вопросы, выступившие на первый план в геологии 20 лет спустя.

Перечень геологических проблем 2003 г.

Примерный перечень актуальных исследований геологии, обозначенный в первом

издании книги В.Е. Хаина 1995 г. и частично дополненный в издании 2003 г., приводится далее в форме конспекта.

1. Рождение планеты Земля:

- космогенические гипотезы,
- механизм образования планет земной группы,
- механизм образования ядра,
- происхождение Луны (рис. 1),
- гипотезы холодной и горячей Земли.

Из обзора следует, что проблема рождения Земли относится в большей степени к сугубо гипотетическим, предполагающим неоднозначное толкование немногочисленных имеющих фактов, но новые данные, полученные на основе современных технологий способствуют быстрому развитию представлений о закономерностях образования Земли как одного из космических тел.

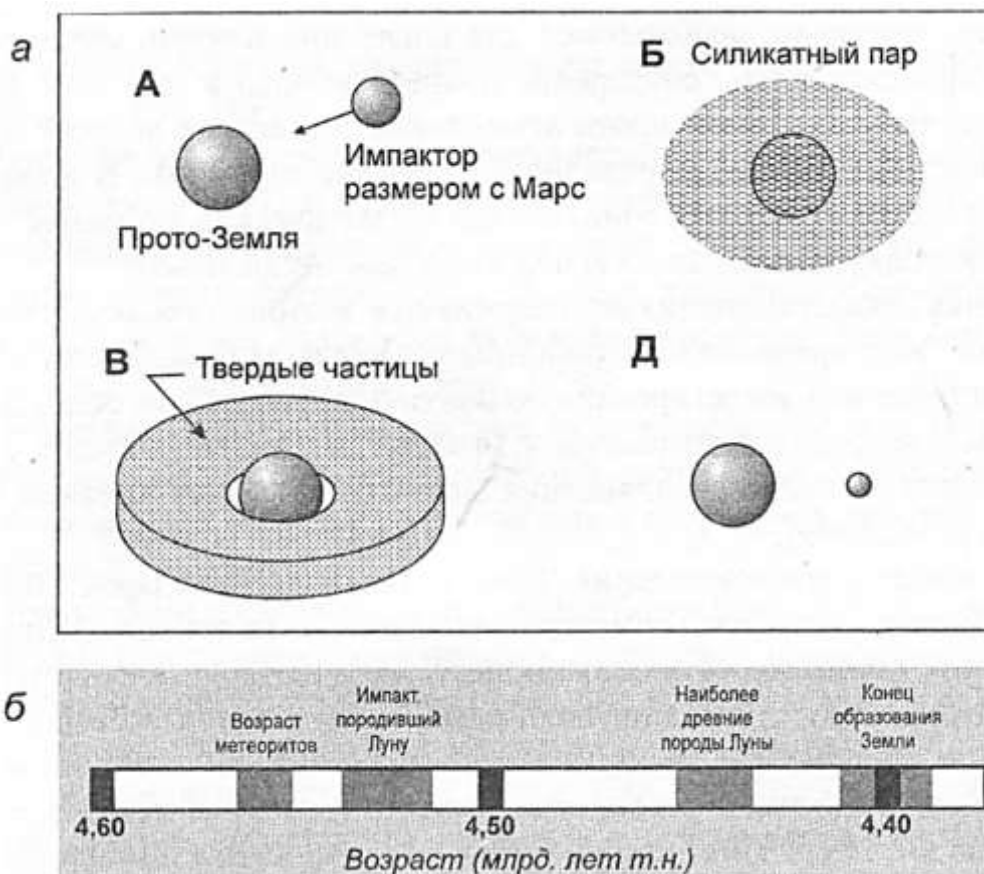


Рис. 1. Образование Луны (Ida et al., 1997) и ее возраст (De Paolo, 1994).

Fig. 1. Formation of the Moon (Ida et al., 1997) and its age (De Paolo, 1994).

2. Первая кора Земли. Возможный состав и способ образования:

- раннее выплавление коры,
- время образования атмосферы,

- комплекс Исуа в Гренландии возрастом 3.9–3.8 млн лет с признаками существования жидкой воды,

- древнейшие на Земле серые гнейсы Акаста кратона Слэйв на Канадском щите,

- обломочные цирконы из отложений Джек Хиллз в Западной Австралии возрастом до 4.4 млрд лет,

- образование гранитного вещества на стадии аккреции.

из обзора следует, что проблема первой коры Земли находится на стадии поисков объектов, которые были бы показательны для оценки ее состава и способа образования.

3. Серые гнейсы и зарождение континентов:

- «серогнейсовая» кора – единственный представитель коры континентального типа в раннем-среднем архее (до 3 млрд лет назад),

- начало образования зрелой континентальной коры в позднем архее (с 3.5 млрд лет назад),

- начало образования зеленокаменных поясов, способы образования серых гнейсов – сагдукцией (прогибанием), субдукцией и обдукцией,

- сходство и отличие адакитов молодых дуг от похожих пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов зеленокаменных поясов,

- два типа адакитов – с высоким и низким MgO.

Из обзора следует, что проблема серых гнейсов тесно связана с проблемой зарождения континентов.

4. Происхождение жизни на Земле:

- существование органического мира – главное отличие Земли от остальных планет Солнечной системы,

- гипотеза С. Аррениуса о первоначальном внеземном зарождении жизни и привнесении ее на Землю космическими телами,

- гипотеза земного происхождения органического мира,

- синтез организмов из рибонуклеиновой кислоты (РНК),

- влияние состава примитивной атмосферы,

- зарождение жизни в гидротермах дна океана,

- первые морфологически различимые остатки микроорганизмов Южной Африки возрастом 3.5 млрд лет,

- железистые кварциты возрастом >3.85 млрд лет на о-ве Акилья (ЮЗ Гренландия) с соотношением $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$, характерным для живых организмов,

- находки цианобактерий в метеоритах (Розанов, 2000),

- концепция Э.М. Галимова (2001).

Из обзора следует, что проблема происхождения жизни на Земле, по-прежнему занимает умы геологов и палеонтологов.

5. Становление первой Пангеи и происхождение Панталассы, причины диссимметрии Земли:

- острова сиалической коры в раннем архее,

- заложение зеленокаменных поясов (ЗКП) на протоконтинентальной коре, между островами сиали и над восходящими ветвями мантийных течений или мантийными струями,

- ЗКП с сериями, бимодальными (рифтогенными, среднеархейскими) и последовательно дифференцированными (спредингово-субдукционными, позднеархейскими) (по А. Крёнеру),

- обзор ЗКП,

- к началу протерозоя поверхность Земли разделилась на суперконтинент Пангею и Мировой океан – Панталассу с образованием коренной диссимметрии Земли,

- вариант происхождения диссимметрии Земли в результате дефлюидизации при импактном событии, сопровождавшемся образованием Луны,

- смена хаотической конвекции гадея (или хадия, Hadean) многоячейистой верхнемантийной архея с дальнейшим переходом к общемантийной одноячейистой,

- история суперконтинентов.

Из обзора следует, что проблема становления первой Пангеи и происхождения Панталассы с образованием диссимметрии Земли важна для понимания динамики Земли.

6. Тектоника плит: когда и как она началась?

- относительные перемещения литосферных плит: раздвиг, поддвиг одних под другие, сдвиг,

- расшифровка кинематики плит по линейным магнитным аномалиям океанского ложа начиная со 160 млн лет назад,

- с 1 млрд до 160 млн лет назад линейные аномалии не сохранились, поэтому точность реконструкций ниже, ведущий метод реконструкций для этого временного интервала – палеомагнитный с привлечением данных палеоклиматологии и палеобиогеографии,

- наименее достоверна информация по среднепротерозойскому этапу (1.65–0.85 млрд лет назад),

- для этапа раннего протерозоя (2.5–1.65 млрд лет назад) установлены типичные офиолиты, начинают обнаруживать глаукофановые сланцы, например, в Китае, роль метаморфических пород высокого давления играют эклогиты,

- гипотеза о «тектонике малых плит» этого времени как отражения мелкочаистой астеносферной конвекции Рэлея–Бенара,

- в архее основание ЗКП сложено лавами толеитовых базальтов и коматиитов с силами и дайками тех же пород, эти комплексы отличаются от более поздних офиолитов,

- вулканические породы средней и верхней частей разреза ЗКП подобны известково-щелочным сериям молодых вулканических дуг,

- развитие ЗКП заканчивается в условиях интенсивного сжатия, до 3.5 млрд лет назад,

- Земля переживала доплитно-тектонический этап своего развития, когда ее геодинамика определялась мантийными струями, сравнение этого этапа с Венерой, развитие которой остановилось на этой стадии, в интервале 4.2–3.9 млрд лет назад, существенную роль играла бомбардировка Земли космическими телами,

- переход от плюм-тектоники к плейт-тектонике в середине архея связан с охлаждением литосферы и появлением в ней устойчивой сети регматических трещин,

- находки полных офиолитовых комплексов в Северной Корелии и Северо-Восточном Китае,

- аналоги офиолитового комплекса и аккреционной призмы в поясе Исуа ЮЗ Гренландии.

Из обзора следует, что проблема начала тектоники литосферных плит разрабатывается в терминах гипотетических построений, нуждающихся в серьезной аргументации.

7. Происхождение гранитов:

- присутствие гранитов – основное отличие континентальной коры от океанической и вместе с тем земной коры от коры всех других планет земной группы и нашего спутника – Луны,

- пик гранитообразования приходится на конец архея, около 2.5 млрд лет назад, когда произошло становление уже вполне зрелой континентальной коры и первого, более или менее достоверно установленного суперконтинента Пангеи-0,

- закономерная смена типов гранитов в истории Земли,

- наиболее древним типом гранитов должны быть океанические плагиограниты – конечный продукт дифференциации толеит-базальтовой магмы,

- тонолит-трондьемит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация, продукт вторичного плавления мафических образований протоокеанической коры (метабазальтов, амфиболитов),

- в конце архея появляются и далее играют основную роль калиевые гранитоиды островодужного происхождения,

- калиевые гранитоиды встречаются в энсиматических дугах, если в разрезе присутствует более древняя континентальная кора,

- калиевые гранитоиды энсиалических дуг и краевых вулкано-плутонических поясов – выплавки нижней коры за счет летучих из зоны субдукции,

- калиевые гранитоиды обстановки коллизии континент–континент (или континент – микроконтинент, континент – вулканическая дуга), плаваются мощные толщи осадков и вулканитов в условиях анатексиса и палингенеза, пример – лейкогранитовые плутоны Гималаев, образовавшихся за счет переплавления докембрийских парагнейсов основания надвинутой плиты,

- калиевые постколлизийные гранитоиды образуют плутоны небольших размеров, нередко кольцевой формы, диапиры или кальдеры,

- калиевые внутриплитные гранитоиды, анорогенные (А-типа), подразделяющиеся на А1 и А2 по Y/Nb и Yb/Ta ,

- граниты рапакиви обозначают время формирования суперконтинента Пангеи-1 в конце раннего и в среднем протерозое,

- три основные категории гранитоидов: 1) мантийная (плагиограниты осей спрединга, щелочные гранитоиды океанических островов, гранитоиды энсиматических островных дуг), 2) мантийно-коровая (гранитоиды энсиалических островных дуг, постколлизийные, внутриплитные рифтовых зон и горячих точек), 3) коровая, анатектического происхождения,

- типизация гранитоидов в цикле Вилсона, предложенная Б. Барбареном (Barbarin, 1999).

Из обзора следует, что, несмотря на 200-летнюю историю изучения гранитов, проблема их происхождения остается

важной в связи с определением типов геодинамических обстановок.

8. Происхождение и возраст Мирового океана:

- уже в раннем протерозое на Земле существовали морские бассейны, сравнимые по ширине с современными океанами,

- полемика со сторонниками расширяющейся Земли, отрицающими существование домезозойских океанов,

- сценарий развития поверхностной гидросферы, начиная со стадии аккреции Земли,

- сборка и распад суперконтинентов (рис. 2),

- распад суперконтинента Родинии сопровождался образованием Тихого океана, возникшего не позднее позднего протерозоя.

Из обзора следует, что проблема происхождения и возраста Мирового океана требует более серьезной проработки.

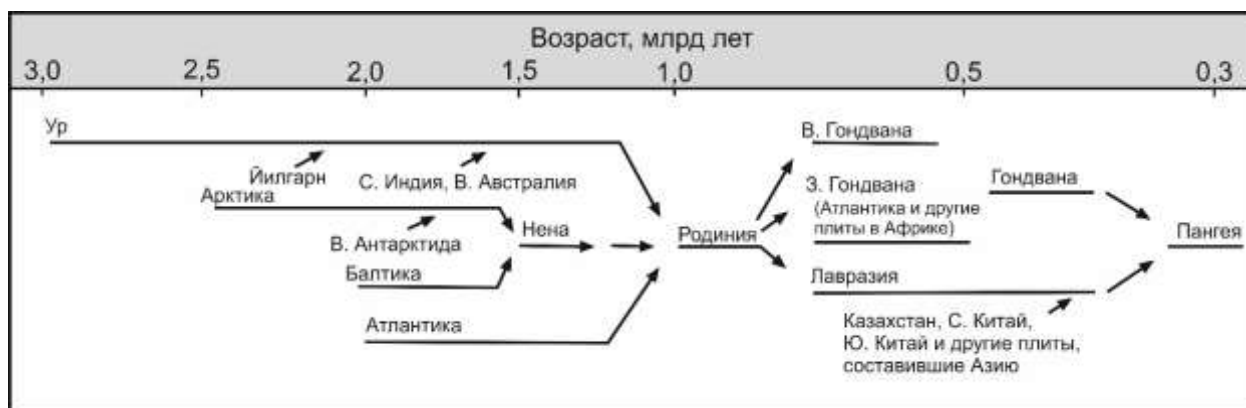


Рис. 2. Диаграмма истории главных континентов (Rogers, 1996).

Fig. 2. Diagram of the history of the major continents (Rogers, 1996).

9. Великие оледенения, их число и причины:

- современное покровное оледенение Антарктиды и Гренландии – реликт гораздо более обширного оледенения, охватившего нашу планету 18 тыс. лет назад,

- оледенение в Северном полушарии началось уже в позднем миоцене, около 10 млн лет назад (по уточненным данным, 2.7 млн лет назад), а оледенение Антарктиды – гораздо раньше, в олигоцене, не позднее 38 млн лет назад,

- циклы М. Миланковича и их подтверждение данными по составу изотопов кислорода в карбонатах Мирового океана,

- начало оледенения Антарктиды совпало с началом на Земле альпийского горообразования, а начало оледенения Антарктики – с одним из наиболее крупных его параксизмов,

- позднепалеозойское оледенение Гондваны,

- позднеордовикско-раннесилурийское оледенение,

- оледенение конца рифея – начала венда (варангерийское или лапландское)) в интервале 610–590 млн лет назад (по уточненным

данным, позднерифейское – 740–720 млн лет назад, ранневендское – 620–600 млн лет назад, поздневендское – 580–570 млн лет назад и границы венда – кембрия – 454 млн лет назад), основное тектоническое событие – байкальский орогенез, известный в Европе как кадомский, в Африке как панафриканский, в Южной Америке как бразильский. Этот орогенез привел к становлению суперконтинента Гондвана,

- позднерифейское покровное оледенение 850–800 млн лет назад соответствовало ранней фазе байкальского орогенеза,

- покровное оледенение в конце среднего рифея 1.1–1.0 млн лет назад соответствовало гренвилевскому орогенезу,

- наиболее раннее оледенение имело место в раннем протерозое 2.4–2.2 млн лет назад,

- имеются данные о позднеархейских оледенениях 2.9 и 2.53 млн лет назад,

- уточненные временные интервалы оледенений в палеозое: 445–429 млн лет назад (поздний ордовик – ранний силур), 363–353 млн лет назад (поздний девон – начало каменноугольного периода), 338–256 млн лет назад (поздний палеозой),

- гипотеза «Snowball Earth» в неопротерозое (Kirshvink, 1992), полное затухание биопродуктивности океанских вод в эту эпоху по изотопным данным (Hoffman et al., 1998),

- эдиакарская фауна бесскелетных беспозвоночных,

- периодичность оледенений неопротерозоя и фанерозоя примерно через каждые 150 млн лет (Чумаков, 2001а,б), совпадающая с циклами Бертрана.

Из обзора следует, что проблема великих оледенений дискутируется, и разработки по этой теме несут новое понимание динамики Земли в историческом аспекте.

10. Расцвет органической жизни на рубеже докембрия и фанерозоя, возможные причины:

- примерно 600 млн лет назад был большой взрыв в развитии органического мира, состоявший из двух крупных событий: 1) внезапного появления довольно разнообразных мягкотелых беспозвоночных (эдиакарской фауны) в начале венда, сразу после

варангерийского (лапландского) оледенения и 2) почти столь же внезапное появление еще более разнообразной фауны, из которой в начале кембрия, около 540 млн лет назад, возникли почти все известные группы беспозвоночных,

- еще до 1940-х годов существовало представление об огромном пробеле в геологической летописи, предшествовавшей кембрию и названном Ч. Уолкоттом «липальским интервалом» между гуронской системой (нижний протерозой) и подошвой кембрия, т. е. в современном летоисчислении около 1 млрд лет, после этого интервала и появилась кембрийская фауна,

- находки губок на эдиакарском уровне в Юго-Западной Монголии и Южном Китае,

- переходный период 15–25 млн лет в томмотском и атдабанском веках раннего кембрия Сибири,

- богатая фауна скелетных и бесскелетных организмов в местности Ченцзян провинции Юньань Южного Китая, к началу кембрия эдиакарская фауна полностью не исчезла,

- причина кембрийской «вспышки» – распространение апвеллинга глубинных вод океанов, способствовавшего накоплению богатых залежей фосфоритов на границе венда и кембрия и изменение состава растворенных солей,

- другой фактор – резкое возрастание численности гетеротрофных организмов – хищников,

- гипотеза А.В. Сачавы о влиянии на эволюцию биосферы значительных, и притом циклических, колебаний содержания свободного кислорода в системе атмосфера – гидросфера, в позднем рифее наблюдалось повышенное содержание свободного кислорода в атмосфере в связи с существованием в то время Пангеи I и низким уровнем тектоно-вулканической активности на Земле, деструкция Пангеи I – Родинии, усиление вулканических и тектонических процессов должны были повлечь за собой падение содержания свободного кислорода и возрастание содержания углекислого газа в атмосфере, потепление климата и другие следствия.

Из обзора следует, что «главные стимуляторы» эдиакарской и кембрийской

«вспышек» органического мира еще не обнаружены.

11. Великие вымирания и великие обновления органического мира: земные или космические причины?

- в фанерозое насчитывается большое число эпизодов обновления органического мира, но только семь из них привлекают повышенное внимание: 1) конец ордовика, 2) поздний девон (граница франкского и фаменского веков), 3) граница перми и триаса (Р–Т), 4) конец триаса, 5) граница мела и палеогена (К–Т), 6) конец эоцена и, наконец, 7) рубеж плейстоцена и голоцена,

- *гипотеза 1* – импактная, предложена для границы К–Т в 1979 г. (Alvarez et al., 1980). Погребенный кратер Чиксулуб на пове Юкотан в Мексике, 180 км в диаметре и глубиной, предположительно, в 15 км, по локализации в карбонатных породах он мог обеспечить поступление в атмосферу углекислого газа в объеме, достаточном для потепления примерно на 10° в течение 10–100 тыс. лет (Hildebrand et al., 1991). Кроме карбонатов, в разрезе Юкотана присутствуют мощные ангидриты, которые при импакте могли продуцировать сернистый газ. Последний в сочетании с водяным паром мог образовывать серную кислоту и вызывать кислотные дожди. Возраст события 65 млн лет определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и трековым методами (Sharpton et al., 1992; Назаров и др., 1993; Назаров, 1995),

- *гипотеза 2* – вулканическая, основной конкурент импактной гипотезы, пример – граница Р–Т, обусловленная мощной вспышкой вулканизма в Сибири, вулканизм мог провоцироваться падением метеоритов (Rampino, 1987), гипотеза о связи границы К–Т с извержениями деканских траппов подтверждается развитием предшествовавшего интенсивного кислого вулканизма (работы группы К. Куртийо),

- *гипотеза 3* – резкое падение уровня океана в конце мела и крупная трансгрессия в начале палеогена с резким возрастанием вулканической активности (Э. Хэллем),

- *гипотеза 4* – возросшие масштабы рифтогенеза и связанного с ним вулканизма, послужившие причиной интенсивного накопления урана в планктоне на рубежах

позднего девона – раннего карбона, поздней юры – раннего мела, в позднем мелу, среднем-позднем эоцене. С одной стороны, радиоактивность привела к гибели наименее устойчивых к ней организмов, с другой – к повышенному мутагенезу с появлением новых видов (Неручев, 1982).

Из обзора следует, что к проблеме великих вымираний постоянно обращались и обращаются многие геологи, проблема интересна и многогранна.

12. Непрерывность, постепенность (градуализм) или прерывистость, скачкообразность (пунктуализм) в развитии геологических процессов и органического мира:

- «градуализм» и «пунктуализм» – органическое сочетание,

- катастрофы,
- угловые стратиграфические несогласия,
- формирование аккреционного клина,
- формирование батолита.

Из обзора следует, что дискуссия по соотношениям непрерывности и прерывистости геологических процессов продолжается.

13. Направленность и цикличность в эволюции Земли:

- смена эпох в течение 4.6 млрд. лет,
- метеоритная бомбардировка Земли 4.2–3.9 млрд. лет назад,
- мегацикличность,
- периодические изменения более высоких порядков (циклы Штилле 40–45 млн лет, циклы порядка 3–5 млн лет в ярусности стратиграфической шкалы фанерозоя, циклы М. Миланковича 400 тыс. лет и менее),
- циклы 30 млн лет,
- цикл Вилсона,
- суперконтинентальная цикличность.

Из обзора следует, что иерархическая цикличность не вызывает сомнений и требует конкретизации.

14. Фрактальность земной коры и литосферы. Линеаменты и глобальная регматическая сеть. Существует ли упорядоченность в структурном плане Земли?

- крупные разломы (глубинные разломы), линеаменты, регматическая сеть,
- роль ротационного движения Земли,
- внутренние гравитационные волны,

- устойчивость структурного плана Земли,
- геометрическая упорядоченность литосферных плит.

Из обзора следует, что проблема упорядоченности структурного плана Земли явно заслуживает внимания.

15. Загадки кольцевых структур:

- магматогенные кольцевые структуры,
- гранито-гнейсовые купола,
- тектонические структуры,
- космогенные структуры.

Из обзора следует, что полемика «импактистов» и «вулканистов» продолжается.

16. Проблемы рифтогенеза:

• гипотеза рифтогенеза предложена в самом конце XIX века на примере Рейнского грабена и Восточно-Африканской рифтовой системы, получила развитие при изучении подобных кайнозойских структур на континентах, а затем и в океанах. В дальнейшем процессы рифтогенеза стали выявляться на протяжении двух третей всей истории Земли начиная с позднего архея, когда на Каапвальском эократоне в Южной Африке появились рифты, создавшие бассейны Понгола, а затем Витватерсранд,

• особенности внутренней структуры рифтов и их архитектуры, модели симметричного рифта или чистого сдвига (pure shear) (McKenzie, 1978) и асимметричного рифта или простого сдвига (simple shear) на примере области Бассейнов и Хребтов на западе США (Wernicke, 1985), во многих случаях при образовании рифта участвует сдвиговая компонента, такой рифт относится к структуре pull-apart,

• глубинное строение рифтов на уровне нижней части коры и литосферной мантии,

• механизмы пассивного и активного рифтогенеза приведены в работе (Sengör, Burke, 1978), в концепции пассивного рифтогенеза предполагается начало рифтового процесса сверху, с раскалывания коры и литосферы под влиянием внутриплитного растяжения, в концепции активного рифтогенеза его первопричиной считается подъем мантийного материала, в модели пассивного механизма самым главным аргументом служит

«существование протяженных и нередко длительно развивающихся рифтовых систем, часто закономерно ориентированных относительно границ литосферных плит, а именно – параллельно им или перпендикулярно этим границам» (стр. 264),

• рифтогенез, магматизм и метаморфизм,
• важные полезные ископаемые, связанные с рифтогенезом: нефть, уголь, газ, соли, алмазы, золото и уран, с проявлениями мантийного магматизма в континентальных рифтах связано образование крупных расслоенных плутонов основного-ультраосновного состава, вмещающих руды платиноидов, хрома, меди, ванадия, титана, а также тела щелочных и щелочно-ультраосновных пород с апатитовой и редкометальной минерализацией,

• на протяжении 1990-х годов «поток публикаций по рифтовой тематике не иссякал» (стр. 261).

Из обзора следует, что рифтовая тематика активно развивается.

17. Источники энергии глубинных геологических процессов:

• «Земля – это тепловая машина»,
• современный тепловой поток Земли 4.2×10^{13} Вт,

• радиогенное тепло обеспечивает только около одной четверти наблюдаемого теплового потока,

• разогрев при планетарной аккреции с образованием «магматического океана»,

• энергия глубинной гравитационной дифференциации Земли,

• лунно-солнечные приливы,

• различные формы диапиризма,

• гравитационные деформации на периферии орогена.

Из обзора следует, что энергетический баланс Земли складывается из нескольких источников.

18. Как работает машина Земля?

• ответ дан в самой общей форме – перемещение плит вызывается конвекцией в мантии Земли. Механизм волочения (drag), возможно не эффективен из-за большого различия вязкостей литосферы,

• С. Уеда и У. Форсайт (Forsyth, Uyeda, 1975) предложили механизм затягивания литосферной плиты в зону субдукции

вследствие ее утяжеления с возрастом, вызванного охлаждением и залечиванием пор новообразованными минералами. Погружение ускоряется вследствие перехода базальтов и габбро океанической коры на глубине приблизительно 60 км в эклогит,

- механизм расталкивания “Ridge push”. Верхнемантийная конвекция и плавучесть континентов. Конвекция общемантийная и двухъярусная в нижней и верхней мантии.

- сейсмическая разгрузка от Камчатки до Тонга (Fisher et al. 1991),

- смена общемантийной конвекции двухъярусной с периодом обращения 500 млн. лет – мегациклов Вильсона,

- гравитационная неустойчивость на границе 670 км. Конвекция тепловая или термохимическая вынужденная конвекция. “Без понятия о мантийных струях – горячих точках, невозможно объяснить феномен внутриплитного магматизма...” (с. 288). От 37 до 117 горячих точек на современной поверхности Земли. “Основная часть горячих точек либо непосредственно находится на осях

спрединга срединных хребтов, либо близко тяготеют к этим осям”. “Другие горячие точки находятся на трансформных разломах...” (там же),

- глубина плюмовых источников “...должна превышать 60 км. Это, очевидно, относится к океанам, а на континентах первичные магматические очаги должны находиться на глубине не менее 150–200 км, а возможно, глубже... косвенные данные, данные сейсмотомографии убеждают большинство исследователей в том, что плюмы зарождаются гораздо глубже, на границе мантии и ядра” (стр. 290),

- плюм-тектоника сменилась плейт-тектоникой около 500 млн лет назад,

- особый интерес к построениям японских ученых, опубликованных в юбилейном номере журнала Японского геологического общества (рис. 3).

Из обзора следует, что представления о движущих силах, действующих на Земле, неоднозначны и нуждаются в аргументации.

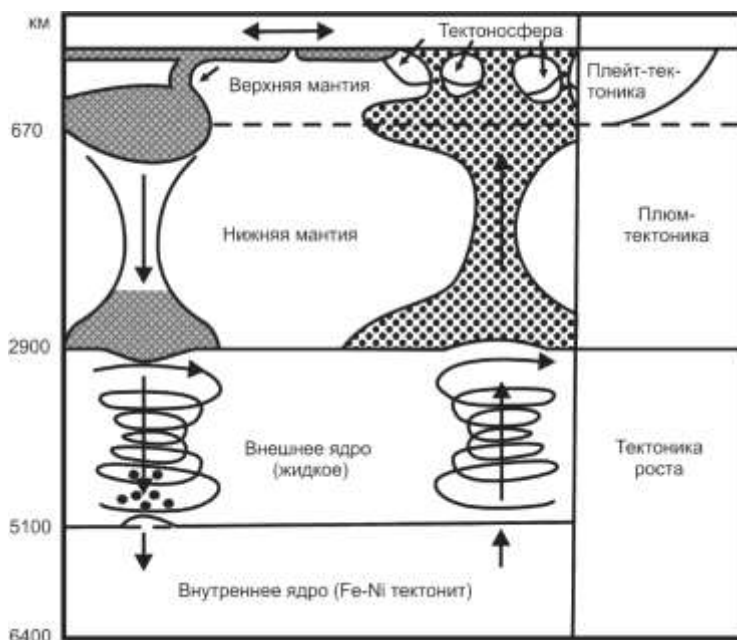


Рис. 3. Схематичное изображение глобальной тектоники Земли (Maruyama et al., 1994). Плейт-тектоника поставляет холодный материал в область плюм-тектоники. Катастрофический коллапс субдуцируемых пластин, задерживающихся на глубине 670 км, вызывает не только супервосходящее мантийное течение, которое влияет на плейт-тектонику, но и изменение рисунка конвекции во внешнем ядре, контролирующее тектонику роста (growth tectonics) в центральном ядре.

Fig. 3. Schematic representation of the global tectonics of the Earth (Maruyama et al., 1994). Plate tectonics supplies cold material to the plume tectonics. The catastrophic collapse of subducting plates lingering at a depth of 670 km causes not only a super-updraft mantle current that affects plate tectonics, but also a change in a convection pattern in the outer core that controls growth tectonics in the central core.

19. Расширяется или сжимается наша планета?

- четыре точки зрения на изменение объёма Земли в течение ее геологической истории: 1) сокращение объёма Земли при остывании (Лю Эли де Бомон), 2) пульсации радиуса Земли, 3) расширение Земли (новообразование океанов), 4) неизменность объёма Земли (постулат тектоники литосферных плит),

- несостоятельность гипотезы расширяющейся Земли,

- «некоторая доля истины» в пульсационной гипотезе.

Из обзора следует, что фанерозойское расширение Земли «более чем маловероятно», остаются возможными пульсации объёма планеты в размере первых процентов радиуса.

20. Земля и космос: влияние космических процессов на развитие Земли:

- Земля развивается в космическом окружении.

Существуют три основных аспекта взаимодействия Земли: 1) с ближайшим космосом (Луной), 2) влияние процессов, происходящих на Солнце, 3) влияние газопылевых скоплений на пути по галактической орбите.

21. Земля – уникальная планета:

- уникальность заключается в том, что на Земле расцвела органическая жизнь и появился Человек разумный,

- природная (геологическая) среда,

- факторы развития: расстояние от Солнца и размер планеты,

- динамика двойной планеты.

«... если в дальнейшем будет установлено существование других обитаемых планет в иных планетных системах, вряд ли они явятся копией нашей Земли».

22. Ноогеология – геология будущего:

- проблема происхождения человека,

- геоэкология,

- ноогеология решает обратную задачу геоэкологии и является ее высшей ступенью,

- необходимость учёта специфики природных зон строительства,

- тематические карты,

- В.И. Вернадский о ноосфере.

Роль науки велика и ответственна.

Дополнения к перечню геологических проблем в 2007 г.

На юбилейном (XL) Тектоническом совещании В.Е. Хаин (2007) сделал акцент в своем выступлении на четырех главных противоречиях современной геотектоники и геодинамики:

1. Главенство внутренних или внешних источников энергии в динамике Земли?

- ротационный фактор,

- дифференциальное вращение оболочек,

- гравитационные волны и т.д.

2. Стационарная регматическая сеть и перемещения литосферных плит:

- не следует преувеличивать масштабы движений плит при интерпретации геологических и палеомагнитных данных.

3. Соотношение между плейт- и плюм-тектоникой, т.е. между мантийной конвекцией и мантийной же адвекцией:

- несостоятельность в изящной концепции Дж. Моргана представлений о стационарности глубинных корней плюмов и об их приуроченности к границе мантии и ядра,

- на Земле в настоящее время, предположительно, относятся к плюмам только 9 объектов (Courtillet et al., 2003).

4. Эвстатические колебания уровня Мирового океана:

- максимальному повышению уровня океана в среднем мелу не соответствует увеличение скорости спрединга, как считалось ранее – его оценка оказалась неточной.

Обсуждение

Условия развития современной российской науки

Особенность современной российской науки заключается в переводе ее управления на количественные показатели статей, изданных в журналах, которые индексируются в Web of Science и Scopus. Предполагается, что такие журналы публикуют только высококачественные исследования. Действительно, существуют журналы мирового уровня, такие как “Nature” и “Science”, в которых обозначаются новые прорывные результаты по разным научным направлениям. На практике,

в публикационной активности многих журналов преуспевают персоны, для которых не важно, о чем писать, важно только иметь статус, поддерживаемый требуемым количеством статей. Такие публикации организуют «основной поток геологии». В недавних публикациях, содержащих критический анализ созданной системы оценки научных исследований, делается вывод о переходе лидерства к китайским ученым, которые имеют более массовую ссылочную аудиторию. В этих условиях особенно важно противопоставить механическому воспроизводству ссылок на авторов, организующих «основной поток геологии», понятие «актуальность» исследований, действительно несущих новое геологическое знание.

В современном обществе технологии меняются в среднем каждые 7 лет. Со сменой технологий наука получает новые возможности для развития. Востребованные монографические исследования по актуальным направлениям науки переиздаются в ведущих редакциях Мира (Springer и др.) через 10 лет. При огромном потоке публикаций, затрагивающих тематику динамической геологии, монографические работы по критическому анализу достоинств или недостатков новых идей пока не появились. Это объясняется естественным ходом накопления информации, не достигшей критического уровня осмысления фактов.

Для понимания значения новых геологических идей мы принимаем социальное понятие «актуальность», имеющее в геологии либо теоретическую, либо практическую направленность. Общество потребления требует отдачу «здесь и сейчас». Теория часто кажется не нужной обществу, поскольку сулит только туманные перспективы. Использование же слова «проблемы» в название семинарских занятий по новейшим геологическим разработкам отрицательно сказывается на восприятии предмета. Под «проблемой» в науке понимался нерешенный вопрос. В современном обществе это слово приобрело иное значение. В регулярных передачах нетребовательных каналов с телеэкрана насаждается искаженное представление о науке. «Если гипотеза подтверждается фактами, она становится научной истиной, если же не подтверждается – она становится

проблемой». Наука воспринимается как некое произвольное утверждение по любому поводу. Если такое утверждение выходит за рамки здравого смысла, оно, с точки зрения журналистов, кажется перспективным и должно подчеркивать оригинальность рассуждающей персоны, претендующей на ареол учености.

Определение прогрессивного или дегенеративного развития в научном направлении

Будет правильнее прислушаться к исследователям, определившим современный уровень геологических знаний. Истоки представлений о Байкальской рифтовой зоне восходят к базовым исследованиям Н.А. Флоренсова (1960). В конце 1950-х гг. он путем глубокого анализа молодой геологии юга Сибири разделил мезозойские впадины Забайкалья и кайнозойскую цепочку впадин, которую выделил в единую структуру. В работе «Очерки структурной геоморфологии», говоря о палеосейсмогеологическом методе, предложенном В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов (1978) писал о том, что эффективность его подхода к определению сейсмической опасности территорий покажет время.

Подобные определения значения науки и знаний, которыми располагает современное общество, звучали неоднократно. К примеру, во введении к монографии, дающей теоретические основы современной геодинамической парадигмы (Davies, 1999), читаем: «Является ли мое решение правильным настолько, что основные идеи, представленные здесь, станут общепринятыми – покажет время. Научный консенсус по основным идеям возникает только после длительного наблюдения и тестирования. Простого «доказательства» их правильности не может быть... Часто встречается фраза «научно доказано». Это – совершенно неправильное представление о науке. Доказательства приводят математики. Ученые разрабатывают модели, поведение которых они сравнивают с наблюдениями реального мира. Если соответствия нет (при условии, что наблюдения точны), модель бесполезна для представления реального мира и отбрасывается. Если поведение модели соответствует наблюдениям, то можно сказать, что она работает, и мы

придерживаемся ее, называя это теорией. Не исключается возможность того, что другая модель также будет работать хорошо или лучше (по соответствию с наблюдениями или в более широком контексте). В этом случае, мы говорим, что новая модель лучше, и обычно мы отказываемся от старой модели.»¹².

Исторические наблюдения за научной практикой, проведенные Имре Лакатосом, привели к выводу о том, что основная научная парадигма состоит из ряда конкурирующих исследовательских программ. Различается «жесткое ядро» – центральные постулаты гипотезы, эффективно защищенные от фальсификации, и «защитный пояс» – набор вспомогательных гипотез, которые вводятся в разное время для компенсации прогностических ошибок. Имре Лакатос различал «прогрессивные» и «дегенеративные» программы научных исследований. Исследовательская программа обеспечивает прогресс, если вспомогательные гипотезы, введенные в защитный пояс, используются для успешных прогнозов, поскольку эти прогнозы подтверждают как вспомогательную гипотезу, так и основное ядро программы (рис. 4). Такая методология защищает гипотетические построения от ложноотрицательных результатов и открывает перспективу анализа развития научных направлений, в том числе в геологии (Рассказов и др., 2022).

В аналитических обзорах В.Е. Хаина фактически определено «жесткое ядро» геологии и выведено содержание гипотез «защитного пояса» в виде перечня проблем: 22 основных (2003 г.) и 4 дополнительных (2007 г.) (рис. 5). Обозначенные гипотезы защитного пояса могли получить развитие в следующие 20 лет по прогрессивному или регрессивному пути. Прогрессивный путь означает генерацию успешных прогнозов и

обоснование новых выводов в геологии. Дегенеративный путь определяется отрицательными результатами, а также, что немало важно, повторениями в печати известных истин, которые образуют «основной поток геологии». Разумеется, имеются положительные примеры развития геологических направлений, но и отрицательных результатов также достаточно.

Например, в разделе 2 обзора В.Е. Хаина «Первая кора Земли. Возможный состав и способ образования» приводится информация о гадейских цирконах Джек Хиллз (Австралия), в которых определены широкие вариации $\delta^{18}\text{O}$, от значений, этого параметра, свойственных мантийным породам (5.0–5.6 ‰), до значений в интервале 7.0–7.6 ‰, соответствующих породам коры гранитного состава. По диапазону этого параметра обломочные цирконы, кристаллизовавшиеся в гаде, не отличаются от цирконов из архейских комплексов. Позже, при более тщательном анализе изотопного состава кислорода ядер обломочных цирконов, повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ не подтвердились (Бибикова, 2012). Таким образом, вывод о гадейском формировании сиалической коры оказался ошибочным.

В разделе 6 обзора В.Е. Хаина «Тектоника плит: когда и как она началась?» в качестве последних достижений геологии упоминается определение древнейших офиолитов в возрастном интервале 2.5–1.65 млрд лет назад. Датирование образований этого типа в провинции Донгванци (Китай) основывалось на их залегании вблизи амфиболитов и гнейсов, имеющих возраст 2.5 млрд лет. Офиолит считался верхнеархейским (Kuski et al., 2001). Однако заключение о таком возрасте оказалось ошибочным, поскольку были получены геологические данные,

¹² Whether my judgment is correct, that the main ideas presented here will become and broadly accepted, is something only the passage of time will reveal. Scientific consensus on major ideas only arises from a prolonged period of examination and testing. There can be no simple ‘proof’ on their correctness... One often encounters the phrase ‘scientifically proven’. This betrays a fundamental misconception about science. Mathematicians prove things. Scientists, on the other hand, develop models whose behavior they compare with observations of the real world.

If they do not correspond (and assuming observations are accurate), the model is not a useful representation of the real world, and it is abandoned. If the model behavior does correspond with observations, then we can say that it works, and we keep it and call it a theory. This does not preclude the possibility that another model will work as well or better (by corresponding with observations more accurately or in a broader context). In this case, we say that the new model is better, and usually we drop the old one.

свидетельствующие о мезозойском возрасте офиолитов (Zhai et al., 2002).



Рис. 4. Модель программ научных исследований Имре Лакатоса. Модифицированная схема жесткого ядра гипотезы и защитного пояса из работы (Foulger, Rossetter, 2019).

Fig. 4. Model of research programs by Imre Lakatos. Modified scheme of the rigid core of the hypothesis and the protective belt from (Foulger and Rossetter, 2019).



Рис. 5. Модель программ геологических исследований в 2003–2007 гг.

Fig. 5. Model of programs for geological research in 2003–2007.

Заключение

Из обзора основных проблем геологии, существовавших в 2003–2007 гг., следует разная степень обоснованности

геологических гипотез, которые нуждались в то время в дополнительной аргументации. Для чтения курса «Современные проблемы геологии» этот обзор необходим как фундамент, позволяющий, во-первых, избежать повторения существовавших тематик и выбора для обсуждений действительно актуальных вопросов геологии, которые потребовали своего решения в течение последующих 20 лет, и, во-вторых, сосредоточиться на обсуждении тем, впервые обозначенных в геологических науках в эти годы. Таким темам будут посвящены наши последующие статьи по курсу «Современные проблемы геологии».

Литература

Бибикова Е.В. Ранняя кора Земли: современные подходы к установлению времени формирования и изотопно-геохимической природе / Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 60–63.

Галимов Э.М. Феномен жизни. М.: УРСС, 2001. 254 с.

Назаров М.А. Геохимические свидетельства крупных ударных событий в геологической истории Земли. Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1995. 48 с.

Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С. и др. Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Вып. 3. С. 13–32.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.

Рассказов С.В., Примина С.П., Чувашова И.С. История и методология геологических наук в Иркутском Госуниверситете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139.

Розанов А.Л. Бактериально-палеонтологический подход к изучению метеоритов // Вестник РАН. 2000. Т. 70. № 3. С. 214–226.

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

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

Хаин В.Е. Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления // Фундаментальные проблемы геотектоники. Мат-лы XL Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2007. С. 324–329.

Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001а. Т. 378. № 5. С. 656–659.

Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 миллиарда лет // Докл. РАН. 2001б. Т. 381. № 5. С. 652–655.

Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol. 208. P. 1095–1108.

Anderson D.L. New theory of the Earth. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 384 p.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. Vol. 46. No. 3. P. 605–626.

Courtillot V., Davaille A., Bess J. et al. Three types of hotspots in the Earth's mantle // Earth Planet Sci. Letters. 2003. V. 205. P. 295–308.

Davies G. F. Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 458 p.

De Paolo D.J. Strange bedfellows // Nature. 1994. Vol. 372. P. 331.

Fisher K.M., Creager K.C., Jordan T.N. Mapping the Tonga slab // J. Geoph. Res. 1990. Vol. 96. B. 9. P. 14403–14427.

Forsyth D., Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion // Geophys. J. Int. 1975. V. 43. P. 163–200.

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

Halliday A.N. Terrestrial accretion rates and the origin of the Moon // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 176. P. 17–30.

Hildebrand A.R., Penfield G.T., Kring D.A. et al. Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula Mexico // Geology. 1991. Vol. 19. P. 867–871.

Hoffman A. Mass extinctions: The view of a sceptic // J. Geol. Soc. 1998. Vol. 146. P. 21–35.

Ida S.; Canup R.M., Stewart G.R. Lunar accretion from an impact-generated disk // Nature. 1997. Vol. 389. P. 353–357.

Kirshvink J.L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the Snowball Earth // The Proterozoic biosphere / J.W. Schopf C. Klein (eds.). Cambridge Univ. Press. 1992. P. 51.

Kuski T.M., Li J.-H., Tucker R.D. The Archean Dongwanzi Ophiolite Complex, North China Craton: 2.505-Billion-Year-Old Oceanic Crust and Mantle // Science. 2001. V. 292. P. 1142–1145.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24–49.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37.

McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Letters. 1978. V. 40. P. 25–32.

Rampino M.R. Impact cratering and flood basalt volcanism // Nature. 1987. Vol. 327. P. 468.

Rogers J. J. W. A history of the continents in the past three billion years / J.J.W. Rogers // J. Geol. – 1996. – V. 104. – P. 91–107.

Sengör A.M.C., Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications // Geophys. Res. Letters. 1978. V. 5. P. 419–421.

Sharpton V.L., Dalrymple G.B., Marin L.E. et al. New links between the Chicxulub impact

structure and the Cretaceous/Tertiary boundary
// Nature. 1992. Vol. 359. P. 819-821.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple
shear of the continental lithosphere // Can. J.
Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108–125.

Zhai M., Zhao G., Zhang Q. Is the Dong-
wanzi complex an Archean ophiolite? // Science.
2002. V. 295. P. 923a.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664003 Irkutsk, 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.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

assistant professor,

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.

Экспедиции

УДК 910.2(079.3)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.176>

Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2019 году

С.Н. Коваленко¹, А.Д. Китов², П.В. Шушарин³

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

³МОУ ИРМО «Мамоновская СОШ», с. Мамоны, Россия

Аннотация. Подводятся итоги весенней и летней экспедиций 2019 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» и сотрудников Института географии СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, речных и присклоновых наледей, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек: режимные обследования высокогорных наледей, а также традиционно проводился мониторинг погоды и температурного режима на всем диапазоне вертикального размаха рельефа.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледи, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы студентов, режимные наблюдения за наледями, погода.

Expediciand club Portulan in the area of Muncu-Sardyk in 2019

S.N. Kovalenko¹, A.D. Kitov², P.V. Shusharin³

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Institute of geography to them. V.B. Sochavy, SB RAS, Irkutsk, Russia

³MEI IDMF Mamonovskaya secondary school, Mamony, Russia

Abstract. The results of the 2019 expeditions of the student and teacher club "Portulan" together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences to the area of mount Munku-Sardyk are summed up, within the framework of which field scientific studies of nival-glacial formations, river and sloped ice, slope forms of relief and their processes forming along the valleys of the White Irkut, Bugovek, Muguvek rivers were carried out: regime surveys of high-altitude ice, as well as weather monitoring was traditionally carried out, study of the stone stream "Active".

Keywords: Munku-Sardyk Radge, aufeis, nival-glacial education, research works of students, regime observations of aufeis, weather.

В 2019 г. в район горного массива Мунку-Сардык были традиционно предприняты две экспедиции клуба Портулан, совместно с сотрудниками Института географии СО РАН: с 26 апреля по 6 мая, восемнадцатая весенняя экспедиция и с 22 по 31 июля — шестнадцатая летняя.

XVIII-я весенняя экспедиция

Подробное описание экспедиции можно посмотреть на сайте Munku-Sardyk.ru (18-я весенняя... 2022).

Главными научными результатами весенней экспедиции были следующие.

1. Рекордное количество участников студентов, преподавателей и научных сотрудников — 44 человека.

2. Совершено 12 научно-исследовательских маршрутов по обслуживанию геохронов и фотоловушек, режимным наблюдениям наледей, изучению склоновых процессов и рельефа.

3. Снято 306 фотокадров высокого разрешения научного и рекреационного характера (10.5 Гб С. Коваленко и 514 Мб А. Кушнер), из некоторых фотографий дополнительно сделано 33 панорамы.

4. Десять человек взойшло на Мунку-Сардык, 3491 м (свидетельство от ст. тренера альпиниады инструктора, уд. № 1050 засл. мастера спорта межд. класса Г.Л. Скалера) (рис. 1).



Рис. 1. Свидетельство.

Fig. 1. Testimony.

5. Помогали сотрудникам Института географии СО РАН в поисках термохронов, а сотрудникам Фонда снежного барса снимать фотоловушки в самых труднодоступных местах. На одной из ловушек был зафиксирован снежный барс, что несколько расширило ареал его обитания в нашем районе.

6. С портулановской поляны вынесли 15 полных мусорных мешков загрязняющих природу артефактов.

7. Взято 52 метеорологического срока. Минимальная температура за зиму 2018–19 гг. на биметаллическом термометре на портулановской поляне достигала -36 , -37 °C, а максимальная — 20 °C за период с августа 2018 г. по май 2019 г.

8. Осуществили туристические маршруты:

- 1) восхождение на Мунку-Сардык;
- 2) акклиматизационный маршрут к пер. Контрастов и пик Обзорный;
- 3) на наледи и ледопад долины р. Буговек;
- 4) по долине руч. Ледяного и пер. Горелова;
- 5) до оз. Эхой;
- 6) на пер. Ну-Ху Дабан (Дырчатый перевал).

Следует отметить, что эта экспедиция была чрезвычайно удачной по времени проведения для изучения склонового рельефа, когда из-за отсутствия листвы на деревьях был прекрасный обзор, а небольшой снежный покров хорошо подчеркивал элементы строения склонового рельефа, заполняя небольшие отрицательные микроформы.

Речная наледь Бел. Иркутка в этом году внизу перед мостом имеет несколько довольно широких, по сравнению с предыдущими годами, русел-рукавов, по которым уже прямо от моста можно легко тащить сани или волокуши с грузом. Через небольшой промежуток вверх по реке наледь начинает занимать всю ширину поймы, заливая по правому берегу и часть кустов. Воды на ее поверхности 26 апреля пока не было. Выпавший на неделе снег (5–10 см) уже превратился в лед толщиной 1–3 см так, что идти и тащить волокуши по нему очень удобно и легко. Машины (ГАЗ-УАЗ-Таблетка, джипы) заезжают в этом году до нижнего выхода каньона Мугувека. Ледяных бугров пучения и высоких уступов не много. Уровень наледного в нижнем входе в ущелье Ворота Речки на 0.7–1.0 м ниже красной и розовой меток, в средней части ущелья Кривое Колено уровень наледи достигает красной метки, а в верхней части все метки залиты льдом.

Живая осыпь Белоиркутская, порождением которой является каменный поток Активный, не столь грандиозна, как в предыдущие годы. Наледь Красивая переместилась на

30–50 м от прежнего своего положения ближе к центру и выглядит довольно сложно с сосульками, неровной поверхностью. Камней от осыпи на речной наледи относительно прошлого года мало, но есть большие уже растаявшие глыбы (до 3х3 м) из рыхлого глинисто-щебнистого материала, что составляет лоб каменного потока, выдвигающегося на живую осыпь в верхней ее части.

Основное тело каменного потока *Активный* в этом году находилось в замерзшем состоянии и не поставляло много материала на осыпь. На речной наледи и вблизи нее в пределах высокой поймы по левому берегу наблюдалось много скатившихся от каменного потока глыб из рыхлого смёрзшегося глыбового грунта с щебнисто-супесчано-глинистым цементом. Часть крупных глыб успело растаять и образовать на льду наледи конусовидные бугры похожие на термитники или муравейники, высотой иногда до 1 м и сложенные глинисто-щебнистым материалом. В обломках щебня преобладают м/з серо-коричневые граниты, катаклазированные с массивной текстурой и милонитизированные с полосчатой текстурой.

Наледь Портулановская, формирующая наледную террасу на левом берегу высокой поймы, в этом году верхней своей частью достигает старой заходной на лагерь тропы, а вниз распространяется до устья большого селевого ручья Подгорного, который находится на самом краю пролювиального конуса портулановской поляны. По ширине наледь заливает всю наледную террасу. Мощность — выше самого высокого камня и достигает уровня реперных борозд. Питающие наледь четыре грунтовых источника, почти не текут. Маленькие струйки воды отмечаются только у одного ключика, бьющего из-под большого камня.

Речная наледь в створе лагеря заливает всю нижнюю пойму так, что от большого камня, лежащего в летнем русле реки ближе к правому берегу, виден только один метр его

верхушки. Разница уровней между Портулановской и речной достигает в створе лагеря 1 метра и до 1.5 м вблизи нижней части Портулановской наледи.

Наледь Лесная. Площадь наледи Лесной в этом году составила 5219.2, периметр 533 м, мощность ее несколько толще, чем в предыдущий год и она выходит на обрыв реки неширокой полосой шириной 3–5 м. Признаков таяния ее в этом году нет, вода по ручью в центре наледи еще не течет. Верхний уровень льда наледи (1-я ступень) находится на высоте синих меток 2014 г., средний (две метки) — на границе перехода составляет: 50р, 130с¹³. Каких-либо других меток нет, все залиты льдом, особенно на верхней ступени и на верхнем начале средней ступени, где лед доходит почти до верхнего ошкуренного уровня стволов лиственниц: 0с, 20р; в середине средней ступени: 25–35р. Наблюдается и самая нижняя маломощная третья ступень.

Наледь Потайная. В этом году довольно широкая и практически на всем своем протяжении от верхнего начала до обрыва конуса выноса ручья достигает узкой полоской шириной 1.5–2 м поймы реки. В средней части наледный лед доходит по высоте верхнего уровня ошкуренных деревьев. Питающие наледь воды выходят с цокольной поверхности морены левого борта долины Бел. Иркут, вскрытой V-образной долиной ручья Потайного.

Наледь Детская. Ее площадь в этом году составляет 5868.2 м², а периметр равен 791 м. В нижней части наледи наблюдается тонкий (0.1–0.3 м) ячеистый лед. Средняя и верхняя части покрыты выпавшим весной свежим снегом толщиной до 20 см, но уже претерпевший некоторый метаморфизм (зернистый и мокрый).

Перед изучением наледи Детской обследовали конус выноса села *Прыгающего*, что расположен на левом борту долины Бел. Иркут напротив устья руч. Ледяного. С поляны этого конуса произвели фотографирование:

— синей метки 2015 г. и на 5 см выше розовой метки 2016 г., и на 40 см ниже наледных наскальных борозд (время их образования не известно).

¹³ Условные обозначения и сокращения принятые в тексте статьи при описании наледей: «Слева 120к, 23с, –5р, 40нб.» — означает, что уровень наледи на ее левом берегу находится на 120 см ниже горизонтальной линии красной метки 2014 г., на 23 см ниже

оползневых террас каменного потока Активный, спускающихся в сторону ручья Ледяного; наледей Детской и в устье руч. Ледяного; курума на правом склоне руч. Ледяного. А с наледи Детской произвели съемку расселины, из которой вырывается и падает с высоты более 50 м селя Прыгающий, а также его конус выноса.

Каменный материал конуса выноса этого селя хорошо окатан, некоторые свежего облика гальки и валуны разбиты. Их размер 0.1x0.1 до 0.5x0.5 м, изредка встречаются и несколько больше. Мелкозема почти нет. Скорее всего, характер селя был водно-каменным без грязевой составляющей. Молодые самые свежие пролювиальные отложения тонким ковром мощностью до 0.5–1.0 м лежат на древних селевых отложениях с

размером окатанных обломков несколько большим. Последние, в отличие от первых, покрыты мхом и лишайниками.

Второй маршрут был осуществлён по долине р. Буговек для режимных наблюдений наледей этой долины и следовал от автомобильного моста вверх по реке до верхнего начала наледи Большой Буговекской и обратно. Длина маршрута с подходами составила 16 км, набор высоты 780 м.

Речная наледь в начале маршрута (номер 21 в кружке в крайней правой части рис. 2) в этом году широкая и толстая. Из-под моста вытекает огромным толстым языком, «идущим прямо от ледника Мунку-Сардык» — так раньше в начале прошлого века думали люди.

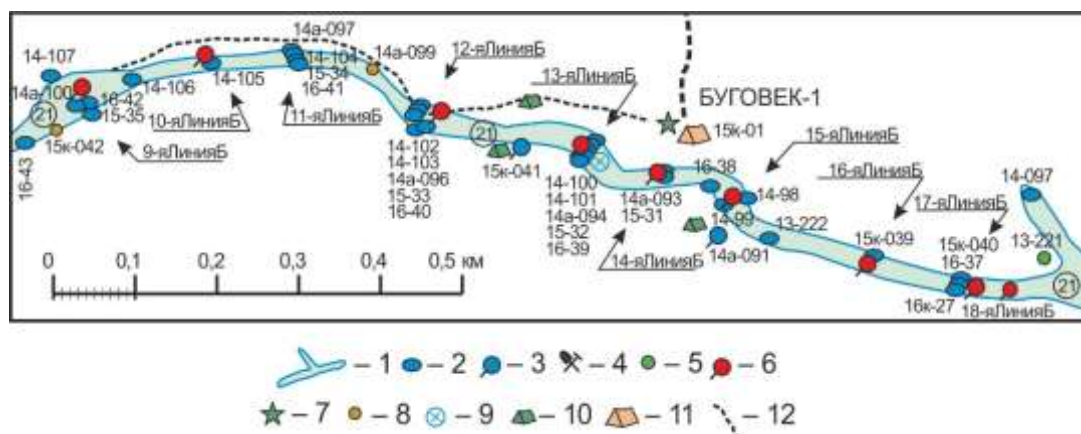


Рис. 2. Схема размещения базовых точек наблюдения на участке Буговекский (нижняя часть).

1 – речные наледы (цифрой в кружке обозначена Усть-Буговекская (21) наледь); 2–8 – точки наблюдения, наледей (2), замеров температуры воды (3), геологические (4), прочие (5), линии режимных наблюдений (6), метеорологические (7), геоморфологические (8), наледных бугров пучения (9); 10 – стоянки вблизи наледей; 11 – базовый лагерь; 12 – тропы. Числами нанесены номера точек наблюдения электронной базы данных.

Fig. 2. Scheme of basic observation points on the Bugoveki section (lower part).

1 – river aufeis (the number in the circle indicates Ust-Bugovekskaya (21) aufeis); 2–8 – observation points, ice (2), water temperature measurements (3), geological (4), other (5), regime observation lines (6), meteorological (7), geomorphological (8), aufeis mounds (9); 10 – parking lots near aufeis; 11 – base camp; 12 – trails. The numbers are the numbers of the observation points of the electronic database.

На линии 18 (см. рис. 2) произвели фотографирование моста и уровня наледи. В 5 м выше линии № 17, ближе к левому берегу наблюдали ледяной бугор 4x3x0.5 м. Тут же на наледной террасе левого берега реки находятся два коллювиальных осыпных конуса выноса, весьма фотогеничного

классического вида и весьма познавательного для студентов и любознательных.

Не доходя линии 15, наблюдали еще один бугор пучения 10x5x1 м. С левого берега: 30с, 0р. С правого берега лед заливаает кусты вплоть до коренного склона.

Образование ледяных бугров пучения на наших высокогорных наледях происходит из-за промерзания подналедного водного потока до дна в пределах русла реки на ее перекатах. Скапливающаяся выше замерзшей ледяной пробки вода замерзает и, следовательно, увеличивается в объеме и взламывает вышележащий лед. Выхода воды при этом не наблюдается. Локализуются ледяные бугры чаще всего в разных местах, что может указывать на образование их не из постоянных источников типа родников подземных или грунтовых вод.

Меток на линии 13 (напротив лагеря) не наблюдается, лед залил всю наледную террасу и лес вплоть до подножия пролювиальной псевдотеррасы, на которой стоит лагерь

Буговек-1. В 100 м выше линии высоту наледи этого года можно будет узнать летом по высоте пней от спиленных черными лесорубами деревьев.

Линия 12 (диагональная) с левого берега: 0к, 65р.

На линии 11 (с множеством туриков на камне) лед залил все метки, в правом прижиме 75нб.

Линия 9 (через остров с двумя лиственницами): в правом прижиме 140р, 160к, в левом — 75к. Высота скал левого прижима достигает высоты 110 м, ширина ущелья 40 м.

На линии Наше Бревно: наледь с левого прижима: 40нб.

На линии 8А (рис. 3): с правого берега 20р.

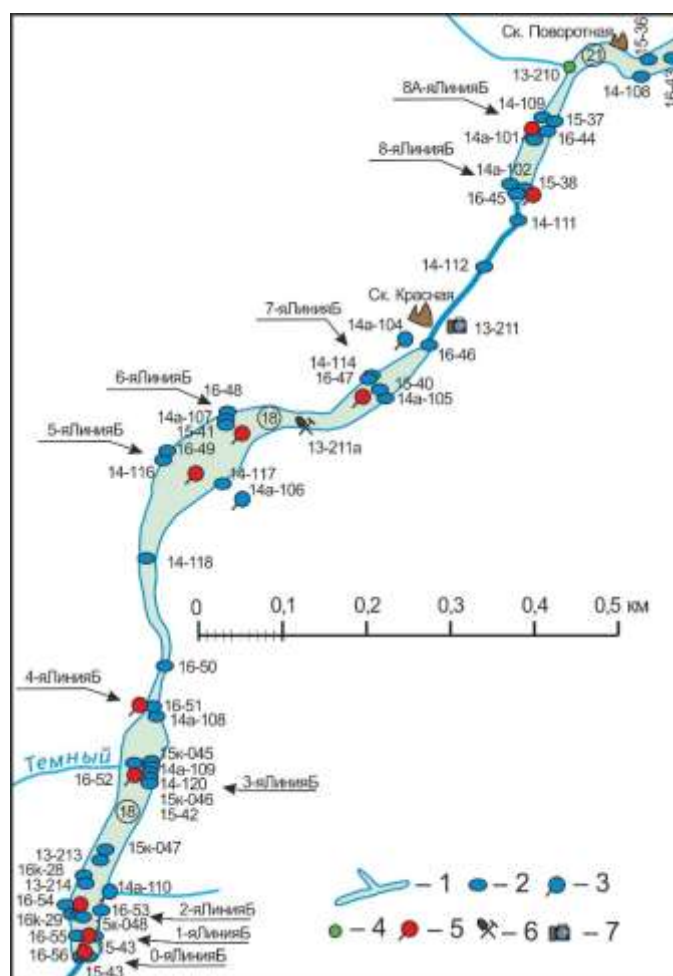


Рис. 3. Схема размещения базовых точек наблюдения на участке Буговекский (верхняя часть).

1 – речные наледы (цифрами в кружках обозначены Большая Буговекская (18), Усть-Буговекская (21) наледы); 2–8 – точки наблюдения: наледей (2), замеров температуры воды (3), прочие (4), линии режимных наблюдений (5), геологические (6), опорные точки фотографирования наледей (7). Числами нанесены номера точек наблюдения электронной базы данных.

Fig. 3. Scheme of placement of basic observation points on the Bugoveki section (upper part).

1 – river aufeis (the numbers in the circle indicate Bolshaya Bugovetskaya (18), Ust-Bugovetskaya (21) nal-edi); 2–8 – observation points: aufeis (2), water temperature measurements (3), other (4), regime observation lines (5), geological (6), reference points for photographing aufeis (7). Numericals designate numbers of the observation points in the electronic database.

Линия 8 (Пещерка): 120р. от этой линии наледь становится шириной всего 5–10 м и за 5 м до скалы Красной исчезает совсем, и появляется вновь шириной 5 м только выше устья ручья с водорослями, но далеко не тянется и быстро исчезает среди больших камней.

Большая Буговекская наледь в этом году начинается снизу от Скафандра в ущелье Горбунова.

Линия 6 (сразу после ущелья Горбунова): 60р.

Метка на камне с лиственницей: 160р.

Линия 0: с правого берега 150–160с.

На обратном пути от верхнего окончания наледи Большой Буговекской произвели панорамную фотосъемку Большой Буговекской осыпи, наледи над осыпью.

Изучение селевых отложений в устье руч. Перевального и в районе лагеря Буговек-1 позволило сделать следующие выводы.

Селевые отложения в этом месте были сформированы ледниковыми паводковыми водами во время массового таяния ледников последнего исторического оледенения, так называемого «малого ледникового периода» 500–600 лет тому назад. Эти пролювиальные отложения сохранились только в местах расширения речных долин, которые по происхождению являются днищами древних каров, оставшихся от отступающих регрессивных палеоледников.

В местах пересечения древних стенок этих каров глубина вреза во всех долинах достигает 150–200 м (см. описание линии 9 выше по тексту, скалы напротив устья руч. Ледяного, в ущельях Кривое Колено, Ворота Речки, в долине Бел. Иркут и в других местах).

Во время маршрута 29 апреля в окрестностях лагеря Портулановского при помощи спутникового навигатора Garmin GpsMap-65st произвели *замеры площадей селевых отложений* пролювиального конуса выноса руч. Подгорного (крайняя левая сухая протока руч. Эльфов, выходящая в центр портулановской поляны): 6949.6 м², периметр 534

м, ручьев Рогатого и Селевого. Получили много интересных фактов их строения.

Так в верхних частях изученных долин, где они врезаются в коренной склон долины и в борта трогов, поперечные профили ручьев V-образные, их тальвеги несут признаки селевой деятельности. А в устьевых частях в пойме реки и на наледных террасах, как правило, их каменные выносы создают пролювиальные конуса выноса с продольными грядами и промоинами, благодаря которым и удастся идентифицировать эти отложения как селевые.

Возраст селевых паводков определяется по возрасту деревьев выросших на этих отложениях. Как правило, на осевых частях продольных гряд стоят столетние кедры (конус выноса портулановской поляны) или столетние лиственницы (район лагеря Буговек-1), а вдоль промоин успели вырасти 40-50-летние молодые деревья.

Кроме вышеописанных молодых селевых отложений на наиболее крупных пролювиальных конусах выноса устанавливается комплекс древних отложений с предположительным возрастом около 400–500 лет, связанных вероятно с интенсивным таянием ледников исторического времени, так называемого «малого ледникового периода». Выходы этих отложений можно наблюдать в краевых частях пролювиальных конусов выноса и нижних частях береговых обрывов. Вблизи коренных склонов древние пролювиальные породы, в отличие от молодых, часто перекрываются солифлюкционными потоками, что весьма способствует вылаживанию склонов и накоплению материала для будущих современных селевых паводков, подобным наблюдавшимся в Прибайкалье в 1971–73 гг.

Преобладающая часть глыб пролювиальных отложений (90 %) представлена гранито-гнейсами главного хребта, попавшие в селевой поток из морены левого склона долины р. Бел. Иркут.

Селевые отложения в пределах пойм горных рек перерабатываются речными и

наледными процессами в русловой и наледный аллювий или сохраняется в неизменном виде в качестве перлювия. Последний чаще всего наблюдается в виде крупных глыб, сдвинуть которые речным и наледным процессам не под силу. В данной части долины они оказались благодаря их переносу ледником с верховий, располагающихся, как правило, на главном хребте. Нами они

используются как реперные камни, по которым легко судить об уровне наледей и речных паводков.

В маршруте длиной 8 км с набором высоты 550 м, следующем по долине р. Мугувек, по достижении Большой Мугувекской наледи произвели учет уровня наледи на опорных линиях (рис. 4).

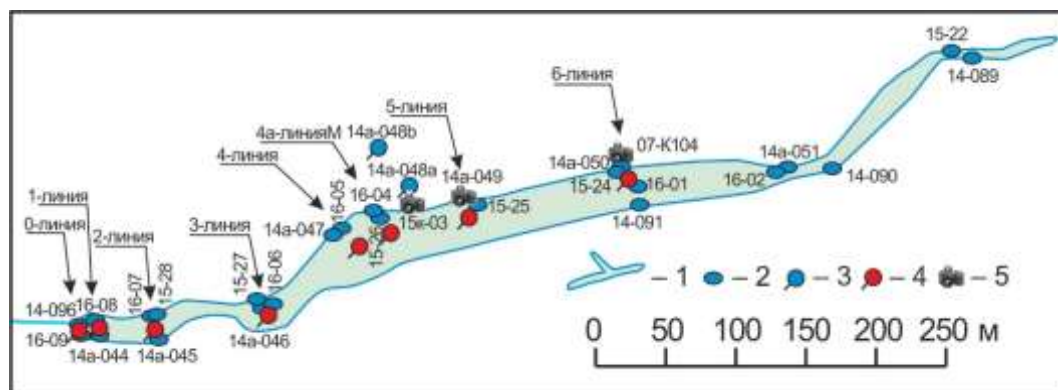


Рис. 4. Схема размещения базовых точек наблюдения на Большой Мугувекской наледи.

1– Большая Мугувекская наледь; 2–5– точки наблюдения, наледей (2), замеров температуры воды (3), линии наблюдения (4), опорные точки фотографирования (5). Числами нанесены номера точек наблюдения электронной базы данных.

Fig. 4. Scheme of placement of basic observation points on the Big Muguvek ice.

1 – Big Muguvek aufeis; 2–5 – observation points, aufeis (2), water temperature measurements (3), observation lines (4), reference points of photography (5). Numericals designate numbers of the observation points in the electronic database.

Линия 6 с красной точкой на камне: до нее доходит наледь в этом году.

Линия 5: в левом борту: 8с.

Метка чуть выше фототочки: 45к.

Линия 4а: в левом борту: 150с.

Линия 3: в левом борту: 40с, на наледи наблюдаются поперечные ступени высотой до 1-2 м.

Линия 2: в левом борту: 30с.

На наледи лежит мокрый зернистый снег толщиной до 0.2–0.4 м в надувах и до 0.10–0.15 м в среднем по наледи.

С левой стороны долины с одной из морен произвели фотографирование и изучение взаимодействия морен и осыпей правого борта выше каньона (рис. 5), где осыпи сформировали аккумуляционный склон предельного профиля. Осыпи здесь пересыпали как древнюю морену п/л Лесного, так и более молодую п/л Лугового. С точки наблюдения

хорошо видно взаимодействие всех процессов: ледникового, склонового, наледного и речного происхождения (рис. 6). Падающие с правого склона долины камни задерживаются самой высокой на склоне мореной п/л Лугового, поэтому поверхность нижележащего ложа трога п/л Лесного и его боковой морены ровная и довольно свободна от крупных камней. Следовательно, боковые морены являются своеобразными защитными стенками для безопасного прохода туристов по главной транспортной артерии, ведущей многочисленных туристов к вершине Мунку-Сардык.

Мощность морены п/л Лугового составляет более 20 м, а Лесного более 1–15 м. Здесь хорошо видно, как современный осыпной широкий конус выноса перекрывает моренные отложения п/л Лугового.



Рис. 5. Правый склон р. Мугувек (кар п/л Лесного, слева в самом низу склона эрозионный врез реки, ф. 1901024-1027, весна 2019 г.

Fig. 5. The right slope of the Muguvek River (car p/l Lesnogo), on the left at the very bottom of the slope erosive inset of the river, ph. 1901024-1027, spring 2019.

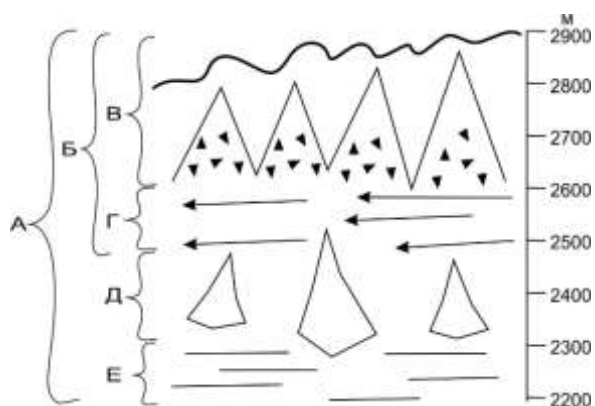


Рис. 6. Строение склона правого борта долины р. Мугувек.

А – область современных склоновых процессов; Б – денудационные склоны современных склоновых процессов; В – перигляциально-денудационные скалы с перигляциальными аккумуляционными осыпями; Г – крутой борт трога ледников окинского времени; Д – осыпные аккумуляционные склоны конусов выноса с фрагментами осыпных морен ледников окинского времени; Е – краевые морены и курчавые скалы п/л Лесного пересыпанные моренами п/л Лугового и современными склоновыми конусами выноса, со

скатившимися со склона огромными глыбами на поверхности.

Fig. 6. The structure of the slope of the starboard side of the valley of the Muguvek River.

А – area of modern slope processes; Б – denudation slopes of modern slope processes; В – periglacial-denudation rocks with periglacial accumulation scree; Д – the steep side of the touch of the glaciers of the Oka time; D – scree accumulation slopes of outflow cones with fragments of scree moraines of Oka time glaciers; E- marginal moraines and curly rocks of the Forest covered with moraines of the Lugovoye peninsula and modern slope cones of the outcropping, with huge boulders on the surface rolling down the slope.

В самой верхней части склона наблюдаются перигляциальные скалы, которые никогда не покрывались ледниками, где местами устанавливаются фрагменты поверхностей выравнивания или нагорные террасы. Эти скалы подвергались воздействию только физического выветривания и водно-эрозионных процессов. Ниже перигляциальных скал на

склоне расположены абразионные скалы с крутыми стенками-бортами самых древних прогрессивных ледников окинского времени. Это своеобразные вертикальные курчавые скалы. Местами на поверхности этих скал имеются осыпные лотки, по которым в дождливую погоду проносятся селевые и водные потоки, часто в виде водопадов и прыгающих селей. Несколько ниже крутых скал начинается пояс (т. к. наблюдается практически по всем нашим долинам) или полоса осыпных конусов выноса, которые перекрывают ранее отложившиеся здесь морены п/л Лугового и Лесного.

Из наблюдений можно сделать несколько выводов, которые лягут в основу диплома бакалавра, последующей диссертации магистра и публикаций в открытой печати (Коваленко, Мухомедзянова, 2019) Александры Мухомедзяновой, заключающиеся в нижеследующем:

1. Денудационно-аккумуляционные процессы нашего высокогорного района на всех стадиях развития склона являются главными поставщиками рыхлого обломочного материала в начале и во время оледенений для морен осыпного типа, а в конце этих процессов — для формирования осыпных и селевых конусов выноса, наледных и речных террас и основной массы современного аллювия.

2. Изучая строение каньона Мугувека, пришли к выводу, что нижние части залегающих здесь морен п/л Лесного могут быть представлены своеобразными флювиогляциальными отложениями, сформированными паводковыми грязе-каменно-ледниковыми селями от бурного таяния п/л Лесного с началом резкого потепления в климатический оптимум или термический максимум, интергляциала около 6.5–5.0 тыс. лет тому назад (Коваленко, Гергенов, 2022). Подобных отложений, связанных с палеоледниками других возрастных уровней гляциальных морфологических комплексов, в нашем районе пока не найдено.

В этот же день вторая наша научная группа в составе научных сотрудников ИГ

СО РАН А. Китова и Е. Иванова из-за глубокого снега не смогла пройти до открытого льда ледника Радде и ограничились его фотографированием с конечного уступа осыпной морены. По той же причине они не нашли термохрон на границе леса в долине Бел. Иркутта. Ушли с лагеря в 9²⁵, вернулись в 17⁴⁵. За восемь с небольшим часов они преодолели более 14 км и набрали высоту 980 м.

В маршруте первого мая вверх по Бел. Иркуту от Стрелки на речной наледи в этом году отмечаются хорошо выраженные ледяные бугры пучения.

На линии 10 (нижний вход в ущелье Среднее, рис. 6): 30с, в 5 м выше по течению — 90к. От этой красной метки весной 2018 г., когда наледь заливала все ущелье до почвенного покрова, до верха наледи было еще 150 см!

Линия 9 (Черный Остров): 70р.

Линия 6 (роща лиственниц на правом берегу у летней тропы): на левом берегу: 30с, турик, отмечающий уровень наледи в 2018 году, сейчас находится на высоте 0,5 м от метки.

Линия 5: 0с, 70к.

Линия 4А в 50 м выше по течению: в левом борту: 10с и 45к.

Большая Белоиркутская наледь в этом году в самой верхней части наблюдается в виде языка шириной до 20 м на нулевой линии и мощностью, достигающей до горизонтальной синей метки 2014 г. Произвели фотографирование наледи с опорной фототочки № 9 (рис. 7, тН 16к-18).

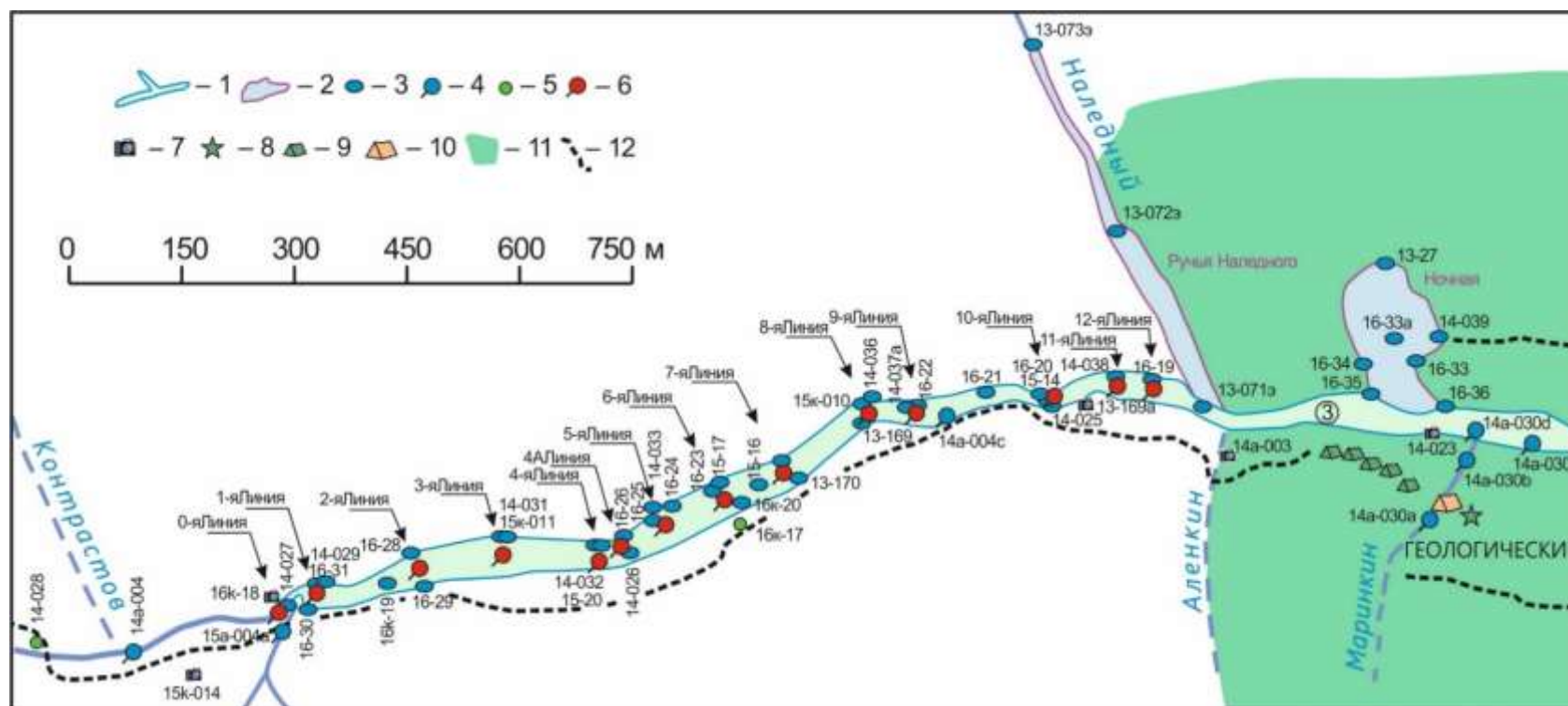


Рис. 7. Схема размещения режимных наледей и базовых точек наблюдения участка Верхнегеологический.

1 – речные наледы (цифрой три в кружке обозначена Большая Белоиркутская); 2 – грунтовые присклоновые наледы; 3–5 – точки наблюдения, наледей (3), замеров температуры воды (4), прочие (5); 6 – линии режимных наблюдений наледей; 7 – опорные точки фотографирования объектов (фототочки — фТ); 8 – места установки термохронов, минимальных термометров и наблюдений за погодой; 9 – ближайшие к точкам наблюдения лагерные стоянки; 10 – базовый лагерь Геологический; 11 – лес; 12 – летние тропы. Числами нанесены номера точек наблюдения электронной базы данных.

Fig. 7. Scheme of regime of regime aufeis and basic observation points of the Verkhnegeologicheskii site.

1 – river ice (the number three in the circle indicates Big Beloirkutnaya); 2 – ground sploons aufeis; 3–5 – observation points, aufeis (3), water temperature measurements (4), others (5); 6 – lines of regime observations of aufeis; 7 – reference points for photographing objects (photo points – fT); 8 – places of installation of thermochrons, minimum thermometers and weather observations; 9 – the nearest camp sites to the observation points; 10 – Geological Base Camp; 11 – forest; 12 – year-old trails. Numericals designate numbers of the observation points in the electronic database.

С приустьевой части руч. Контрастов сфотографировали и изучили левый склон долины Бел. Иркут, на котором хорошо выделяется четыре террасированных уровня: первый вблизи поймы (наледный), второй — поверхность донной морены; третий — на уровне фотографирования — поверхность боковой морены, четвертый — значительно выше и хорошо виден за ручьем Наледным.



Рис. 8. Левый склон долины Бел. Иркут от устья руч. Контрастов до вреза руч. Наледного. Водораздельные горы были обработаны самым древним прогрессивным Окинским ледником, ф. 191068-70.

Fig. 8. The left slope of the valley of the Bel. Irkut from the mouth of the stream Contrasts to the cut of the stream. Ice. The watershed mountains were treated by the oldest progressive Okinsky glacier, ph. 191068-70.

С этой же точки наблюдения произвели фотографирование и изучение правого склона долины Бел. Иркут (рис. 8), на котором четко выделяются следующие формы, аналогичные правому склону р. Мугувек (см. рис. 5-6).

В самой верхней части склона устанавливаются перигляциальные денудационно-эрозийные скалы верхней части г. Катка-Дура. Ниже наблюдается борт трога древнего Окинского палеоледника, в настоящее время представляющего собой денудационно-эрозийный склон крутозалегающих курчавых скал, подвергающихся воздействию современных склоновых процессов. Еще ниже аккумуляционные осыпи и конуса выноса. Под ними — сохранившийся фрагмент третьей псевдотеррасы, на поверхности которой лежат многочисленные большие глыбы, скатившиеся с хребта. Ниже этой псевдотеррасы по-над врезом русла реки располагается псевдотерраса второго уровня. За скальниками Идолы вниз по долине устанавливается

На фотопанораме (рис. 7) отлично просматривается характер склона состоящего из двух морфо-генетических типов: верхнего, в виде древней цокольной поверхности (плечо трога) с эрозийными промоинами, и молодого (нижнего) с профилем выровненным до предельного состояния, и в связи с этим пока только заболоченного и с начальными признаками глубинной эрозии.

первая настоящая современная речная или древняя наледная терраса термического интергляциала.

Верхние две террасы сложены осыпными моренами, третья — солифлюкционным материалом (солифлюксий) с характерными солифлюкционными террасками и уступами.

Все террасовые уровни пересыпает хорошо выраженный, классической формы, конус выноса пролювиального типа, по которому последний селевый поток прошел в 2017 г.

Наледь Ночная. Репер-затёсок на одинокой лиственнице со сломанной вершиной в центре наледи вблизи летней тропы находится на высоте 108 см, розовая метка на высоте 125 см, все остальные морфологические характеристики находятся в обычных пределах.

Научные сотрудники Института географии Александр Китов и Егор Иванов ходили снимать показания термохронов по долине Мугувек и на Мунку-Сардык. Пройденное

ими расстояние составило 17 км, набор высоты 1700 м. С большим трудом они поднялись на гору, но термохрона из-за глубокого снега не нашли. Не удалось, также из-за обильного снега, снять данные и с минимального термометра Перетолчина.

Погода 2 мая с утра снежная, холодная, ветреная. Большинство сидит у костра, благоустраивает быт (натянули большой тент над костром). Научная группа работает в окрестностях лагеря, изучает режимные боковые грунтовые наледы и пролювиальные отложения участка Портулан (рис. 9).

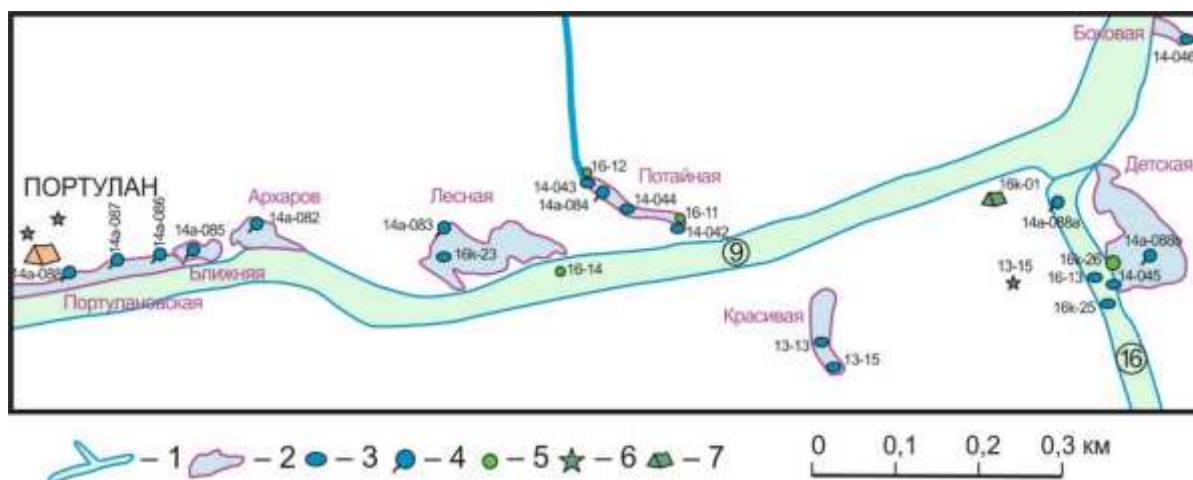


Рис. 9. Схема размещения режимных наледей и базовых точек наблюдения участка Портулан.

1 – речные наледы (цифрами в кружках показаны Белоиркутская (9) и Ручья Ледяного (16)); 2 – грунтовые присклоновые наледы; 3–5 – точки наблюдения, наледей (3), замеров температуры воды (4), прочие (5); 6 – места установки термохронов, минимальных термометров и наблюдений за погодой; 7 – ближайшие к точкам наблюдения лагерные стоянки. Числами нанесены номера точек наблюдения электронной базы данных.

Fig. 9. Scheme of placement of regime aufeis and base observation points of the Portulan section.

1 – river aufeis (the numbers in the circles show Beloirkutnaya (9) and Ice Creek (16)); 2 – ground subsklan aufeis; 3–5 – observation points, aufeis (3), water temperature measurements (4), others (5); 6 – places of installation of thermochrons, minimum thermometers and weather observations; 7 – camp camps nearest to observation points. Numericals designate numbers of the observation points in the electronic database.

Наледь Архаров. $S=1020.2 \text{ м}^2$, $P=188 \text{ м}$, не очень толстая (0.5 м) с небольшим бугром (до 1.0 м) в верхней части.

Наледь Домашняя. $S=1457.0 \text{ м}^2$, $P=234 \text{ м}$ и своей нижней частью достигает руч. Селевого в виде небольших пятен льда мощностью 0.1–0.2 м.

Закартировали селевые конуса выноса ручья, что между руч. Селевым и Рогатым, а также руч. Селевого. Оба конуса не дают широкого разброса материала. Промойка руч. Селевого, кроме того, испытывает бифуркацию на два рукава за 50–60 м до речного обрыва.

Произвели визуальное изучение, подсчет падений камней в течение одного часа на наиболее опасном участке и

фотографирование осыпи Первых Бакалавров правого склона долины.

Третьего мая еще более суровая непогода вынудила уже всех весь день сидеть у костра и никаких маршрутов и походов в горы.

Четвертого мая маршрут на перевал Ну-Ху с целью изучения ландшафтного профиля (рис. 9) был предпринят с бакалавром Иркутского пединститута ИГУ Александрой Мухометзяновой. А. Китов ходил со студентами второй раз искать термохрон возле оз. Эхой. Перерыли снег вокруг всех камней в месте установки, но ничего не нашли.

Евгений Горбунов, Алексей Буйневич и Наталья Иванова ходили обслуживать фотоловушки на гору, что на противоположном борту долины Иркуты напротив кафе. На

левый берег они перешли по уже почти исчезнувшему льду на реке. В маршруте были 12 часов и сильно устали. Ловушки пришлось снять, т. к. некоторые из них были залиты водой, а с некоторых не удалось считать данные. На самой дальней ловушке в поле зрения попал снежный барс, шагающий прямо на

ловушку. Кроме этой несомненной удачи, на других ловушках были зафиксированы зайцы, козлы, птицы. Часть ловушек сработала на падающий снег.

В Иркутск выезжали два дня, вначале пятого мая весь Портулан, а на следующий день научные сотрудники Института географии.



Рис. 10. Ландшафтный профиль вдоль тропы на пер. Ну-Ху.

Fig. 10. Landscape profile along the trail on the lane Nu-Hoo.

XVII-я летняя экспедиция

В этой экспедиции участвовало четыре человека: с.н.с. ИГ СО РАН, кандидат технических наук Александр Китов, магистр Павел Шушарин, турист Артем Коваленко и доцент Иркутского госуниверситета кандидат геолого-минералогических наук Сергей Коваленко.

Подробное описание экспедиции можно посмотреть на сайте Munku-Sardyk.ru (17-я летняя... 2022).

В этой экспедиции на пограничном посту в Мондах нас впервые за 20-летний период работы не захотели пустить по командировочным удостоверениям — нужны пропуска с погрануправления, что находится в Улан-Удэ. Пришлось по нашим паспортам

оформлять временный пропуск до 31 июля. Это вызвало задержку на погранзаставе на 40 мин.

...Переход от тракта до устья руч. Ледяного по тропе с тяжелыми рюкзаками (у Артема — 26 кг, Сергея — 24 кг, Александра — 28 кг, Павла — 40 кг) дался нам тяжело. Тропа в этом году нехоженная, местами плохо заметная. Мы в этом году шли по ней первыми. По ходу маршрута сфотографировали сверху многолетние наледи и встали на ночлег на лагере Пентагонус.

До наступления гражданских сумерек и во время них сходили и сняли данные с термохрона, что стоит на наледном острове напротив боковой наледи № 2, на самом высоком тополе. Термохрона на дереве не оказалось, от него осталась только веревочка,

которой он был привязан. После тщательных поисков внизу дерева, мы его обнаружили в небольшой свежей норке. Видимо он приглянулся какого-нибудь зверьку, который затащил его в свою норку в качестве игрушки или трофея. После считывания данных мы его снова повесили на прежнее место, не зная, доживет ли он до следующего года.

На следующий день перейдя по мостику на левый берег реки, мы целый час с работой по летней тропе, что идет по наледным террасам левого берега, добирались лагеря Портулан: наблюдали за камнепадами на живой осыпи Белоиркутской, изучили наледи Лесную, Архаров, Ближнюю, Портулановскую (см. рис. 8), Таборную. Установили, что 90 % аллювия горных рек, где есть высокогорные наледи — это в различной степени наледный аллювий, т. к. в пределах всей поймы реки наблюдались результаты деятельности талых наледных вод — следы перелопачивания, переноса, отложения и размыва рыхлого материала.

Далее в районе стрелки, где сливаются рр. Мугувек и Бел. Иркут, сняли показания термохрона, сфотографировали налегающую на коренные скалы морену в левом обрывистом берегу Бел. Иркуты выше «стрелки», деревянных идолов Мунку-Сардыка и Мунку-Сардычку, нависающий карниз осыпи Новой, сложенный делювием из мелких обломков черного сланца выходящего выше по склону.

Но самое главное, что мы увидели на этом интервале маршрута — это то, что Мугувек снова изменил местоположение своего устья. Он опять течет, подрезая осыпь Новую (вот по какой причине образовался нависающий карниз!), за островом и впадает напротив нижнего окончания наледи Таборной. Это еще один доказательный факт проявления бурной геологической деятельности высокогорных Белоиркутской и Усть-Мугувекской наледей, которые изменили русло реки без участия речного паводка, только при помощи талых наледных вод, текущих как по наледи, так и под нею, которые и привели к перераспределению аллювия на этом участке.

При подъеме на высокую террасу из долины р. Мугувек сфотографировали остатки наледи Эльминкиной, что в правом борту каньона, и прибыли на лагерь Дом-2, где нас ждали еще два открытия летнего сезона 2019 г.:

1) исчезли все пищухи, бегают только одна маленькая какая-то, не подходя близко к нам. Их натоптанные тропки видны только

возле камней, на траве никаких тропок нет. Трава стоит некошенная, густая. Под камнями полностью отсутствует свежезаготовленное сено и никаких признаков жизнедеятельности;

2) пропали все наши запасы (продукты, бензин, новая кастрюля, большой синий тент). Осталась в глубине пещеры схрона только одна бутылка с горохом. Из него и приготовили ужин.

Вокруг, как всегда, грязь и мусор: куча банок в кострище (мы вообще уже много лет ходим сюда без каких-либо железных банок), вокруг костра разбросаны полусгнившие остатки еды, тряпки, рукавицы, наша новая кастрюля, сопревшая от сырости палатка и прочие безобразия недотуристов.

На третий день нашей экспедиции был совершен маршрут, в котором: 1) изучены и сфотографированы остатки льда Бол. Мугувекской режимной наледи; 2) подсчитаны большие камни в каре п/л Лугового, скатившиеся со скальных склонов; 3) сняты показания термохрона на г. Мунку-Сардык (3491 м), на высоте 2900 м и на границе леса, в районе оз. Эхой термохрон пропал; 4) сняты показания минимального термометра Перетолчина (рис. 11), установленного в 1900 г.; 5) с фототочек, места которых также были определены С.П. Перетолчиным еще в конце позапрошлого века (1899 г.), сфотографирована открытая часть льда ледника Перетолчина, детали строения современной его осыпной морены и ригель п/л Древне-Северного с камнем Фараон.



Рис. 11. Данные минимального термометра С.П. Перетолчина.

Fig. 11. Data of the minimum thermometer of S.P. Peretolchin.

В верхней части конечного уступа современной осыпной морены ледника и немного углубившись в нее в сухом тальвеге реки Молочной была обнаружена продольная

глубокая промоина (трещина-провал) длиной более 60 м, шириной 10–12 м и глубиной более 5 м, вскрывшую лед погребенного ледника. Видимая мощность льда составляет более 5 м, его перекрывает песчано-галечная порода мощностью 3 м. В подошвенной части этого слоя породы наблюдается переходный слой из крупных глыб, вмержших в песчано-ледяную цементирующую массу льда мощностью 0.5–1 м. Водяной поток Молочной реки промыл вдоль промоины пещеру длиной 30 м и глубиной более 5 м. Пещера сквозная высота сквозного прохода 1.5–2.0 м. От нижнего выхода пещеры начинается еще одна промоина длиной 16 м. Перекрытый рыхлым материалом интервал промоины с пещерой составляет 4–5 м. Таким образом, общая длина вскрытого промоиной подземного ледника составляет 36–37 м.

Ниже крутого уступа конечной морены у молочной реки имеется два русла. Одно более древнее, пересохшее расположенное правее и ближе к коренному склону, второе — метров на 50–80 южнее, современное, по которому, собственно, и течет река к озеру Эхой.

На верх конечного уступа современной морены можно подняться по тропе Дроздовой, на которой до сих пор с 2005 г., стоят вешки. Промоина со снежником и большим камнем, развитие которой мы наблюдаем с 2009 г., похоже перестала расти, снежника в этом году нет, один песок (зандровая поляна).

Как всегда, находясь на современной осыпной морене ледника хочется найти и камень Перетолчина, помеченный им числом года 1906, на крайней границе левой красной морены, по смещению которого он

определил скорость движения ледника в 1907 г., поэтому полчаса были посвящены его поиску. С.П. Перетолчин, в своей книге 1908 года издания, так описал это для нас теперь историческое событие: *«Для исследования явлений движения в будущем, на боковом обнажении куполообразного холма цирка, где начинается левая морена, я сделал пометку краской и связал эту точку с такой же пометкой на большом камне морены, лежащем теперь от пометки на скале в расстоянии 10 метров. Пометка на камне отмечена числом года 1906. Для наблюдений отступления ледника такая же пометка с числом года 1906 сделана на большом камне, лежащем у основания откоса конечной морены правого потока.*

Посетив северный ледник М.-С. летом 1907 года (рис. 12), я произвел наблюдение над положением указанного выше камня левой боковой морены и нашел, что камень этот подвинулся вперед за время с 26-го июня 1906 г. по 26-е июля 1907 года, т. е. почти за год, на весьма незначительную величину 49 сантиметров. Таким образом, скорость движения левой морены ледника или краевая его скорость выражается 49 см в год. Приняв отношение краевой скорости движения ледника к срединной как 3:4, найдем, что срединная скорость потока для данного случая выразится незначительною величиною в 65 см в год. Если же допустить, что наибольшая величина этой скорости относится к летнему времени, то и в этом случае для получения точной ее величины необходимы наиболее продолжительные наблюдения, чем я не мог располагать.» (Перетолчин, 1908, с. 11).



Рис. 12. Краевая левая морена ледника Перетолчина, в 1907 г. Фото П. Павлова (по Перетолчин, 1908).

Fig. 12. The marginal left moraine of the Peretolchin glacier, in 1907 Photo by P. Pavlov (after Peretolchin, 1908).

В течение последующих пяти дней с 15 по 29 июля в условиях плохой погоды (дожди, в горах выше 2700 м лёг снег) мы вначале перебазились на другой базовый лагерь в долине Бел. Иркута Геологический и совершили маршрут по изучению режимных наледей: Бол. Белоиркутской, Ночной и Ручья Наледного, и по смене термохрона на границе леса, а в последний день при небольшом затишье непогоды перебрались к тракту на лагерь Буговек-1.

Большая Белоиркутская наледь. Остатки льда ее в этом году лежат двумя довольно большими фрагментами-льдинами. Верхняя по ширине занимает всю пойму, а нижняя вдоль левого берега имеет ширину 8–20 м. Мощность верхней достигает 3–4 м, нижней — до 3 м.

С фототочки № 9 сфотографировали верхнее начало Бол. Белоиркутской наледи, а с фототочки № 14 — наледь руч. Наледного, чтобы сравнить со снимками прошлых лет и сделанных вчера. В последнем случае можно будет узнать на сколько она уменьшилась от ночного довольно сильного дождя.

По ходу маршрута-перехода к тракту много фотографировали: 1) виды долин рек Мугувека и Бел. Иркута, 2) живую осыпь Белоиркутскую, по которой во время прохода мимо нее каждые 5–10 с. катились большие камни, изредка долетавшие до середины реки и даже на левый берег, 3) наледь по руч. Ледяному, все еще, не смотря на дожди, хранящую под наледными наносами рыхлого материала лед.

В предпоследний перед выездом в Иркутск день провели режимные наблюдения за наледями и погодой в окрестностях лагеря: изучили и сфотографировали остатки Усть-Буговекской наледи и метки на опорах автомобильного моста, а также на всех опорных линиях от моста до лагеря (см. рис. 2).

Мост второй год ремонтируется, пойма реки под ним изменена бульдозером: выше по течению она выровнена, а ниже в 30–50 м от моста сделан крутой пятиметровый уступ, вероятно, для быстрого стекания наледообразующей воды, чтобы наледь не увеличивалась непосредственно под мостом. Все эти изменения поймы реки непосредственно

вблизи моста направлены, по мнению строителей, вероятно, на укрощение бурной разрушительной деятельности наледи, и на наш взгляд совершенно бесполезны, т. к. разрушительная деятельность льда наледи совершенно ничтожна.

Изучая следы геологической деятельности наледей, их талых вод, а также всех весенних вод текущих по наледи или вблизи нее, а также на интервалах пойм с развитыми высокогорными наледями нашего района, мы пришли к следующим выводам.

Геологическая деятельность этих всех весенних талых вод вдоль пойм горных рек с наледями начинает проявляться в начальной стадии весеннего таяния, когда масса скопившегося за зиму коллювиально-делювиального материала переносится площадным потоком талых вод по поверхности наледи вниз по течению. Далее талые воды образуют промоины и уже в виде сосредоточенных струй-потоков переходят на подналедную поверхность поймы или террасы, где они совершают уже более серьезную геологическую работу, часто размывая и переотлагая подналедный аллювий. Иногда в результате этой деятельности происходит изменение летнего русла реки (см. выше описание изменения русла р. Мугувек в этом году). В конечный период окончательного стаивания наледей, оставшийся (не смытый) рыхлый материал плащеобразно оседает на различные поверхности: пойму, русловую часть, террасы (речные и наледные).

Полученные научные выводы имеют и практическое значение. Так для опор автомобильного моста вблизи устья Буговека основную опасность представляют только сосредоточенные струи талых наледных и других весенних вод, текущих в начале весны по наледи, а с середины весны и начале лета — под наледью. Как показали многолетние наблюдения в районе моста, они всегда сосредотачивались вблизи левого берега непосредственно у моста, где строители выравнивали пойму, а задолго до этого в 300–400 метрах от моста. Строителям необходимо было не выравнивать пойму, что приведет к еще более катастрофическим последствиям следующей весной, за счет повышенного количества галечного материала вдоль левого берега поймы, который строители нагребли

при выравнивании бульдозером, а наоборот углубить и укрепить (залить бетоном) левый водоток, по которому будет происходить быстрый сброс талых вод и вынос абразионного каменного материала. Этот же углубленный укрепленный бетоном участок поймы хорошо послужит и для сосредоточенного сброса паводковых вод летом. Ничего подобного ремонтники моста, закончив ремонт, не сделали. Жаль! Что ж, придется ждать лета 2020 года, когда деятельность этих вод покажет нам, кто из нас прав. Правы оказались мы, когда летом 2020 года снова с левого берега поймы под мостом увидели огромную промоину, в то время как оставшая часть поймы осталась лишь слегка перепахана или немного присыпана наледным аллювием.

Выше наледной террасы вблизи лагеря, заливаемой современными и более древними наледями, на высоте 3 м ближе к коренному берегу начинается псевдотерраса, сложенная пролювиальными отложениями, которые не подвергались влиянию наледных процессов. Поверхность этой псевдотеррасы западинно-грядовая, сформированная селевыми потоками. На грядах растут столетние высокие лиственницы, а вдоль промоин не столь древние, но все равно достаточно толстые и зрелые лиственницы. На наледной террасе растут вообще молодые лиственницы 20–30-летнего возраста. Видимо по долине во влажные годы иногда проходят современные селевые паводки, подобные Прибайкальским 1971–73 гг.

Рыхлый материал, слагающий наледную и пролювиальную террасы, различается как по величине обломков, так и связующим цементом. На пролювиальной террасе размер глыб 1.0x1.0 и 1.2x1.3 м, а на наледной на порядок меньше. В такой же зависимости находится и размер промоин на этих террасах — на пролювиальной террасе длина, ширина, глубина и высота их в три-четыре раза больше.

Учитывая все вышесказанное, можно прийти к следующим выводам. Пролувиальная псевдотерраса была сформирована в результате катастрофических селевых паводков, образовавшихся в результате массового таяния ледников исторического периода (примерно 500 лет тому назад). Такие же

мощные пролювиальные отложения (конуса выноса и псевдотеррасы типа описанной выше), наблюдались нами по всем горным рекам района. На некоторых из них, вместо лиственниц растут столетние кедры, как на конусе выноса портулановской поляны в долине Бел. Иркутта.

Из телефонных переговоров с дирекцией Института географии СО РАН узнаем, что машины не будет, добираться до Иркутска 300 км нам пришлось автостопом.

Главные результаты экспедиции

1. Описано А. Китовым 77 точек наблюдения, С. Коваленко — 24.

2. Снято А. Китовым 197 технических фотоснимков, из них 21 — с разрешением 4896x3672 dpi и 176 с разрешением 4000x3000 dpi; С. Коваленко — 354 технических снимков с разрешением 6000x4000 dpi, RAW (8.48 Гб), из которых некоторые снимки объединены в 16 панорам, 12 снимков с разрешением 4000x3000 dpi, 36 фрагментов видео HD с разрешением 1920x1080 dpi (2.45 Гб). Впервые снято два фрагмента видео открытой части ледника Перетолчина в формате 4K с разрешением 3840x2160 dpi, 588 Мб.

3. Никаких традиционно часто наблюдаемых животных (пищух, воронов, горных козлов) мы в этом году не видели. Многочисленные пищухи на лагере Дом-2 по какой-то причине исчезли, осталось только несколько молодых очень осторожных и пугливых особей.

4. Были продолжены ежедневные наблюдения за погодой на главных лагерях района исследований. В сроки, принятые для метеостанций, за 10 дней полевых работ взято 60 сроков вручную с метеоприборов и параллельно 66 сроков автоматической миниметеостанций.

5. Минимальная температура за зиму 2018–2019 гг. по минимальному термометру С.П. Перетолчина, установленному в 1900 г. составила -37.3°C , а срочная температура в момент замера — 13.1° (см. рис. 4). Время снятия данных 14^{00} местного времени.

6. В общем, погода в экспедиции этого года была похожа на лето 2005–06 гг., следовательно, можно предположить вероятность существования не 11-летнего цикла, как было

это описано в 2014 г. (Коваленко, 2014), а 14-летнего, со всеми последствиями описанными в статье 2014 г. До 2005–06 гг. аналогичная погода наблюдалась в 1993 году, когда на Хамар-Дабане в августе чуть не замерзли туристы в районе Солзана. Вот строки из их отчета: *«Несколько дней шёл снег с дождём, а выше зоны леса людей сдувало ветром, приходилось идти „стенкой“, иначе унесло бы. Горелок тогда не было, развести костёр в таких условиях — большая проблема. Теплотери огромные, немели руки и ноги, были синие губы и ногти. Мы разувались для того, чтобы друг другу ноги оттирать, мёрзли как зимой. Да ещё и мокрые. Ничто не спасало от ливневого дождя, все вещи были мокрыми, вплоть до спальников, хоть и пытались их уберечь, но не получалось».*

7. В этой экспедиции было относительно дождливо и сыро, ночью температура опускалась до 3.17°C (28.07.19 г. в 23^{00}) три дня шел дождь с выпадением снега в горах на высоте более 2700 м, а днем поднималась до 8 и 18°C . Теплые дни были в начале экспедиции, холодные — в конце.

8. В этом году, как и в 2005 г. наблюдались ложные лисички, не встречающиеся в более сухие годы.

9. За 10 дней не было зафиксировано ни одного туриста на российской территории.

10. Мугувек опять изменил местоположение своего устья. Оно снова стало находиться на 500 м ниже прежнего своего географического положения, т. е. напротив нижнего окончания наледи Таборной. Это произошло в результате таяния наледей в этом году.

Благодарности

Исследование выполнено за счёт средств государственного задания (№ госрегистрации темы: АААА-А21-121012190056-4); при поддержке РФФИ, гранта № 20-05-00253А «Трансформация геосистем Байкальской природной территории».

Литература

17-я летняя экспедиция 22–31.07.2019 г. [Электронный ресурс] // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: <http://munku-sardyk.ru/summer-expedition2019> (дата обращения 12.12.2022).

18-я весенняя экспедиция 26.04–5.05.2019 г. [Электронный ресурс] // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: <http://munku-sardyk.ru/spring-expedition2019> (дата обращения 30.11.2022).

Коваленко С.Н. Признаки и следствия завершения 11-летнего погодного цикла в районе хр. Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. государственной академии образования. – 2014. № 2–3 (10). С. 60–65.

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120.

Коваленко С.Н., Мухометзянова А.В. Роль изучения склоновых процессов для безопасной рекреационной деятельности в районе горного массива Мунку-Сардык // География и безопасность жизнедеятельности — традиции и инновации в педагогическом образовании : материалы Всероссийской науч.-практ. конф. с международным участием, посвящ. 110-летию Педагогического института ИГУ, Иркутск 8–9 ноября 2019. Иркутск : Изд. Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2019. С. 32–35.

Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томск. техн. ин-та. – Т. 9. Томск: Типо-литография Сиб. т-ва печатного дела, 1908. 60 с.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент кафедры динамической геологии,

тел.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru,

Kovalenko Sergey Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of the Department of Dynamic Geology,

tel.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук,

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,

Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 42–74–72,

email: kitov@irigs.irk.ru.

Kitov Aleksandr Danilovich,

Candidate of Technical Sciences,

664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,

Sochava Institute of Geography, CO RAS,

Senior Research Fellow,

tel.: (3952) 42–74–72,

email: kitov@irigs.irk.ru.

Шушарин Павел Викторович,

магистр,

664535 с. Мамоны, ул. Садовая 13,

МОУ ИРМО «Мамоновская СОШ»,

учитель ОБЖ и географии,

тел.: (3952) 49–47–87,

email: wolfenstein-13@mail.ru.

Shusharin Pavel Viktorovich,

Magister,

664535 Mamony, Sadovaya str.,13,

MEI IDMF Mamonovskaya secondary school,

Teacher of the basics of life safety and geography,

tel.: (3952) 49–47–87,

email: wolfenstein-13@mail.ru.

Правила для авторов

В журнале «Геология и окружающая среда» публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых 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 региона по профилю издания. Основное условие опубликования научной статьи — авторство или соавторство студента, аспиранта или молодого научного сотрудника.

Ответственность за достоверность изложение 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 возможна за дополнительную плату с заключением договора.

Максимальный объем научной статьи — 1.5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК; название статьи; фамилия и инициалы авторов, ученая степень, должность и название учреждения; аннотация и ключевые слова на русском и на английском языках. 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.

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

Не допускается использовать при наборе:

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

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

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

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

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

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

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

Длинные формулы необходимо разбить на несколько строк (с учетом печати текста в две колонки). Перенос в формулах допускается делать в первую очередь на знаках соотношений, во вторую очередь — на многоточии, на знаках сложения и вычитания, в последнюю — на знаке умножения в виде крестика. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором 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 десятичной точки. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских символов в одной статье. Все греческие и специальные символы печатаются через опции «Вставка» и «Символ».

Статья должна быть разбита на разделы, отражающие ее содержание. Допускаются следующие стандартные рубрики статьи: «Исходные данные», «Методы исследования», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; можно ввести раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца. Если работа выполнена при поддержке какого-либо гранта, то эта информация приводится в конце статьи.

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

При ссылках на литературу в тексте работы приводятся фамилия автора с инициалами (двух авторов или первого автора в сочетании с «и др.», если количество авторов три и более) и год публикации в круглых скобках, например: «как сообщает А.И. Петров (2016)». Если автор публикации в тексте не указывается, то ссылка должна иметь следующий вид: «по данным (Петров, 2016) это...». Ссылки на публикации одного и того же автора, относящиеся к одному году, обозначаются буквенными индексами: (Петров, 2021а, 2021б, 2021в). При ссылке на работы двух и более авторов фамилии указываются в алфавитном порядке: (Белов и др., 2019; Сидоров, 2019; Hatton, 2020; Peyerl et al., 2021).

В списке литературы работы не нумеруются. Каждая работа должна занимать отдельный абзац. Иностранные фамилии в тексте пишут в русской транскрипции.

Пример:

Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) / М.А. Федонкин // Проблемы геологии и минералогии.— Сыктывкар : Геопринт, 2022.— С. 331–350.

Марков А.В. Происхождение эукариот как результат интеграционных процессов в микробном сообществе [Электронный ресурс] / А.В. Марков, А.М. Куликов // Доклад в Институте биологии развития 29 января, 2009.— Режим доступа: http://evolbiol.ru/dok_ibr2009.htm. (дата обращения: 23.10.2021).

Ссылки на неопубликованные работы допускаются в подстрочных примечаниях.

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

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

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

Электронный адрес: kaf-dinamgeol@mail.ru

Редколлегия журнала