

2 (2) 2022

ISSN 2541-9641



ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геология и
окружающая
среда

Том 2
№ 2
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, доцент, Иркутск, Россия

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

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

Адрес редакции:

664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 3.

Тел.: (3952)243278.

Email: kaf-dinamgeol@mail.ru

Сайт: <http://geoenvir.ru>

Сетевое издание «Геология и окружающая среда»

Учредитель-издатель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет»

Гл. редактор: С.П. Примина

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

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

ISSN: 2541-9641

12+

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

С о д е р ж а н и е

От редколлегии журнала	5
МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ.....	7
С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова, С.В. Снопков, С.А. Борняков, И.С. Чувашова Смена уровней сейсмической опасности в полном 12-летнем сейсмогеодинамическом цикле Южно-Байкальской впадины: результаты гидроизотопного ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) мониторинга.....	7
ЛИТОЛОГИЯ	22
А.И. Хассан, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Корнилова, Т.А. Ясныгина Литотипы, фации и источники материала осадочных пород в Баргузинской долине Байкальской рифтовой системы.....	22
Р. Алокла, Е.П. Чебыкин, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, В.В. Акулова, И.С. Чувашова, Йи- минь Сунь Глинистые минералы пелоидов оз. Саган-Нур в Тункинской долине как показатели анаэробных условий литогенетических процессов	47
ВУЛКАНИЗМ.....	61
И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Е.В. Саранина ^{207}Pb – ^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона	61
С.В. Рассказов, Ю. Аило, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина Соотношения петрологического коро-мантийного перехода и сейсмического раздела Мохо под гранулитовыми террейнами: признаки преобразований корневой части Восточно-Тункинского блока в глубинных нодулях из позднекайнозойских вулканических пород	91
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	128
С.Н. Коваленко, Ю.В. Акулова Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык	128
ИСТОРИЧЕСКИЕ ОБЗОРЫ	139
С.В. Рассказов, С.П. Примина, И.С. Чувашова История и методология геологических наук в Иркутском Госуниверситете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе.....	139
НАУЧНАЯ, ПРОФЕССИОНАЛЬНАЯ, УЧЕБНАЯ И ПЕДАГОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА	158
С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Е.Н. Иванов Полевая учебная практика по геологии и физической географии в окрестностях г. Мунку-Сардык (Восточный Саян)	158
ЭКСПЕДИЦИИ	174
А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, В.Н. Ноговицин Первая 2020 года экспедиция на Мунку-Сардык и сравнительные особенности прохождения маршрута.....	174
А.Д. Китов, С.Н. Коваленко, Е.Н. Иванов, И.А. Денисенко Экспедиция Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН и клуба Портулан в Восточные Саяны (горный массив Мунку-Сардык) в апреле-мае 2021 года	182
Правила для авторов	188

C O N T E N T S

From the Editorial Board

ENVIRONMENTAL MONITORING	7
S.V. Rasskazov, E.P. Chebykin, A.M. Ilyasova, S.V. Snopkov, S.A. Bornyakov, I.S. Chuvashova 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	7
LITHOLOGY	22
A.I. Khassan, S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, T.A. Kornilova, T.A. Yasnygina Lithotypes, Facies, and Sources of Sedimentary Rocks in the Barguzin Valley of the Baikal Rift System	22
R. Alokla, E.P. Chebykin, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, V.V. Akulova, I.S. Chuvashova, Yi- ming Sun Clay minerals of peloids of the lake Sagan-Nur in the Tunka Valley as indicators of anaerobic conditions of lithogenetic processes	47
VOLCANISM	61
I.S. Chuvashova, S.V. Rasskazov, E.V. Saranina ^{207}Pb – ^{206}Pb age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: transect Kitoi–Baydrag of the Baikal-Mongolian region	61
S.V. Rasskazov, Yu. Ailow, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina Relationship between petrological core-mantle transition and the seismic Moho discontinuity below granulite terranes: evidence on transformation of a root part beneath the Eastern Tunka block in deep-seated nodules from late cenozoic volcanic rocks	95
GEOMORPHOLOGY	128
S.N. Kovalenko, U.V. Akulova Cryogenic lithopotoks of the Munku-Sardyk mountain range.	128
HISTORICAL OVERVIEWS.....	139
S.V. Rasskazov, S.P. Primina, I.S. Chuvashova History and methodology of geological sciences at Irkutsk State University: development of hypotheses about Cenozoic rift genesis, volcanism and earthquakes in the Baikal-Mongolian region	139
SCIENTIFIC, PROFESSIONAL, EDUCATIONAL AND PEDAGOGICAL PRACTICE	158
S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, E.N. Ivanov Field training practice in geology and physical geography in the vicinity of Munku-Sardyk (Eastern Sayan).....	158
EXPEDITION	174
A.D. Kitov, E.N. Ivanov, V.N. Nogovictin The first expedition to Munku-Sardyk of 2020 and comparative features of the route	174
A.D. Kitov, S.N. Kovalenko, E.N. Ivanov, I.A. Denisenko Expedition of the Institute of Geography named after V.B. Sochava SB RAS and the Portulan Club to the Eastern Sayan Mountains (Munku-Sardyk mountain range) in April-May 2021.....	182
Information for Authors	

От редколлегии журнала

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

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

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

Исследования геологии и окружающей среды рассматриваются в настоящее время как приоритетные. В университетах разных стран созданы факультеты, имеющие конкретную тематическую направленность на изучение геологии окружающей среды. Издаются международные журналы *Environmental Earth Sciences* (Университет 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 аккретирован к краю платформы в раннем палеозое. Студентам демонстрируются разновозрастные комплексы осадочных, магматических и метаморфических пород от раннеархейского до позднекайнозойского возраста, породы Слюдянского метаморфического субтеррейна, содержащего множество

уникальных минералов, карьеры и шахты месторождений угля и соли, молодые вулканы и минеральные источники. Непосредственно на обнажениях освещаются вопросы новейшей геодинамики и тектоники Байкальской рифтовой системы, в которой ярко проявился процесс континентального рифтогенеза, частично в сочетании с орогенезом. Демонстрируются сейсмодислокации, оставшиеся после сильных землетрясений. Проводится серия маршрутов по выходам 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 Удальяньчи-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

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 549.623+549.903.9(571.5)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.7>

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

Rasskazov S.V.^{1,2}, Chebykin E.P.^{1,3}, Ilyasova A.M.¹,
Snopkov S.V.², Bornyakov S.A.¹, Chuvashova I.S.^{1,2}

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

² *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

³ *Limnological Institute, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract. In the western part of the South Baikal Basin, spatial-temporal distribution of earthquake epicenters is characterized by quasi-periodic seismic reactivations. The strongest earthquakes occurred in 1999 (South Baikal, Mw = 6.0), 2008 (Kultuk, Mw = 6.3) and 2020 (Kudara, Mw = 5.4). Since 2013, we have been monitoring the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio ($AR_{4/8}$) in groundwater as an indicator of crack open/closing that promotes/prevents water circulation in active faults of the basin. From monitoring results, we define the concept of a complete seismogeodynamic cycle as a change from crustal compression to extension occurred during 12 years with a successive increase in seismic hazard levels.

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

Смена уровней сейсмической опасности в полном 12-летнем сейсмогеодинамическом цикле Южно-Байкальской впадины: результаты гидроизотопного ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) мониторинга

Рассказов С.В.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3}, Ильясова А.М.¹, Снопков С.В.²,
Борняков С.А.¹, Чувашова И.С.^{1,2}

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

² *Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*

³ *Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия*

Аннотация. В западной части Южно-Байкальской впадины пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений характеризуется квазипериодическими сейсмическими активизациями. Наиболее сильные землетрясения произошли в 1999 г. (Южно-Байкальское, Mw = 6.0), 2008 г. (Култукское, Mw = 6.3) и 2020 г. (Кударинское, Mw = 5.4). С 2013 г. нами проводился мониторинг отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($OA_{4/8}$) в подземных водах как показателя раскрытия/закрытия трещин, способствующего/препятствующего циркуляции воды в активных разломах впадины. По результатам мониторинга мы определили понятие полного сейсмогеодинамического цикла как смены сжатия растяжением коры, происходившего в течение 12 лет с последовательным возрастанием уровней сейсмической опасности.

Ключевые слова: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, подземные воды, землетрясение, активный разлом, Байкал.

Introduction

Time and place prediction of strong earthquakes remains an unsolved problem. The only

way to solve this problem is to monitor phenomena that accompanied the development of seismogenic deformations. More than 600

precursors, which preceded and accompanied large earthquakes, have been recognized. Among these, hydrogeological and hydrogeochemical effects play an important role (Johnson et al., 1974; Chia et al., 2008; King et al., 1995; Tsunogai, Wakita, 1995; Claesson et al., 2004; Sukhija et al., 2010; Reddy et al., 2011; Shi et al., 2015; Boldina, Kopylova, 2017).

An active state of a fault might be defined through measurements of a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ alpha activity ratio (AR4/8) in groundwater. Variations

of this parameter are explained by excess recoil of ^{234}U into water that is circulated through rocks and minerals impacted by deformation (Cherdyntsev, 1969; Chalov, 1975). In this method, chemically separated alpha-emission rates of U isotopes are measured and deviations from equilibrium between ^{234}U and ^{238}U ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ alpha activity ratio = 1, corresponding to an atomic ratio of 5.47×10^{-5}) are used to infer excess recoil (Fig.1).

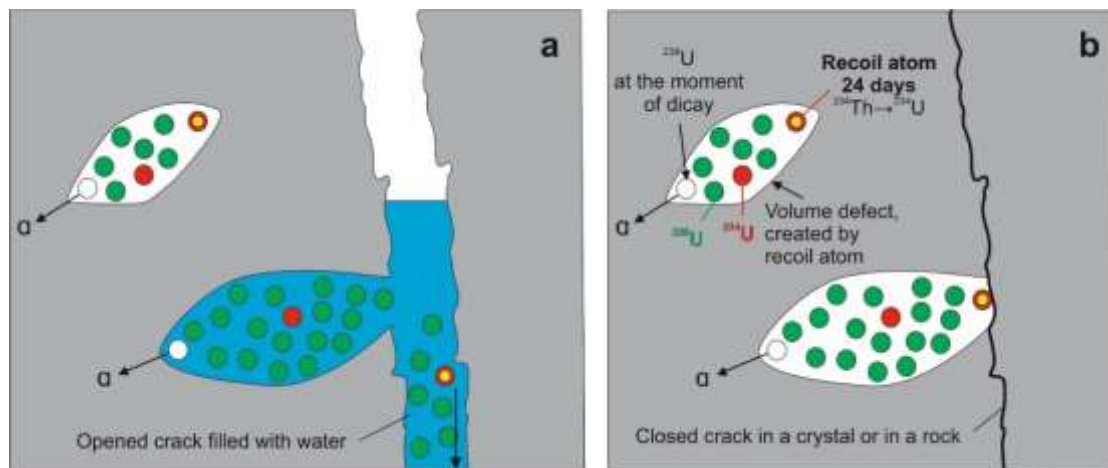


Fig. 1. Explanation of the Cherdyntsev-Chalov effect by micro-crack open/closing. a – recoil atom ^{234}U enrichment of groundwater circulated through open micro-cracks; b – no enrichment due to the micro-crack closing that limits the groundwater circulation.

Рис. 1. Объяснение эффекта Чердынцева-Чалова открытием/закрытием микротрещин. а – обогащение атомом отдачи ^{234}U подземных вод, циркулирующих в открытых микротрещинах; б – обогащение атомом отдачи предотвращается закрытием микротрещин, ограничивающим циркуляцию подземных вод.

In the Baikal Rift System, large earthquakes occurred in the historical past and might happen in the future (Solonenko, 1974; Sherman, 2014). Experience has been already accumulated in terms of probabilistic theoretical analysis of earthquakes for a medium-term forecast (Ruzhich, 1997; Sherman, 2009, 2013; Timofeev et al., 2013). For earthquake prediction, however, early detection of a large earthquake is required for detecting its preparation through monitoring of known precursors as well as clarifying the character of the evolution and physical nature of seismic process that precede earthquakes.

In the South Baikal area, earthquakes of M_w from 5.8 to 7.5 occurred in 1769, 1771, 1779, 1839, 1862, 1866, 1885, 1902, and 1959. During the last two decades there were two more large seismic events: the 1999 South Baikal earthquake ($M_w = 6.0$) and the 2008 Kultuk earthquake ($M_w = 6.3$) (Radziminovich et al., 2006; Melnikova et al., 2012). The epicenter of the Kultuk earthquake was 40 km east-southeast of the Kultuk village. Both $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio and a [U] were monitored in groundwater samples from the Kultuk area (Fig. 2).

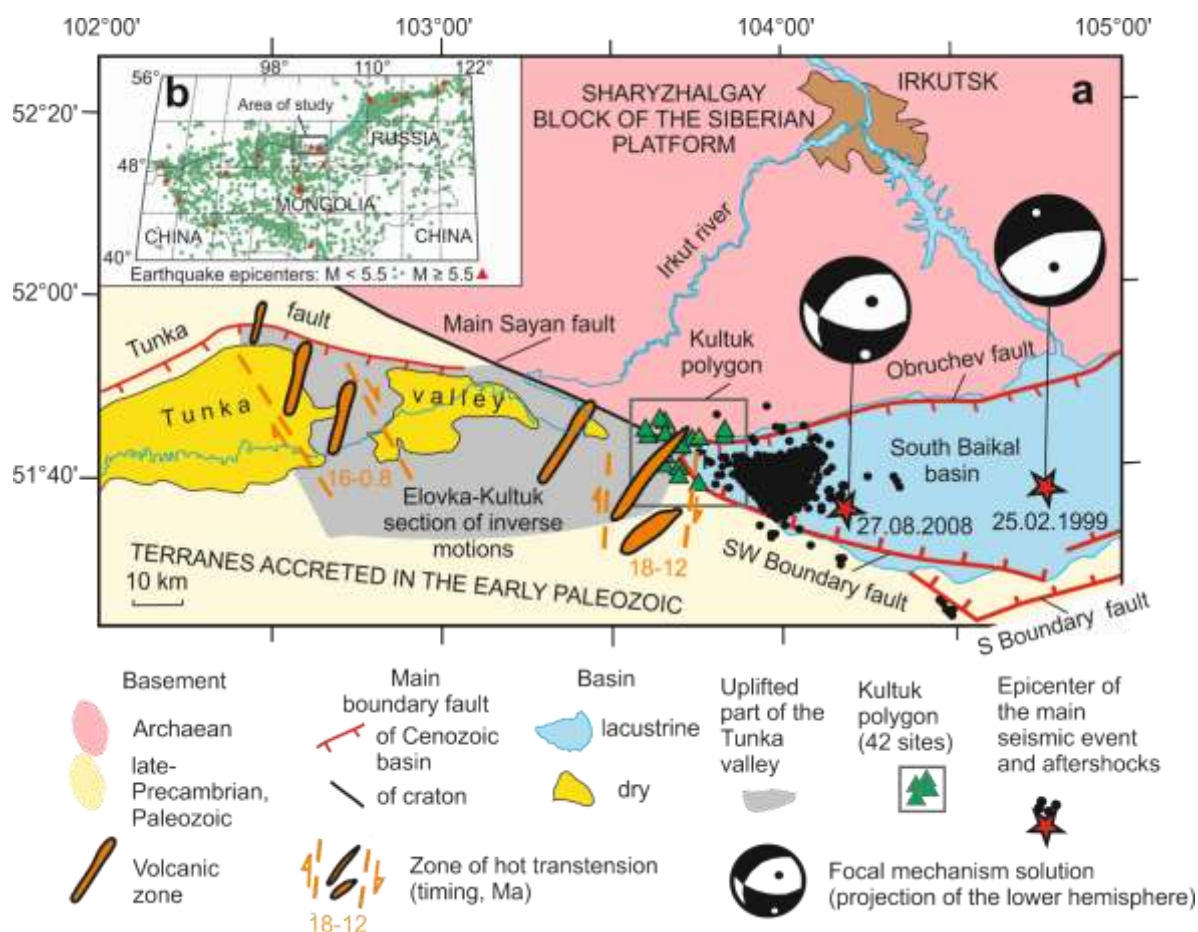


Fig. 2. Spatial position of the Kultuk area for earthquake prediction between the extended South Baikal Basin and compressed inverted eastern part of the Tunka Valley. On panel a: master faults of the South Baikal Basin are adopted from Florensov (1968), epicenter and mechanism of the main seismic shock and aftershocks of the 2008 Kultuk earthquake are shown after Melnikova et al. (2012), epicenter of the 1999 South Baikal earthquake after Radziminovich et al. (2006), zones of hot transtension after Rasskazov et al. (2013). On panel b: earthquake distribution in the Baikal-Mongolian region in 1960–2003 is plotted after Sherman (2014).

Рис. 2. Пространственное положение Култукского сейсмопрогностического полигона между растягивающейся Южно-Байкальской впадиной и сжимающейся инвертированной восточной частью Тункинской долины. На панели а: рельефообразующие разломы Южно-Байкальской впадины показаны по работе Н.А. Флоренсова (1968), эпицентр и механизм главного сейсмического толчка и афтершоков Култукского землетрясения 2008 года – по работе В.И. Мельниковой и др. (2012), эпицентр Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. – по работе Н. Радзиминович и др. (2006), зоны горячей транстенсии – по работе С.В. Рассказова и др. (2013). На панели б: распределение землетрясений в Байкало-Монгольском регионе в 1960–2003 гг. по работе С.И. Шермана (2014).

Monitoring site and analytical techniques

The Kultuk sites for earthquake prediction were chosen for hydrogeochemical monitoring in an area of a sharp transition from the East Tunka (Elovka-Kultuk) compressional block to the South Baikal extensional one. The sites are located within the hydrogeochemical zone of mylonites designated the Main Sayan fault in its junction with the Obruchev and South-Western

boundary faults, which limit the western part of the South Baikal Basin, respectively, from the north and south. We focus on results obtained for station 21 (School N 7).

Samples were taken mostly in 1–3 weeks. In 2014 and in 2020–2022, intervals between samples were reduced to 4 days. For analysis, a volume of 0.5 liter of water was collected into a bottle of polyethylene terephthalate (PET). A factory-sealed bottle of deep Baikal water with

dissolved solid concentration as low as 100 mg/L was opened just before sampling, emptied and thoroughly rinsed with sampled water. If short-term storage (up to 3 months) was required, selected samples were passed through membrane filters (0.45 μm) and acidified with nitric acid that was distilled twice using the Savillex DST-1000 sub-buffering system. Samples were stored in a refrigerator.

To determine the isotope composition of U in natural water, U was separated using ion exchange resin TRU Resin-B (50-100 μm , Triskem Int., France) using polypropylene columns containing 0.5 ml of TRU resin. Uranium was eluted with 1.5 ml of 0.1 M ammonium oxalate $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$. The elutants were diluted 2-fold with 3 % HNO_3 and analyzed according to methods developed earlier (Chebykin et al., 2007). Analytical studies were performed using the ICP-MS method on an Agilent 7500 ce quadrupole mass spectrometer in the collective use center "Ultramicroanalysis" (Limnological institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk). To control the quality of measurements, a standard sample of the isotope composition of natural U GSO 7521-99 (Urals Electrochemical Plant, Novouralsk) was used. A typical error in the determination of isotope ratios (1σ) was about 1 % relative to a measured value.

Analysis of seismicity

A series of seismic shocks that occurred in the South Baikal Basin in connection with the preparation and implementation of the Kudara earthquake on December 10, 2020 were similar to the one of seismic shocks associated with the Kultuk earthquake on August 27, 2008. From spatial-temporal distribution of the earthquake epicenters of these reactivations, stages of their preparation: A, B, C, D and E that served as the basis for interpreting results of hydrogeochemical

monitoring at the Kultuk area with a forecast of a strong event that took place at the end of 2020 (Rasskazov et al., 2020) (Fig. 3)). Before the Kultuk event, at stage A, epicenters were distributed along the Obruchev fault, at stage B they shifted to the south, at stage C, to the northeast, and at stage D, to the west. At this stage, in early 2008, the epicenters migrated from the Snezhnaya epicentral cluster to Kultuk and back. Then on May 4, an earthquake occurred in the Kultuk region and 3.5 months later, there was a strong Kultuk seismic shock. After extensive aftershock activity (stage E), earthquake epicenters showed similar migration stages ABC and D in 2013–2017 with transition after October 10, 2017 to aseismic state.

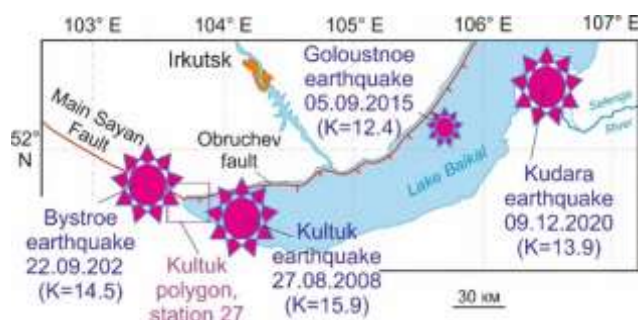


Fig. 3. Epicenters of medium and strong earthquakes in 2015–2020.

Рис. 3. Эпицентры землетрясений средней силы и сильных землетрясений 2015–2020 гг.

The recognized stages of migratory seismicity were compared with results of hydrogeochemical monitoring obtained in 2013–2020 at the Kultuk area. In May 2020, when the aseismic state had already lasted more than 2.5 years, a paper predicted seismic activity with a strong earthquake in South Baikal in 2020–2021 was published (Rasskazov et al., 2020). By analogy with the seismic scenario of 2008, the strong earthquake should have been implemented after the one in the Kultuk area. Seismicity indeed resumed in the second half of 2020 in accordance with the suggested scenario (Fig. 4).

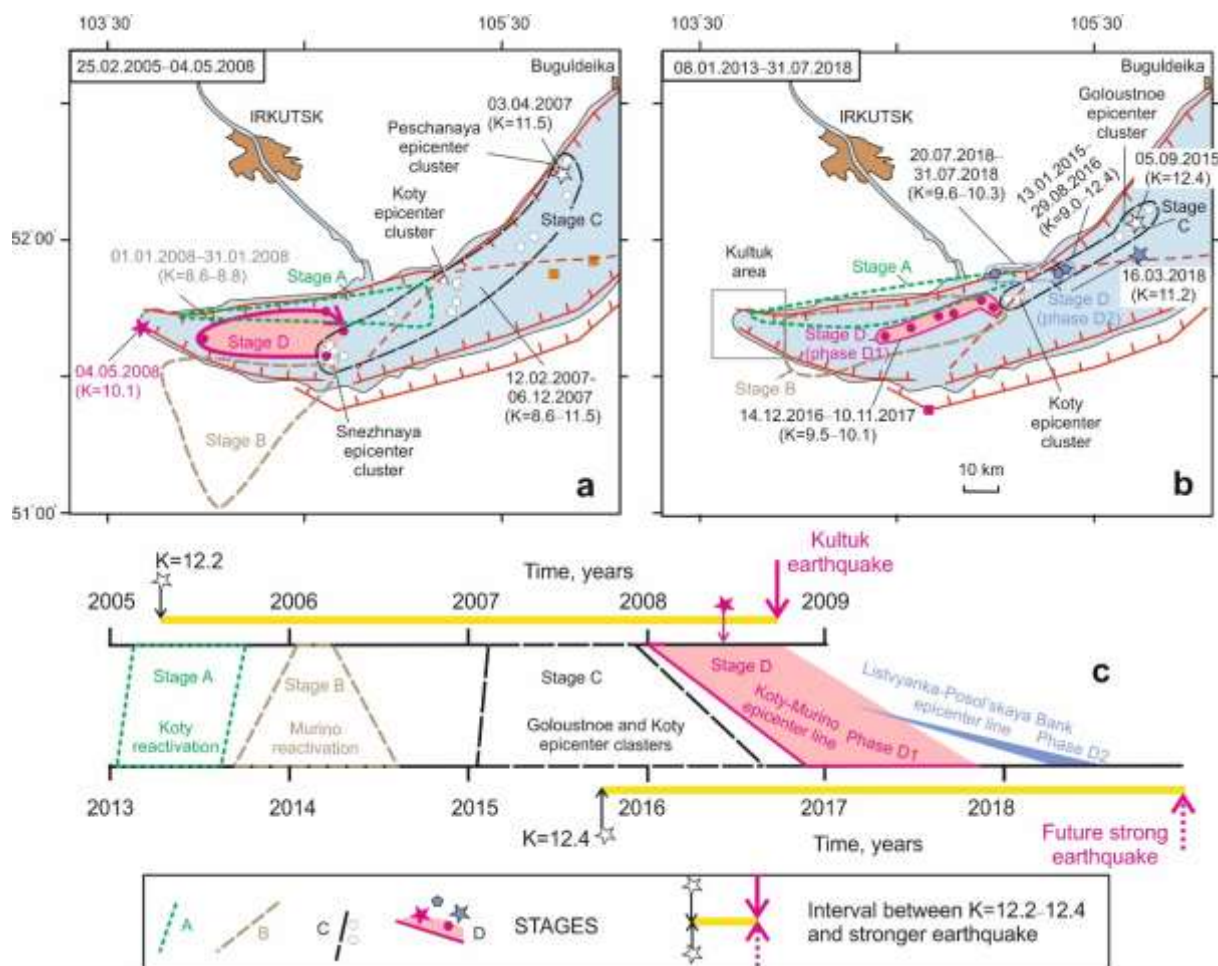


Fig. 4. Stages of spatial-temporal distribution of earthquake epicenters in 2005–2008 after the $K=12.2$ event before the 2008 Kultuk strong earthquake (a), the same stages of a longer interval of 2013–2020 before the 2020 Kudara strong earthquake (b), and comparison of the stages on a time scale (c). The scheme [Rasskazov et al., 2020] is supplemented with events of the second half of 2020. Data of the Baikal branch of the Federal Research Center "Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences" is used.

Рис. 4. Стадии пространственно-временного распределения эпицентров землетрясений 2005–2008 гг. после события $K=12.2$ перед Култукским землетрясением 2008 г. (а), таких же стадий более продолжительного интервала 2013–2020 гг. перед Кударинским землетрясением 2020 г. (б) и сопоставление стадий на шкале времени (с). Схема сопоставлений [Rasskazov et al., 2020] дополнена событиями второй половины 2020 г. Использованы данные Байкальского филиала ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН».

Results of monitoring in 2013–2021

Within the Kultuk area, the deformational effect is most pronounced by high $AR_{4/8}$ values in groundwater from the well of the station 27 (School No. 7). During the observation period from January 10 to October 12, 2013, $OA_{4/8}$ values fluctuated with a high frequency in the range of 3.20–3.29. Increasing seismic instability was reflected in pulses of decreasing $AR_{4/8}$ to values below 3.0 with a transition after the maximum on March 4, 2015 to low-amplitude variations,

during which the main Goloustnoe seismic event of the Obruchev Fault occurred on September 5, 2015 ($K = 12.4$). Subsequently, there were no earthquakes with smooth variations of $OA_{4/8}$ value. Frequent fluctuations of $AR_{4/8}$ that began on 08/03/2018 informed about weak hidden deformational instability of the area. After a long seismic lull in South Baikal, a noticeable seismic shock occurred in the water area of Lake Baikal on July 6, 2020 at the western end of the Goloustnoe-Murino epicentral line, and then, on the night of September 21–22, 2020, in the Bystroe

village area (Main Sayan Fault), a stronger earthquake occurred that triggered seismic instability in the entire South Baikal Basin and responded with new strong Kudara earthquakes on December 9 and 10, 2020. 10 hours after the Bystraya earthquake, the value of $AR_{4/8}$ was at the lower limit since August 2018. This hydroisotopic response to preparation of the 2020 Bystraya event clearly differed from the one of the 2015 Goloustnoe event. In the next day after the Kudara earthquake (in December 10, 2021), in four days (in December 13, 2021) as well as in subsequent days, $AR_{4/8}$ values (respectively,

3.08, 3.10 and similar) did not differ from those occurred before the Kudara earthquake.

Monitoring of the station 27 demonstrated, along with $AR_{4/8}$ variations, those in concentration of the uranium-234 isotope (denoted as $[^{234}\text{U}]$) that gradually decreased during the preparation of the Goloustnoe event (stage C) and sequentially increased during the preparation of the Kudara one (stage D) (Fig. 5). In diagram $AR_{4/8} - A_4$ (Fig. 6), trends responded to preparation of the Goloustnoe and Kudara earthquakes are defiantly distinguished.

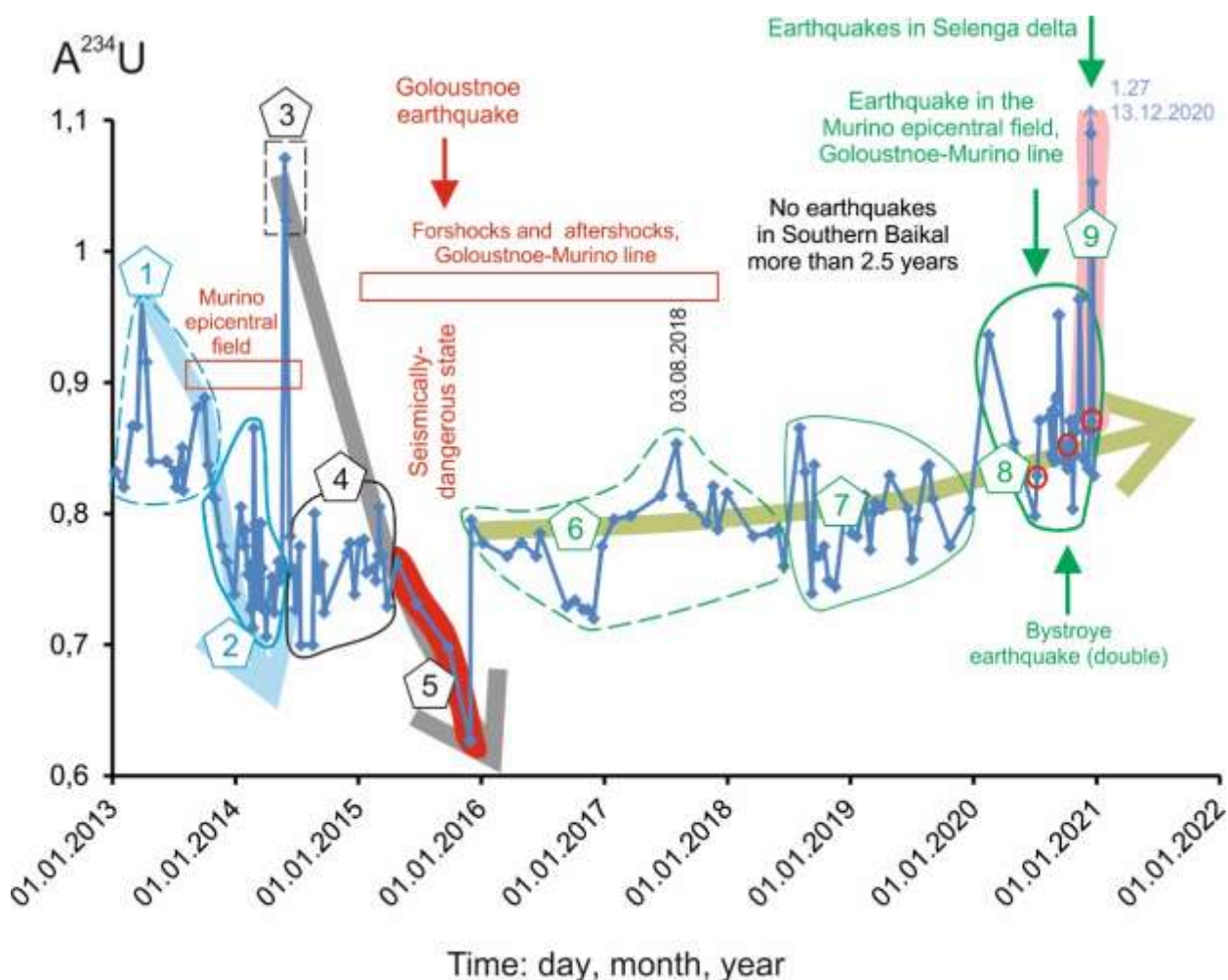


Fig. 5. A4 observation series at the station 27 responded to deformational preparation of the Goloustnoe and Kudara earthquakes.

Рис. 5. Ряд наблюдений A4 откликов подземных вод станции 27 на деформационную подготовку Голоустного и Кударинского землетрясений.

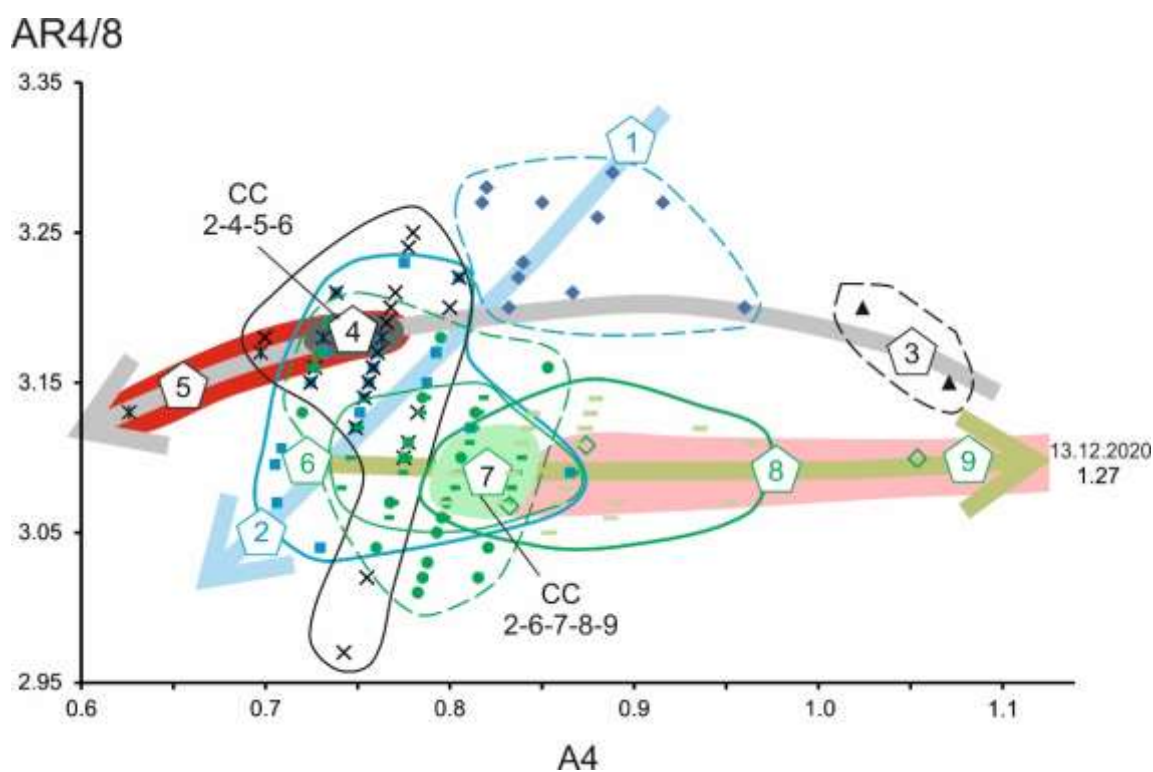


Fig. 6. Groundwater response trends on the deformational preparation of the Goloustnoe and Kudara earthquakes on the AR4/8 versus A4 diagram. Data fields 1–2 (January 1, 2013–May 20, 2014) indicate a hydroisotopic response to initial deformations. Data fields 3–4–5 (May 28, 2014–November 29, 2015) show a distinct trend of decreasing A4 during the preparation of the Goloustnoe earthquake. Data fields 6–7–8–9 (December 2, 2015 – late 2020) show the opposite trend of A4 increasing during the preparation of the Kudara earthquake. $A4 = [^{234}\text{U}] = ^{234}\text{U}/(5.47 \times 10^{-5}) \mu\text{g}/\text{dm}^3$. CC2-4-5-6 and CC2-6-7-8-9 are common components, indicated by combinations of data fields with the corresponding numbers. Data fields 1 and 2 correspond to stages A and B of earthquake migration, the trend of data fields 3–5 corresponds to the stage C, and the one of data fields 6–9 to stages D and E.

Рис. 6. Тренды откликов подземных вод ст. 27 на деформационную подготовку Голоустного и Кударинского землетрясений на диаграмме $OA4/8 - [^{234}\text{U}]$. Фигуративные поля 1–2 (1 января 2013 г. – 20 мая 2014 г.) обозначают гидроизотопный отклик на начальные деформации, а фигуративные поля 3–4–5 (28 мая 2014 г. – 29 ноября 2015 г.) дают отчетливо выраженный тренд снижения $[^{234}\text{U}]$ при подготовке Голоустного землетрясения. Фигуративные поля 6–7–8–9 (2 декабря 2015 г. – конец 2020 г.) показывают противоположный тренд возрастания $[^{234}\text{U}]$ при подготовке Кударинского землетрясения. $[^{234}\text{U}] = ^{234}\text{U}/(5.47 \times 10^{-5}) \text{ мкг}/\text{дм}^3$. ОК2-4-5-6 и ОК2-6-7-8-9 – общие компоненты, обозначенные по совмещению фигуративных полей с соответствующими номерами. Фигуративные 1 и 2 соответствуют стадиям А и В миграции землетрясений, тренд фигуративных полей 3–5 – стадиям С и тренд фигуративных полей 6–9 – стадиям D и E.

The results of hydroisotopic monitoring are consistent with stages ABCD and E of earthquake migration in the South Baikal Basin. These indicate that the Goloustnoe earthquake of 2015 ($K=12.4$) was being prepared for 1.5 years with the response of increasing compression under the monitoring station. The mechanism of seismogenic deformations in an active fault differed from the main deformational mechanism of the structural development of the South Baikal Basin that was reflected in the stronger double Kudara earthquake in the extensional Barguzin-

Selenga region, provoked by the equally strong Bystraya event in the compressional East Tunka one. The obtained hydroisotopic response of the main deformational process in the South Baikal Basin indicates a consistent increase in extension under the monitoring station in a 5-year interval, half of which turned out to be aseismic before strong seismogenic deformations occurred in the second half of 2020. In 2021–2022, the South Baikal Basin is affected by aftershock activity provided by leveling of tension-compressional tectonic stresses (stage E).

Discussion

Source and spatial transfer of neotectonic deformations in the South Baikal Basin and Tunka Valley

The South Baikal Basin exhibits a historical core of the Baikal Rift System (Logatchev, 2003). Taking into account the model of shallow seismic S-wave tomography (Mordvinva et al., 2019), crustal deformations under the basin are considered as a process of layer-by-layer thinning of the crust due to the extension of its Selenga-Barguzin part in the axis of the divergent Japan-Baikal geodynamic corridor simultaneously with the thickening of the crust of the East Tunka block during its compression due to the Indo-Asian convergent interaction.

From volcanic activity of the axial Vitim field of the Japan-Baikal geodynamic corridor, it was inferred that the Barguzin–Selenga crust was most strongly stretched about 16–15 Ma ago and was subsequently subjected to repeated stretching impulses with a quasi-periodicity of 2.5 Ma. Three quasi-periods in the interval of 18.1–11.7

Ma covered the Kamar-Stanovoi zone of hot transtension in the eastern part of the Tunka Valley. The volcanism cessation marked the change from transtension to transpression, accompanied by inversion of tectonic motions with uplift of the area (Chuvashova et al., 2017; Rasskazov and Chuvashova, 2018).

By now, the established mechanism of neotectonic deformations in the crust along the axis of the Japan–Baikal geodynamic corridor resulted in the contrast development of the crust in the South Baikal Basin and Tunka Valley (Rasskazov et al., 2021). Seismogenic deformations are leveled in the 38–39 km layer with thinner crust (up to 35 km) in the Barguzin-Selenga area of extension and its greater thickness in the East Tunka area of compression (up to 49 km) (Krylov et al., 1980, Mordvinova et al., 2019). An even greater increase in the thickness of the crust in the West Tunka block of the Tunka Valley (up to 54 km) (Mats et al., 2001) is provided by the long-range transfer of deformations through the leveling layer (Fig. 7).

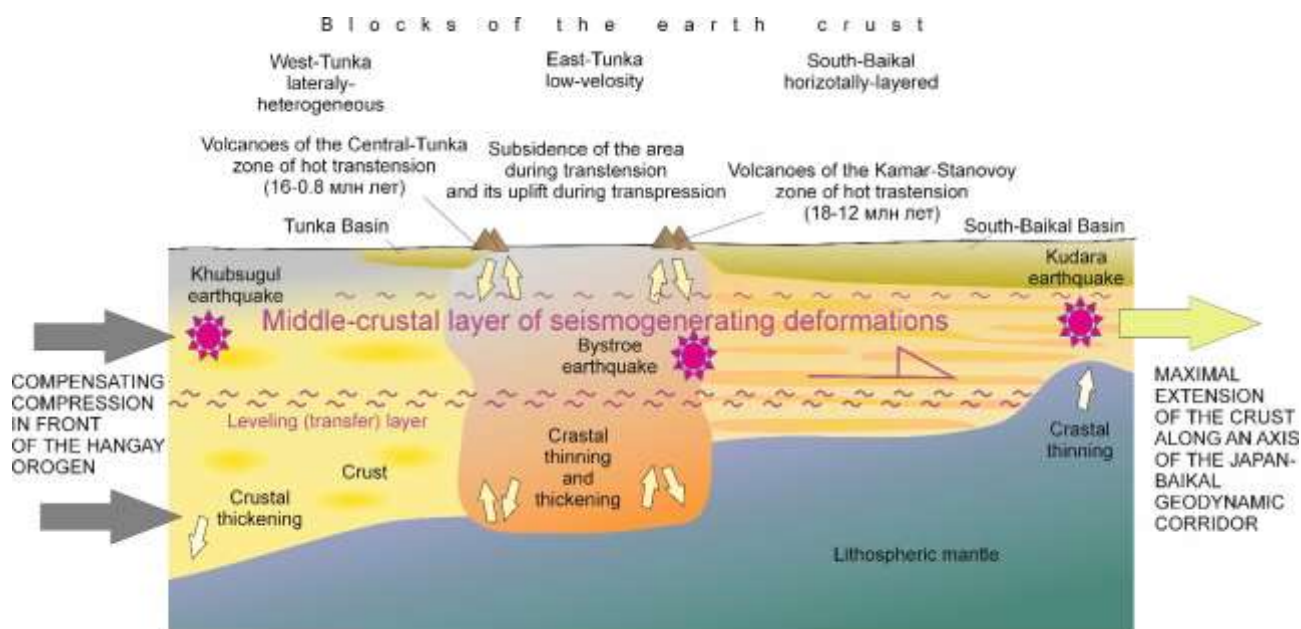


Fig. 7. Scheme of seismogenic deformations that developed in the crust of the South Baikal Basin and Tunka Valley at the end of a seismogeodynamic cycle. The leading seismogeodynamic factor is the generation of crustal extension in the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor with the manifestation of the Kudara earthquake; the provoked one is compression in front of the Hangay orogen, which compensates this extension with manifestations first the Bystroe and then the Khubsugul earthquakes.

Рис. 7. Схема сейсмогенных деформаций, получивших развитие в коре Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины при завершении сейсмогеодинамического цикла. Ведущий сейсмогеодинамический фактор – генерация растяжения коры в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора с проявлением Кударинского землетрясения, провоцируемый фактор – сжатие во фронте Хангайского орогена, компенсирующее это растяжение с проявлением сначала Быстринского, а затем – Хубсугульского землетрясений.

The spatial-temporal distribution of medium and strong earthquakes in the South Baikal Basin during the development of a complete seismogeodynamic cycle is not irregular, but initiating effect of crustal extension in the South Baikal Basin and compensating one of crustal compression at structural ends of the Tunka Valley. An epicenter of the 2008 Kultuk earthquake was located near the Kultuk structural junction; therefore, the leveling deformation transfer in the crust could have propagated no further than the East Tunka block. An epicenter of the 2020 Kudara earthquake was much further from the Kultuk structural junction, in the Selenga delta. This event provoked a compensatory compression of the crust with leveling movements from Khubsugul to Middle Baikal. The triggering of the strong Khubsugul earthquake and aftershock activity showed the full amplitude of the compensating movements in the leveling layer.

The development of a complete seismogeodynamic cycle in hydroisotopic responses with change of seismic hazard levels

Under gravitational forces, the upper part of the crust is affected by all-round compression, against which stretching impulses appear. Since the $A4$ and $AR4/8$ groundwater maxima and minima indicate the conditions for closing and opening of micro-fractures, in analysis of time series, these parameters are presented in terms of temporally-varying crustal compression and extension in the South Baikal Basin.

Stages of earthquake preparation in the South Baikal Basin, recognized from the spatial-temporal distribution of their epicenters (Fig. 8), are supplemented by sharp changes in the $RA4/8$ and $A4$ observation series at the station 27 (Fig. 9). Accordingly, seismic hazard levels in the South Baikal Basin are indicated within the framework of a complete seismogeodynamic cycle (Fig. 10).

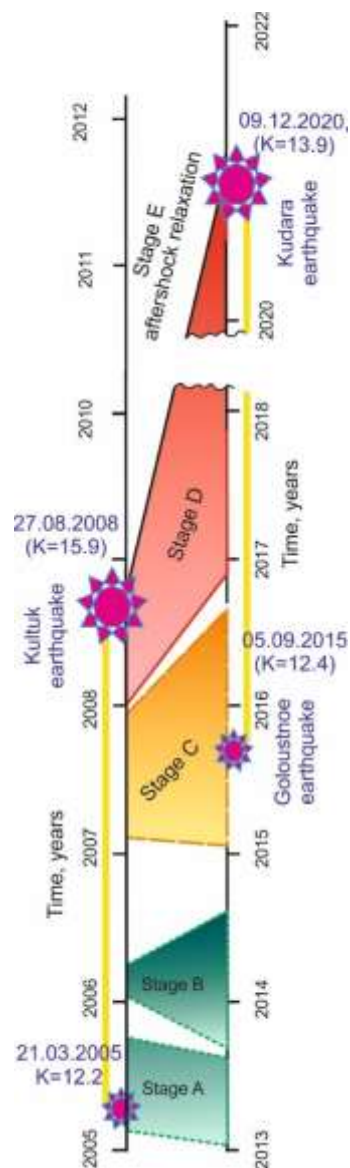


Fig. 8. Stages of earthquake preparation. Green level – no danger, yellow-orange level – elevated danger, red level – maximal hazard.

Рис. 8. Смена уровней сейсмической опасности на стадиях подготовки землетрясений во временных интервалах 2005–2012 и 2013–2022 гг. с цветовыми уровнями сейсмической опасности. Зеленый уровень не опасен, желтый-оранжевый уровень – возросшая опасность, красный уровень – максимальная опасность.

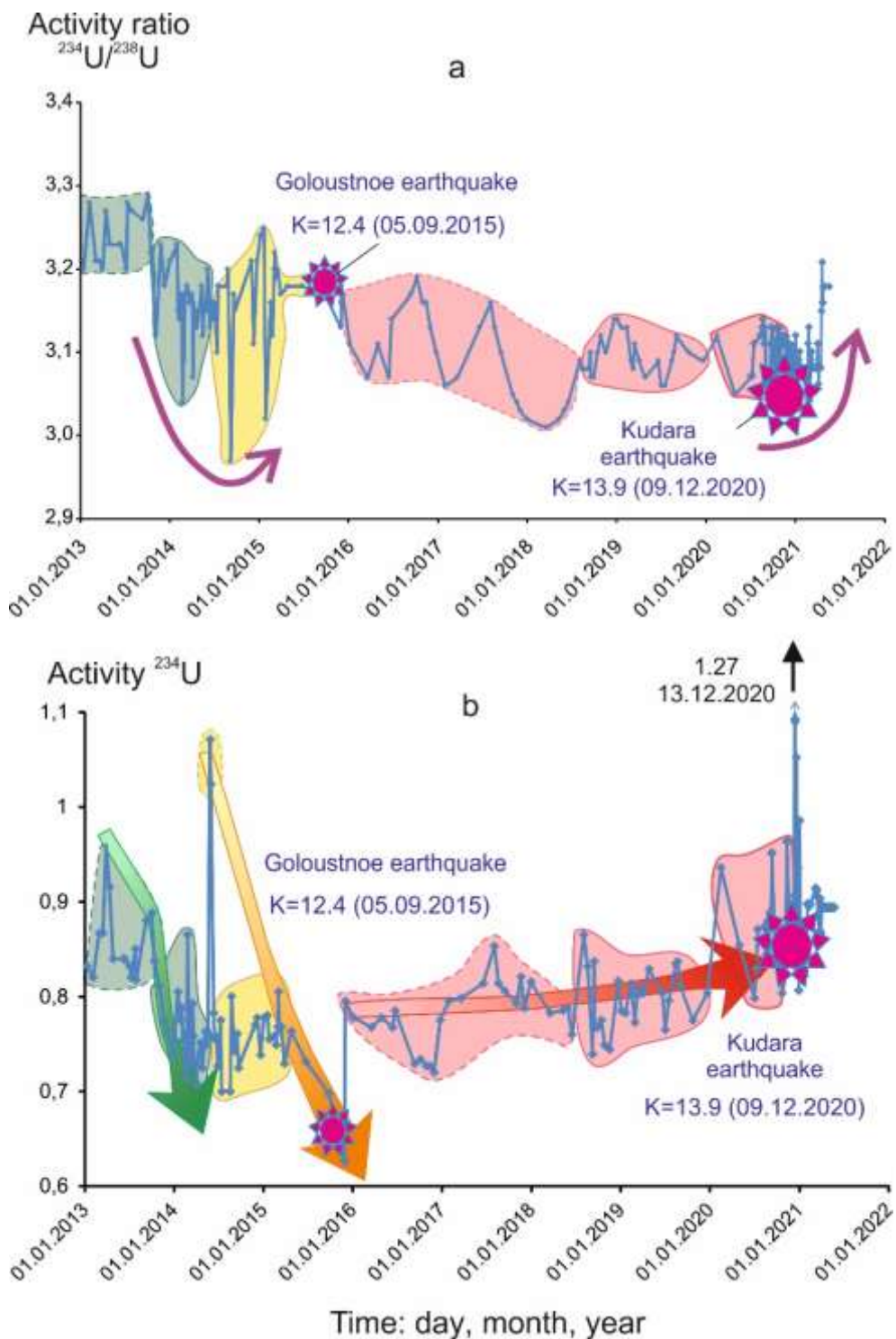


Fig. 9. Change of seismic hazard levels in the South Baikal Basin in AR4/8 (a) and A4 (b) observation series at the station 27. The levels are shown by color.

Рис. 9. Смена уровней сейсмической опасности в рядах наблюдений ОА4/8 (а) и А4 (б) на станции 27. Уровни показаны цветом.

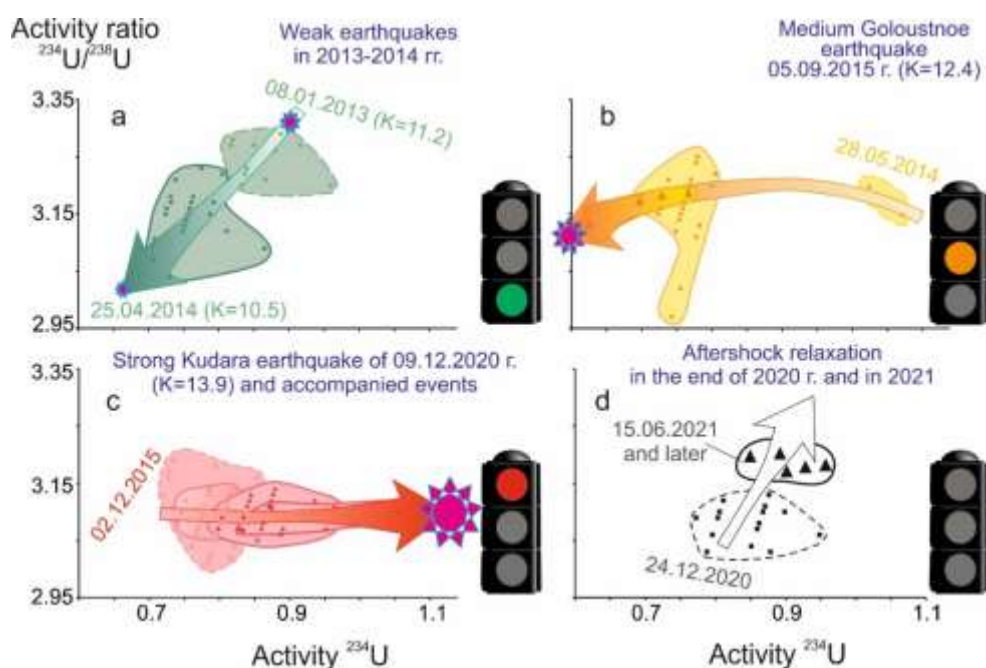


Fig. 10. Change of seismic hazard levels in the South Baikal Basin during the complete (2008–2020) seismogeodynamic cycle from a green level (a) through yellow-orange (b) to a red one (c) with transition to the new seismogeodynamic cycle. The levels are shown by color.

Рис. 10. Смена уровней сейсмической опасности в Южно-Байкальской впадине в течение полного (2008–2020 гг.) сейсмогеодинамического цикла от зеленого уровня (a) через желто-оранжевый (b) к красному уровню (c) с переходом к новому сейсмогеодинамическому циклу (d). Уровни сейсмической опасности показаны цветом.

In 2013–2014 weak earthquakes of the green level of seismic hazard occurred. The decrease in $RA4/8$ and $A4$ in groundwater indicated a relative decrease in the role of crustal extension and increase in compression. A sharp increase in $A4$ on May 28, 2014 turned into a trend of a gradual decrease in this parameter, at the minimum of which on September 5, 2015, the Goloustnoe earthquake of medium strength occurred. Just like in 2013–2014, seismogenic tensile stress of the crust decreased, but in the implementation of the Goloustnoe earthquake during the seismic geodynamic cycle, the minimum crustal extension was achieved. The increase in seismic hazard to yellow and orange levels essentially did not change the nature of seismogenic deformations in the initial stages of the seismogeodynamic cycle development.

Subsequently, the character of earthquake preparation changed. On December 2, 2015, the $RA4/8$ and $A4$ values of groundwater were still at a minimum. But over the next 5 years after the Goloustnoe earthquake, both parameters consistently increased. The trend corresponded to the red level of seismic hazard. On December 9,

2020, the strong Kudara earthquake occurred in the Selenga delta, which was preceded (as a trigger) by the Bystraya earthquake on September 22, 2020, and followed by the strong Khubsugul earthquake on January 12, 2021.

The Kudara earthquake of December 9, 2020 completed the seismogeodynamic cycle started from implementation of the Kultuk earthquake of August 27, 2008. High $RA4/8$ and $A4$ values measured in groundwater indicate that tensile forces in the crust have reached the maximum in the axial part of the Japan-Baikal geodynamic corridor. The subsequent (provoked) Khubsugul seismic events marked involvement of the compressive compensation mechanism for the Kudara crustal extension. By December 24, 2020, both the $RA4/8$ and $A4$ values in groundwater decreased to average levels. Since June 15, 2021, both parameters showed an upward trend, which indicated an increase in the crustal extension. At that time, aftershock activity continued in the Khubsugul region, and the compensation mechanism for the leveling layer of the crust must have been operating. Just as before the Kudara event, the seismogenic tensile stress of

the crust increased, but along the trend of a significant shift in $A4$ values. Crustal extension increased, but it was not similar to the extreme Kudarya phase. Direction to the beginning of the green trend of 2013–2014 can be interpreted as evidence of a transition to the development of a new seismogeodynamic cycle.

Conclusion

From observation of 2013–2021, a complete seismogeodynamic cycle (i.e. a cycle of compression and extension of the crust) is recognized in the South Baikal Basin, which gives an idea of the pulsating development of seismogenic deformations in the Baikal seismic zone as a time-ordered process. The distinguished stages of strong earthquake preparation (A, B, C, D) and implementation (E) are consistent with the deformational stages indicated by hydrogeochemical monitoring. The seismic stages correspond to the trends of successive change in the RA4/8 and A4 in groundwater with access to extreme values corresponding to seismic events (Fig. 11). The values of one and/or the other parameter consistently increase due to the opening of micro-cracks (stretching of the crust), which enhances the effect of the transition of ^{234}U recoil atoms into circulating groundwater, and decrease due to the closing of micro-cracks (compression of the crust), which prevents this effect.

The evidence obtained on the complete seismogeodynamic cycle yields an idea about seismicity in the central part of the Baikal Rift System as an ordered process that can be studied and predicted.

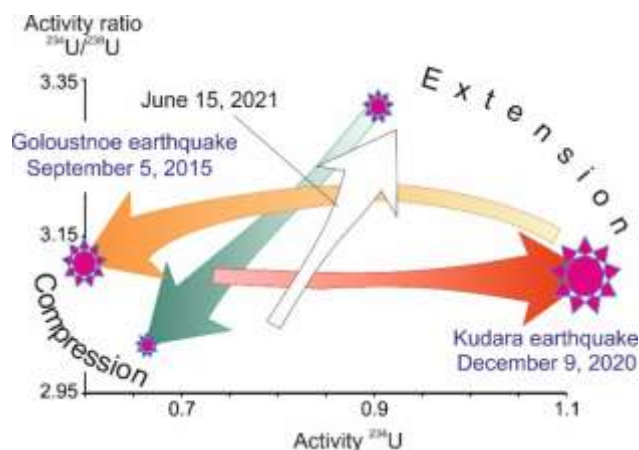


Fig. 11. Reconstruction of the complete seismogeodynamic cycle in the crust from monitoring results in the station 27. Seismic stages correspond to trends in successive change in AR4/8 and A4 in groundwater that reach extreme values corresponding to strong seismic events. Weak non-hazardous earthquakes in 2013–2014 (green level) were followed by an increase of danger in 2015 in a yellow-orange level and by the further development of hazardous state in late 2020 – early 2021 in a red level with subsequent exit to the new seismogeodynamic cycle (to the state of 2013).

Рис. 11. Реконструкция полного сейсмогеодинамического цикла по результатам мониторинга подземных вод ст. 27. Сейсмическим стадиям соответствуют тренды последовательного изменения ОА4/8 и А4 в подземных водах с выходом на экстремальные значения, соответствующие сильным сейсмическим событиям. Слабые неопасные землетрясения 2013–2014 гг. (зеленый уровень) сменялись нарастанием опасности желто-оранжевого уровня в 2015 г. и красным уровнем сейсмической опасности в конце 2020 г. с последующим выходом в новый сейсмогеодинамический цикл (к состоянию 2013 г.).

References

Boldina S.V., Kopylova G.N. Effects of the January 30, 2016, Mw=7.2 Zhupanovsky earthquake on the water level variations in wells YuZ-5 and E-1 in Kamchatka // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8, No. 4. P. 863–880. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0321

Chalov P.I. Isotopic fractionation of natural uranium // *Frunze: Ilim*, 1975. 236 p. [Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана / Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.]

- Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method of determination of the isotopic composition of authigenic uranium in the bottom sediments of Lake Baikal // *Russian Geology and Geophysics*. 2007. V. 48, No. 6. P. 604–616.
- Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Пыасова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. First results of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ monitoring in waters from active faults on the western coast of Southern Baikal // *Reports of the Academy of Sciences*. 2015. V. 460, No. 4. P. 464–467. [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.]
- Cherdyntsev V.V. Uranium-234 // М.: Atomizdat, 1969. 308 p. [Чердынцев В.В. Уран-234 // М.: Атомиздат, 1969. 308 с.]
- Chia Y., Chiu J.J., Chiang Y.-H., Lee T.-P., Liu C.-W. Spatial and temporal changes of groundwater level induced by thrust faulting // *Pure and Applied Geophysics*. 2008. V. 165, No. 1. P. 5–16. <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0293-5>
- Claesson L., Skelton A., Graham C., Dietl C., Mörth M., Torssander P., Kockum I. Hydrogeochemical changes before and after a major earthquake // *Geology*. 2004. V. 32, No. 8. P. 641–644. doi: 10.1130/G20542.1
- Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8, No. 3. P. 435–440. Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256
- Florensov N.A. Baikal rift zone and some problems of its study / Baikal rift. Moscow, Nauka, 1968. P. 40–56.
- Johnson A.G., Covach R.L., Nur A. Fluid-pressure variations and fault creep in Central California // *Tectonophysics*. 1974. V. 23. P. 257–266.
- King C.-Y., Koizumi N., Kitagawa Y. Hydrogeochemical anomalies and the 1995 Kobe Earthquake // *Science*. 1995. V. 269. P. 38–39.
- Logatchev N.A. History and geodynamics of the Baikal Rift // *Geology and Geophysics*. 2003. V. 44, No. 5. P. 391–406. [Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.]
- Melnikova V.I., Gileva N.A., Arefiev S.S., Bykova V.V., Masalskiy O.K. The Kultuk earthquake in 2008 with $M_w = 6.3$ in the south of Lake Baikal: spatial-temporal analysis of seismic activity // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2012. V. 48, 11. V. 44–62.
- Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Khritova M.A., Turutanov E.Kh., Kobeleva E.A., Trynkova D.S., Tsydyпова L.R. Deep velocity structure of the southern margin of the Siberian craton and Baikal Rift // *Reports of the Academy of Sciences*. 2019. V. 484, No. 1. P. 93–97. [Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е.Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л.Р. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // Доклады академии наук. 2019. Т. 484, № 1. С. 93–97.]
- Radziminovich N.A., Melnikova V.I., Sankov V.A., Levi K.G. Seismicity and seismotectonic deformation of crust in the South Baikal basin // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2006. V. 42, No. 11. P. 44–62.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the northeast of the Baikal rift system. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2018. 383 p. [Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.]
- Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Пыасова А.М., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechel'nitsky V.V., Gileva N.A. The development of the Kultuk seismic prognostic polygon: ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in groundwater from active faults on the western coast of the Baikal // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2015. V. 6, No. 4. P. 519–554 [Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.]
- Rasskazov S., Пыасова А., 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, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11. No. 5. P. 487.

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. The Kultuk Volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4, No. 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Reddy D.V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B.S., 2011. Earthquake (M 5.1) induced hydrogeochemical and $\delta^{18}\text{O}$ changes: validation of aquifer breaching-mixing model in Koyna, India. *Geophys. J. Int.* 184, 359–370. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04838.x

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

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, N 2. P. 83–117. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0093

Sherman S.I. The seismic process, and earthquake prediction: tectonophysical concept. Novosibirsk Academic Publishing House "Geo", 2014. 359 p.

Shi Z., Wang G., Manga M., Wang C.Y. Mechanism of co-seismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the Chinese mainland // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2015. V. 430. P. 66–74. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.012>.

Solonenko V.P. Seismogeology and the problem of prediction of earthquakes // *Geology and geophysics*. 1974. V. 5. P. 168–178.

Sukhija B.S., Reddy D.V., Nagabhushanam P., Kumar B. Significant temporal changes in ^{13}C in dissolved inorganic carbon of groundwater related to reservoir-triggered seismicity // *Seismological Research Letters*. 2010. V. 81, No. 2. P. 218–224. doi:10.1785/gssrl.81.2.218

Timofeev V.Y., Kalish E.N., Stus Y.F., Ardyukov D.G., Arnautov G.P., Smirnov M.G., Timofeev A.V., Nosov D.A., Sizikov I.S., Boyko E.V., Gribanova E.I. Gravity variations and modern geodynamics southwestern part of the Baikal region // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4, No. 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420094

Tsunogai U., Wakita H. Precursory chemical changes in ground water: Kobe Earthquake, Japan // *Science*. 1995. V. 269. P. 61–63.

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.

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.

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,

Rasskazov Sergei Vasilievich,
doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of the Department of Dynamic Geology,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of the Laboratory of Isotopy and Geochronology,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@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,

email: epcheb@yandex.ru.

Пыасова Айгуль Маратовна,

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.

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.

Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Prof.

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

email: snopkov_serg@mail.ru.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геол. факультет,

email: snopkov_serg@mail.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,

email: bonyak@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.

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664003 Irkutsk, st. Lenina, d. 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

assistant professor,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, d. 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51-16-59,

email: chuvashova@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.

Литология

УДК 552.5(571.5)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.22>

Литотипы, фации и источники материала осадочных пород в Баргузинской долине Байкальской рифтовой системы

А.И. Хассан^{1,2,3}, С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2},
Т.А. Корнилова¹, Т.А. Ясныгина¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

Аннотация. Приводятся литологические, петрографические и литогеохимические данные для осадочных пород аллювиальной, озерно-болотной и озерной фаций в Баргузинской долине, вскрытых новыми буровыми скважинами. При петрографических исследованиях шлифов обозначены основные литотипы стратонов рифтовых впадин. По минеральному составу пород, петрохимическим и микроэлементным характеристикам сделан вывод о происхождении осадочных отложений в результате размыва пород фундамента гранитного состава.

Ключевые слова: Баргузинская долина, осадочные отложения, литотип, литология, петрография, источник сноса.

Lithotypes, Facies, and Sources of Sedimentary Rocks in the Barguzin Valley of the Baikal Rift System

A.I. Khassan^{1,2,3}, S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2},
T.A. Kornilova¹, T.A. Yasnygina¹

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

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Al-Bass University, Homs, Syria

Abstract. Lithological, petrographic, and lithogeochemical data are given for sedimentary rocks of alluvial, lacustrine-marsh, and lacustrine facies in the Barguzin valley, uncovered by new boreholes. During petrographic studies of thin sections, the main lithotypes of straton of rift basins were identified. According to the mineral composition of the rocks, petrochemical and microelement characteristics, a conclusion was made about the origin of sedimentary deposits as a result of erosion of the granite basement rocks.

Keywords: Barguzin valley, sedimentary deposits, lithotype, lithology, petrography, drift source.

Введение

Баргузинская долина представляет собой одну из структур центральной части Байкальской рифтовой системы, включающую (с юго-запада на северо-восток) Джидинскую (Джидотойскую), Усть-Миндайскую, Хонхинскую и Усть-Гаргинскую котловины, заполненные осадочными отложениями с максимальной мощностью 2.5 км в центральной (Хонхинской) котловине (Зорин, 1971). В осадочном наполнении долины выделяются (Логачев, 1958): (1) танхойская угленосная свита (миоцен–нижний плиоцен, $N_1-N_2^{1tn}$), (2) аносовская красноцветная свита (верхний плиоцен–эоплейстоцен, $N_2^2-Q_{Ean}$) и (3) песчаная свита с синхронными полифациальными отложениями (плейстоцен–голоцен, Q_{II-IV}). По керну новых скважин с определениями спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений в нижней части разреза установлен дотанхойский (олигоценовый) стратон (Расказов и др., 2019; Хассан и др., 2019; Трегуб и др., 2020).

Цель настоящей работы – охарактеризовать основные литотипы фаций стратонов полного разреза осадочного наполнения Баргузинской долины и определить состав пород в источниках сноса осадочного материала.

Объекты и методы исследований

Объектами исследования являются кайнозойские осадочные образования, вскрытые на двух участках Джидинской (Джидотойской) котловины (рис. 1): 1) Уро (скв. 513, 545 и 508) и 2) Бодон (скв. 531, 532). Для изучения пород в шлифах выбраны наиболее характерные образцы керна, отражающие основные закономерности изменения литологии пород по разрезу, а также образцы, явно отличающиеся по своим характеристикам от других пород разреза. В петрографические исследования вовлечено более 150 образцов песчаников, алевролитов, алевропесчаников, аргиллитов и бурого угля.

По структуре разных стратонов, которая является наиболее надежным индикатором динамики среды осадконакопления (Шишлов, 2010), выделяются литотипы с обозначением буквенно-цифровыми индексами по классификации Н.В. Логвиненко (1984).

Концентрации петрогенных оксидов определены классическими методами «мокрой химии» по методикам (Сизых, 1985; Рященко, Ухова, 2008). Микроэлементный состав пород определен методом ИСП-МС на приборе Agilent 7500se по методике (Ясныгина и др., 2003, 2015). Исследования вивианита выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Quanta-200 FEI Company с приставкой рентгеновского микроанализа EDAX.

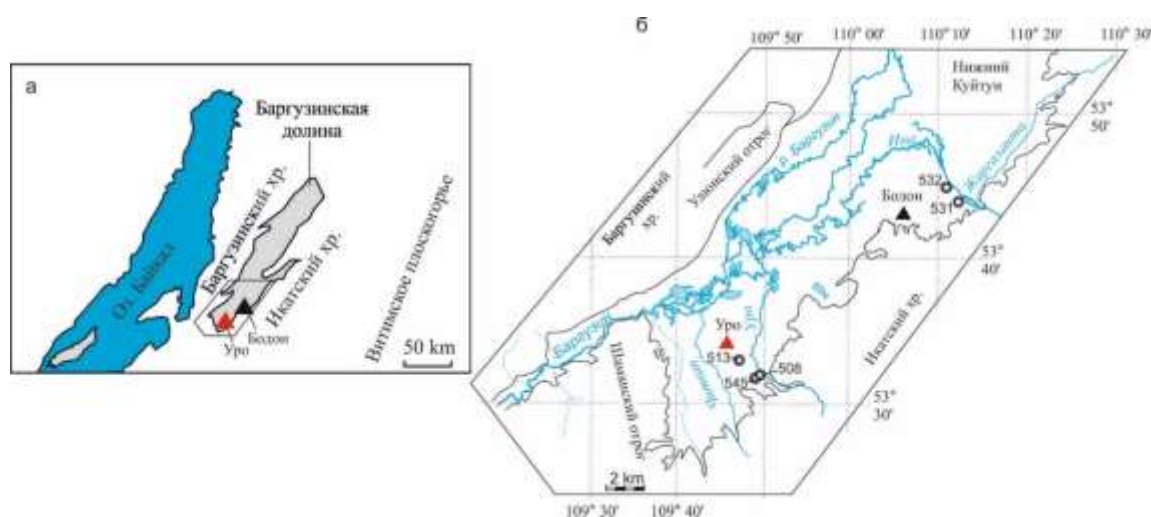


Рис. 1. Местоположение района исследований в Баргузинской долине относительно оз. Байкал (а) и местоположение скважин (б).

Fig. 1. Location of the study area in the Barguzin valley relative to the lake Baikal (a) and location of wells (b).

Литологические характеристики стратонаев

В осадочном наполнении Баргузинской долины скважинами вскрыты охристые олигоценовые осадки дотанхойской толщи, сероцветные угленосные миоцен-нижнеплиоценовые отложения танхойской свиты, охристые верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые отложения аносовской свиты и пестроцветные четвертичные полифациальные отложения (рис. 2). Результаты изучения керна скважин разреза Бодон (скв. 531 и 532) приведены в работах (Рассказов и др., 2016; Hassan et al., 2019), разреза Уро (скв. 508, 513 и 545) – в работах (Хассан и др., 2017; Алокла и др., 2019; Хассан и др., 2021).

Отложения дотанхойской толщи олигоценового возраста вскрыты только в разрезе Уро (скв. 545 интервал 248.0–170.0 м, скв. 508, интервал 240.0–170.8 м и скв. 513, интервал 288.5–282.0 м). Отложения толщи залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном гранитом, серым, среднезернистым, неизменным, состоящим из белого полевого шпата и дымчатого кварца с редкими зернами биотита. В скв. 513 фундамент не вскрыт. Для отложений характерна ярко-желтая либо охристая окраска. Нередко образуются пятна гидроокислов железа. Преимущественно аллювиальные осадки накапливались в условиях слабо расчлененного рельефа. Вверх по разрезу наблюдается уменьшение размера обломков и возрастание количества заполнителя, иногда образующего самостоятельные тонкозернистые прослои. В верхней части толща крайне изменчива даже на коротких интервалах. По крену выделяются ритмы чередования песчаников и алевролитов, обогащенных растительным детритом. В скв. 508 и 545 толща расчленяется на три литологические пачки, в скв. 513 – выделяется одна пачка. Результаты палинологических исследований скважин 545 и 513 позволили выделить 2 палинозоны характерны для последнего этапа олигоцена (Рассказов и др., 2019; Трегуб и др., 2020; Хассан и др., 2021).

В разрезе Уро отложения танхойской свиты с несогласием залегают на отложениях дотанхойской толщи и расчленяются на 6 литологических пачек в скв. 545 (170.0–115.5 м)

и 508 (170.8–107.2 м). В скв. 513 (282.0–178.7 м) выделено 4 пачки. Отложения представлены в основном однородным аргиллитом, алевро-аргиллитом и алевролитом, в меньшей степени сложены грубозернистым песчаником. Породы имеют серый, темно-серый и кремовый цвет с зеленоватым оттенком, местами содержат включения вивианита (размер от 1 до 4 мм). По споро-пыльцевым и диатомовым комплексам вскрытые отложения свиты относятся к нижнему-среднему миоцену (Рассказов и др., 2019; Трегуб и др., 2020; Usoltseva et al., 2020; Усольцева и др., 2021; Хассан и др., 2021).

В разрезе Бодон отложения танхойской свиты залегают на кристаллическом ложе. В ее разрезе выделяются отложения двух фаций. Нижняя представлена слабосортированными коллювиальными, аллювиальными и местами старично-болотными угленосными отложениями (скв. 532 интервал 222.5–113.5 м; скв. 531 интервал 124.3–89.8 м), верхняя – тонкозернистыми озерными отложениями (скв. 532 интервал 113.5–50 м; скв. 531 интервал 89.8–61.0 м). Состав диатомей в разрезе Бодон указывает на среднемиоценовый-нижнеплиоценовый возраст отложений озерной фации (Hassan et al., 2019; Усольцева и др., 2019; Усольцева и др., 2021).

Осадочные отложения аносовской свиты залегают несогласно на породах танхойской свиты: в скв. 545 – на глубине 115.5–31.0 м; в скв. 508 – на глубине 107.2–58.0 м; в скв. 513 – на глубине 178.7–12.0 м; в скв. 532 – на глубине 50.0–7.2 м; в скв. 531 – на глубине 61.0–24.0 м. Свита явно отличается от нижележащих пород танхойской свиты, как по составу, так и по условиям осадконакопления. Наблюдается общее «огрубление» осадка, по сравнению с озерной толщей танхойской свиты, что выражается в ухудшении сортировки обломочного материала. Свита представлена песчаными породами различной структуры (разнозернистыми, гравийными и мелко-среднезернистыми), иногда со слоями аргиллитов, алевролитов и их углистых разновидностей с максимальной мощностью 166.7 м (скв. 513). Эпигенетическое окисление носит пластовый характер, поскольку развивается по проницаемым породам и распространяется по всему профилю. Палинологические

исследования, выполненные для керна осадочных пород скв. 545, позволяют на данном этапе изучения разреза рассматривать возраст аносовской свиты как верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый (Расказов и др., 2019; Трегуб и др., 2020).

Четвертичные отложения с разрывом залегают на аносовской свите и включают

смешанные аллювиальные, пролювиальные и делювиальные образования, сложенные песками серыми, разнозернистыми, рыхлыми, полимиктовыми, с темноцветными минералами биотитом и амфиболом. Встречается полукатанная галька гранитного состава разного размера (до 8 см).

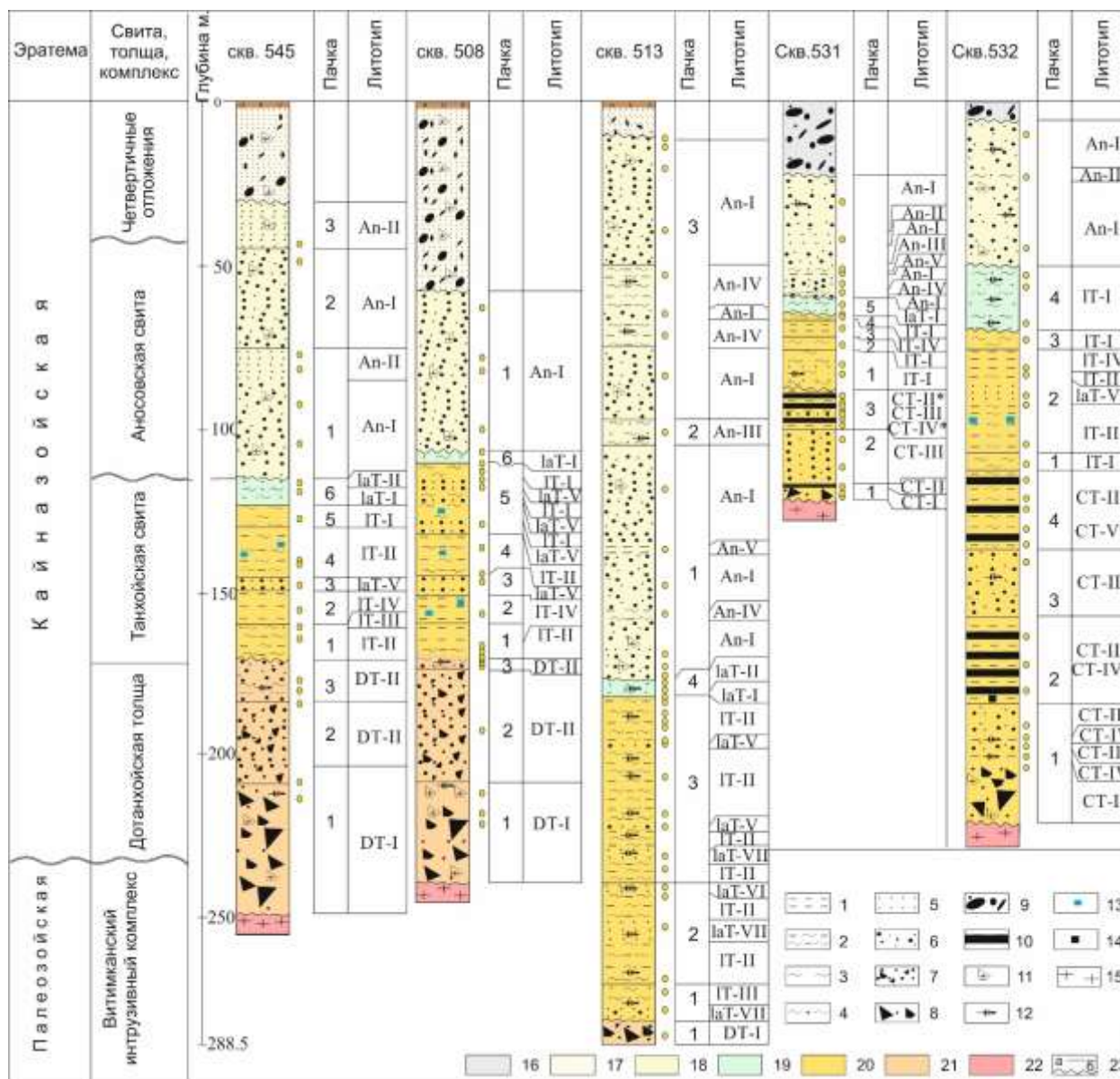


Рис. 2. Литологические колонки скважин 545, 508, 513 (район Уро), 531 и 532 (район Бодон) с выделением литотипов (объяснения в тексте). *Маломощные слои, показанные вне масштаба.

Литологическая характеристика (1–15): 1 – аргиллит; 2 – алевро-аргиллит; 3 – алевролит; 4 – алевропесчаник; 5 – песчаник средне-мелкозернистый; 6 – песчаник разнозернистый; 7 – песчаник от гравелистого до разнозернистого; 8 – хлидолит; 9 – галечник; 10 – бурый уголь; 11 – обломок гранита; 12 – детрит; 13 – вивианит; 14 – пирит, марказит; 15 – гранит фундамента.

Стратиграфическая характеристика (16–22): 16 – четвертичные отложения (Q_{sh-IV}); 17 – четвертичные отложения (Q_v); 18 – аносовская свита; 19 – переходный слой от танхойской к аносовской свите; 20 – танхойская свита; 21 – дотанхойская толща; 22 – витимканский интрузивный комплекс; 23 – стратиграфическая граница: *a* – согласная, *b* – несогласная.

Fig. 2. Lithological cores of wells 545, 508, 513 (Uro area), 531 and 532 (Bodon area) with lithotypes identified (explanations in the text). *Low power layers shown not to scale.

Lithological characteristic (1–15): 1 – mudstone; 2 – silty mudstone; 3 – siltstone; 4 – silty sandstone; 5 – medium-fine-grained sandstone; 6 – inequigranular sandstone; 7 – sandstone from gravelly to inequigranular; 8 – hldolite; 9 – gravel; 10 – brown coal; 11 – fragment of granite; 12 – detritus; 13 – vivianite; 14 – pyrite, marcasite; 15 – foundation granite.

Stratigraphic characteristics (16–22): 16 – Quaternary deposits (Q_{III-IV}); 17 – Quaternary deposits (Q_V); 18 – Anosovska Formation; 19 – transitional layer from the Tankhoi to Anosovska formations; 20 – Tankhoi Formation; 21 – pre-Tankhoi sequence; 22 – Vitimkan intrusive complex; 23 – stratigraphic boundary: *a* – concordant, *b* – discordant.

Петрографическая характеристика литотипов осадочных пород

Литотипы характеризуются в разрезах (рис. 2). Проводятся петрографические исследования ключевых образцов осадочных пород дотанхойской толщи, танхойской и аносовской свит.

Дотанхойская толща

Толща верхнего олигоцена состоит из двух структурно-генетических типов слоев: псефито-псаммитового (DT-I и DT-II) и алевропелитового (DT-III) (рис. 3).

Литотип DT-I представлен полимиктовым гравелитом (размер фракций: 0.3–0.6–1 мм; 1.5–2.1–3 мм), песчанистым гравелитом (размер фракций: 0.001–0.1–0.3–1–8.5 мм, единичные 10.3 мм и 12 мм) и гравийным песчаником (размер фракций: 0.001–0.1; 0.1–1.0 мм; 1.2–4.8 мм). Этот литотип характеризует основание разреза дотанхойской толщи. Его материал не сортирован, полуокатан (до 10 %) и угловат, не окатан. Для гравелитов, отмечается средняя степень сортировки гравийных обломков. Среди них различаются обломки окатанные (единичные), полуокатанные (85 %) и не окатанные (15 %). В целом для породы характерна псефитовая, реже псефито-псаммитовая структура и пятнистая текстура (рис. 3). Цемент (18–28 %) глинистый, железисто-глинистый, базально-поровый, в обр. 513/287 (18 %) – смешанный, поровый, халцедоновый. В составе обломочного материала преобладают калиевые полевые шпаты (27–38 %), плагиоклаз (14–24 %) и кварц (18–25 %). Второстепенные минералы: амфибол (1–4 %) и биотит (2–6 %), рудный минерал (магнетит) (1 %). Акцессорные минералы: титанит, лейкоксен, циркон и апатит. Присутствуют обломки (18–25 %)

гранита. Иногда обломки сильно изменены. Встречен обломок, состоящий из реликтов роговой обманки.

Часть обломков полевых шпатов серицитизирована и пелитизирована. Калишпат в основном представлен микроклином. Чешуйки биотита деформированы, частично хлоритизированы, гидратированы. Их края расщеплены. Глинистый цемент обогащен гидроокислами железа. Отмечается ильменит в лейкоксеновом агрегате. В гравелитах (обр. 513/287) цементирующий компонент распределен неравномерно. Значительная часть пор в породе выполнена халцедоном, образующим крустификационные прерывистые обломочки.

Литотип DT-II – гравелистый песчаник (рис. 3в,г). В породе отмечается псефито-псаммитовая структура и неясно выраженная слоистая текстура, которая проявляется в чередовании слоев разного гранулометрического состава (от гравелитов до разнозернистых песчаников). В плохо окатанных обломках гравелита (1.2–3.6 мм) присутствует плагиоклаз, кварц и калишпат, встречаются гранит и кварцит. Обломки цементируются глинистым материалом.

В гравелитовом слоеке присутствует псаммитовый заполняющий материал кварц-полевошпатового состава. Слоек гравелита сменяется слойком песчаника. Песчаник разнозернистый (0.1–1 мм). Обломки не окатаны, не сортированы. Цемент глинистый, поровый. Среди обломков (12–28 %) преобладает плагиоклаз (17–30 %), калишпат (28–32 %) и кварц (18–24 %). Второстепенные минералы представлены биотитом (2–5 %) и амфиболом (1–4 %). Из акцессорных минералов встречаются титанит, лейкоксен, циркон и эпидот (в обр. 508/173 до 1 %).

Обломки трещиноваты, давлены. Полевые шпаты интенсивнее других минералов пигментированы окислами железа. Микровключениями гидроокислов железа пронизана вся цементирующая глинистая масса. Чешуйки биотита деформированы, гидратированы. Отмечается небольшое количество обломков зеленого амфибола (роговой обманки). В обр. 545/209 определена единичная мелкая галька величиной до 12 мм. В обр. 508/173 отмечаются единичные обрывки–обломки органической (?) ткани, похожей на диатомовые водоросли. Длина обрывка (обломка) 1.5 мм, ширина – 3–7 мм. Органическая форма пропитана (псевдоморфно замещена) кремнеземом и гидроокислами железа и деформирована.

Литотип DT-III – алевропелит с микрослоистой текстурой (рис. 3д,е). Текстура обусловлена параллельной и субпараллельной ориентировкой листочков биотита относительно плоскости наслоения. Выделяется неясное чередование микрослоек, в которых биотит отсутствует. Структура алевритовая, алевропелитовая с размером зерен 0.001–0.03–0.06–0.1 мм, редко, 0.1–0.3–0.9 мм и 1.5–2.7 мм.

Обломки полевых шпатов (34–38 %) сцементированы глинистыми минералами. Цемент базальный, смешанного состава, с вероятным присутствием гидрослюда (до 39 %). Второстепенные минералы: кварц (9 %), биотит (6–9 %), хлорит (4 %) и амфибол (до 3 %). Акцессорные минералы: циркон и титанит. Среди обломков (2–3 %) присутствуют зеленые осколки роговой обманки. Отмечаются единичные гранитные обломки до 2.7 мм, полуокатанные, состоящие из перлитового калишпата и кварца, а также реликтового плагиоклаза. Слоистость породы подчеркивается послойным обогащением гидроокислами железа. Биотит в породе слабо деформирован и хлоритизирован. В обр. 508/170.8 присутствуют обохренные обрывки растительного детрита (?) и микрофоссилии 0.06 мм в диаметре. Микрофоссилии черные,

непрозрачные, овальной формы, образуют скопления. Чешуйки биотита частично хлоритизированы, деформированы. Встречаются обломки гранита.

Танхойская свита

В нижнетанхойской угленосной фации (разрез Бодон) определяются литотипы: псефитово-псаммитовый (СТ-I и СТ-III), бурого угля (СТ-II), алевропелитовый (СТ-IV и СТ-V) (рис. 4, 5). В нижней, средней и верхней танхойских озерных фациях выделяются доминирующие литотипы: алевропелитовый (IT-I, IT-II и IT-IV) и псаммоалевритовый (IT-III и IaT-VI), а также литотипы, играющие подчиненную роль: псефитово-псаммитовый (IaT-V) и псаммитовый (IaT-VII).

Угленосная фация нижнетанхойской подсвиты (разрез Бодон)

Литотип СТ-I – гравийный песчаник, сложенный обломочным материалом, плохо отсортированным, не окатанным (85–95 %), полуокатанным (5–15 %), изредка окатанным (не более 1 %). Размер зерен в песчаниках от 0.1 до 3 мм. Редко встречаются обломки 3.0–7.5 мм. Структура породы псефитово-псаммитовая (рис. 4а,б). Текстура пятнистая, массивная. Реже наблюдаются слоистая текстура, обусловленная чередованием прослоев различного гранулометрического состава. Встречаются однонаправленно-ориентированные чешуйки гидрослюда. Цемент базальный, порово-базальный, смешанного глинисто-гидрослюдистого состава, иногда смешанный обломочно-глинистый. Количество цемента варьируется от 12 до 38 %. Распределение цемента неравномерное.

В составе обломочного материала песчаников преобладают калиевые полевые шпаты (28–45 %), плагиоклаз (20–35 %) и кварц (18–20 %). Второстепенный минерал – биотит (2–5 %). Встречаются полуокатанные зерна амфибола (от единичных до 3 %), гидроокислы железа (до 2 %) и рудные минералы (до 1 %).

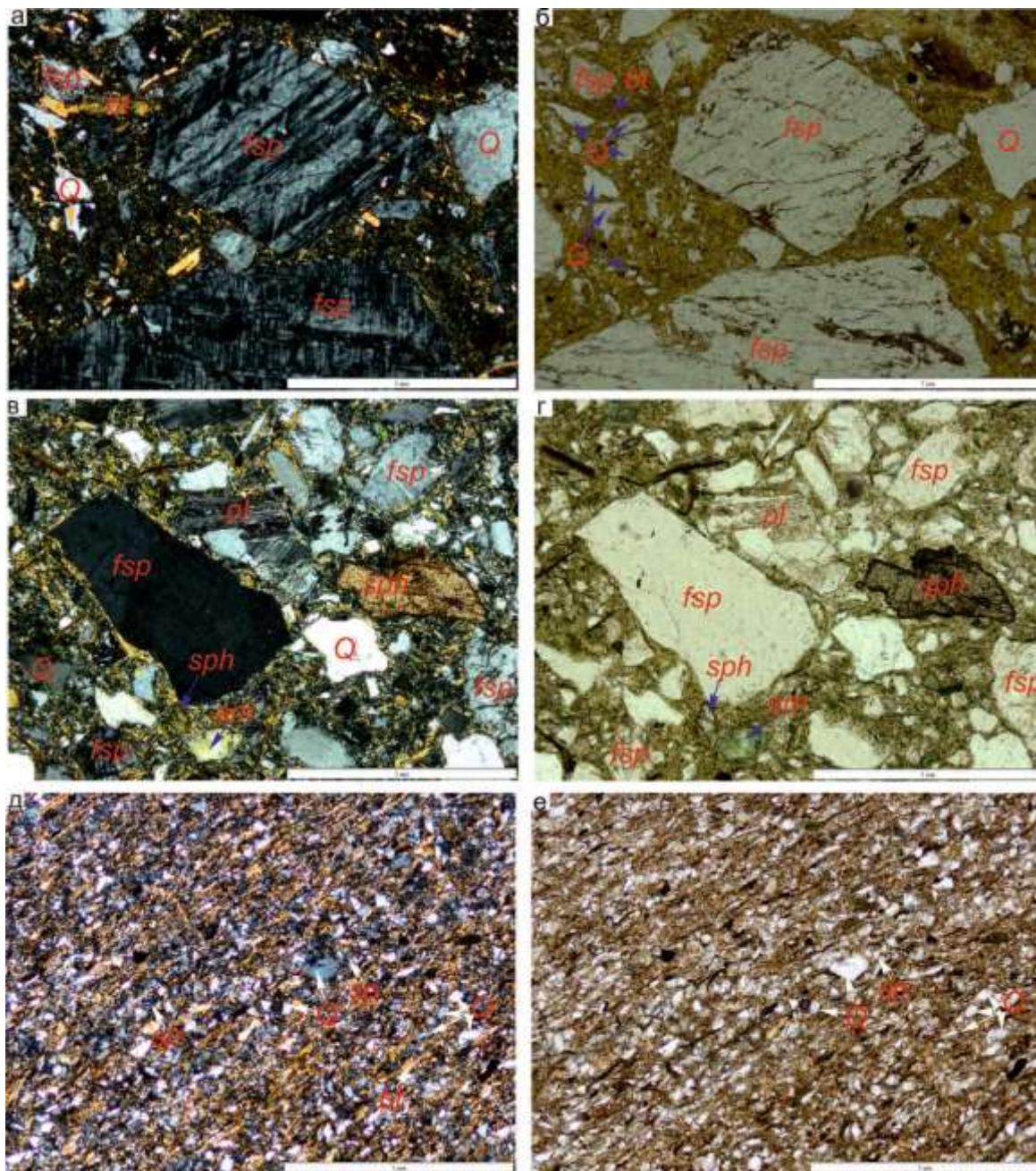


Рис. 3. Микрофотографии шлифов пород дотанхойской толщи. Литотипы: *a–b* – обр. 508/222 (DT-I); *c–d* – обр. 508/193 (DT-II) и *e–f* – обр. 508/171.5 (DT-III). На микрофотографиях *a–b* отмечается катаклаз породы, пелитизация калишпата, серицитизация плагиоклаза, не сортированный обломочный материал, обогащен гидроокислами железа цемент. Обозначения: am – амфибол; bt – биотит; fsp – калиевый и полевой шпат; Q – кварц; mu – мусковит; pl – плагиоклаз; sp – полевой шпат; sph – титанит; zr – циркон; ep – эпидот; f.r – обломок породы. Вид в шлифах *a, c, e* со скрещенными николями, вид в шлифах *b, d, f* – с параллельными николями.

Fig. 3. Micrographs of thin sections of rocks of the pre-Tankhoy sequence. Lithotypes: *a–b* – sample 508/222 (DT-I); *c–d* – sample 508/193 (DT-II); and *e–f* – sample 508/171.5 (DT-III). On microphotographs *a–b* rock cataclasis, K-feldspar pelitization, plagioclase sericitization, unsorted detrital material, and cement enriched in iron hydroxides are noted. Designations: am – amphibole; bt – biotite; fsp – potassium and feldspar; Q – quartz; mu – muscovite; pl – plagioclase; sp – feldspar; sph – titanite; zr – zircon; ep – epidote; f.r – a rock fragment. View in thin sections *a, c, e* with crossed nicols, view in thin sections *b, d, f* – with parallel nicols.

Акцессорные минералы: циркон, титанит, титанит–лейкоксен, апатит, ильменит (замещенный лейкоксеном). Содержание обломков гранитов (иногда, эффузивов кислого состава) – 9–10 %, реже – до 30 %. Обломки трещиноваты, катаклазированы. По трещинам развивается гидрослюда. Наблюдаются отдельные зерна серицитизированного плагиоклаза. Кварц имеет волнистое погасание и присутствует в неравномерно оскольчатых обломках.

Отмечен пертитовый микроклин (альбит). Эпигенетические изменения выражены хлоритизацией биотита и аргиллизацией калиевых полевых шпатов, а также лимонитизацией, развитием гидрослюдистого компонента в цементирующем матриксе, раздавленностью и трещиноватостью амфибола. Предположительно, рудные минералы замещены лейкоксеном. В обр. 531/124.5 гидроокислы железа псевдоморфно замещают органическое (?) вещество овальной формы диаметром 2.7 мм.

Литотип СТ-II – бурый уголь со значительной примесью обломочного материала (рис. 4в,г). В составе обломочного материала преобладают зерна размером от 0.06 до 0.6 мм. В составе обломков в основном присутствует кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Края обломков неровные, выражена регенерация зерен. Отмечаются прожилки кварца от 0.03 мм до 0.2 мм. Угли достаточно разнообразны и могут быть разделены на литолого-генетические типы с использованием специальных методов углепетрографии.

Литотип СТ-III – песчаник, разнозернистый, иногда гравелистый, сложенный плохо сортированным, полуокатанным (10–18 %), не окатанным (80–90 %) и редко окатанным (до 2 %) обломочным материалом. Размер зерен в песчаниках изменяется от интервала 0.1–0.6 мм до интервала 0.9–1.5 мм, иногда встречаются более мелкие зерна (до 0.06 мм) и более крупные зерна (до 3 мм). Для песчаников характерна псефитовая, псаммитовая структура и массивная, реже ориентированная (по чешуйкам слюды) текстура (рис. 4д,е).

Цемент базальный, смешанный, глинисто-обломочный, либо смешанного глинисто-гидрослюдистого состава. Его количество варьируется от 30 до 38 %. Распределение неравномерное. В составе обломочного материала песчаников преобладают калиевые полевые шпаты (25–35 %), плагиоклаз (20–30 %) и кварц (20–35 %), второстепенные минералы представлены биотитом (до 5 %) и рудным минералом (до 1 %). В отдельных пробах присутствует амфибол (3 %), единичные зерна хлорита и мусковита. Акцессорные минералы: циркон, титанит, титанит–лейкоксен, изредка – эпидот.

Содержание обломков гранитов, сложенных микроклином, плагиоклазом и кварцем, варьируется в пределах 8–25 %. Контур зерен неровный, реакционный. С краев они замещаются (разъедаются) глинистыми минералами цемента.

В минеральных обломках и обломках пород по трещинам отмечаются скопления вторичных жидких и газовой-жидких микровключений гидроокислов железа. Калиевые полевые шпаты по трещинам и с краев зерен замещаются глинистыми минералами. Биотит хлоритизован, чешуйки смяты. Амфибол раздроблен. Отмечается увеличение гидрослюды в цементирующем матриксе. Рудный минерал замещен лейкоксеном.

Литотип СТ-IV – аргиллит (рис. 5а,б). В его составе преобладают глинистые минералы с незначительной примесью (<1 %) разномозернистого кварца (от 0.1 до 0.4 мм), биотита и калиевого полевого шпата (до 0.4 мм). Основной глинистый матрикс обогащен гидрослюдой. Обломки минералов не окатаны. Их контур неровный, реакционный, «разъедается» глинистыми минералами. В обломках пород и минералов по трещинам скапливаются вторичные жидкие и газовой-жидкие микровключения гидроокислов железа. Калиевые полевые шпаты по трещинам и с краев зерен замещаются глинистыми минералами. Отмечается хлоритизация биотита и аргиллизация калиевых полевых шпатов. В отдельных пробах отмечаются линзовидно-полосчатые обособления гидрослюды и кварца.

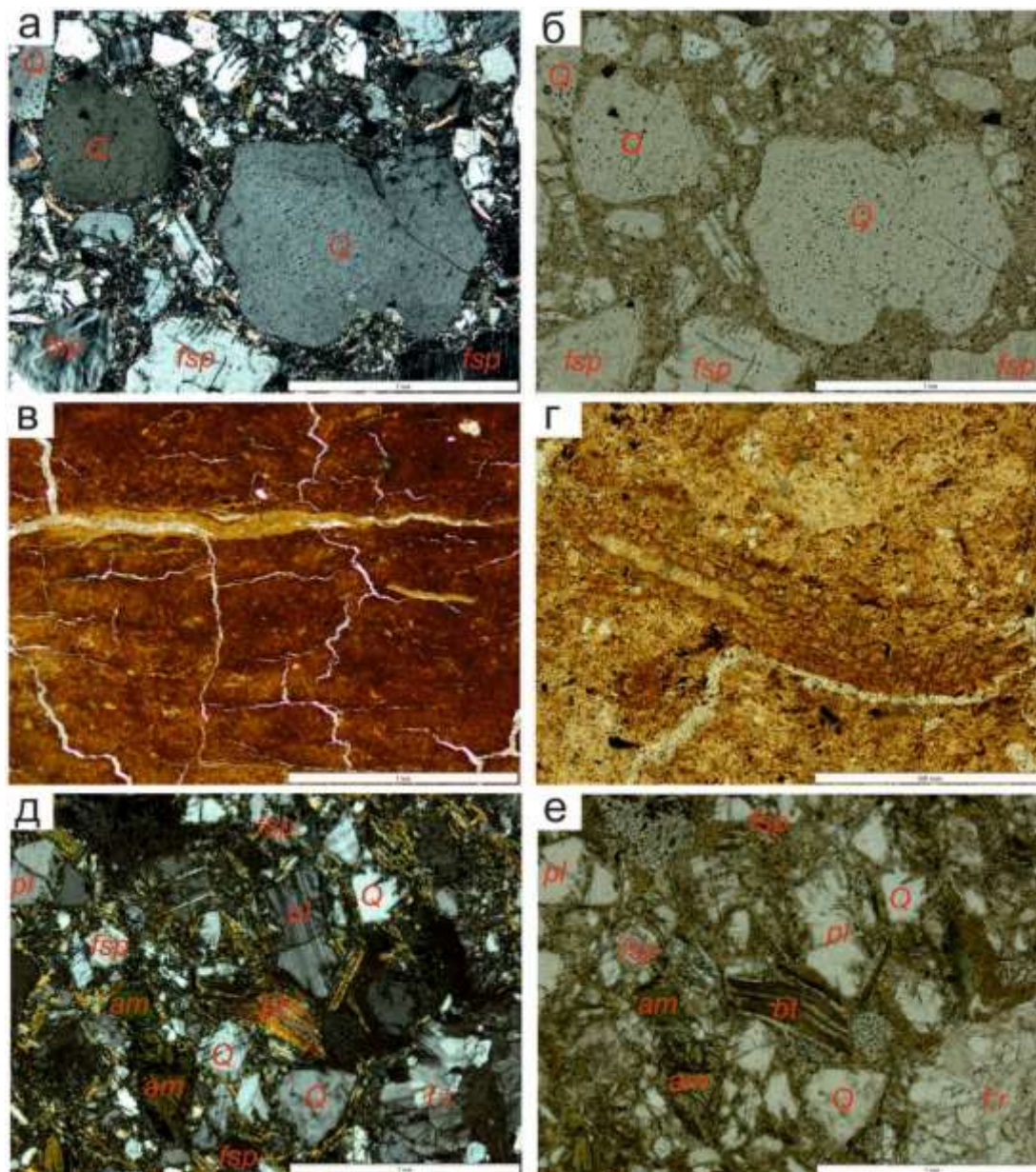


Рис. 4. Микрофотографии шлифов отложений угленосной фации танхойской свиты. Литотип СТ-I: *a–b* – обр. 532/205 (края зерен неровные, реакционные, замещаются (разъедаются) глинистыми минералами цемента); СТ-II: *в* – обр. 531/92.5 (прожилки кварца); *г* – обр. 532/121 (клеточное строение растительной ткани); СТ-III: *д–e* – обр. 532/140 (деформация листочка слюды под давлением близлежащих более твердых зерен в результате уплотнения осадка). Вид в шлифах *a, в, д* – со скрещенными николями, вид в шлифах *б, г, e* – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 4. Micrographs of thin sections of deposits of the coal-bearing facies of the Tankhoi Formation. Lithotype CT-I: *a–b* – sample 532/205 (grain edges are uneven, reactive, replaced (corroded) by cement clay minerals); CT-II: *в* – sample 531/92.5 (veinlets of quartz); *г* – sample 532/121 (cellular structure of plant tissue); CT-III: *д–e* – sample 532/140 (deformation of a mica sheet under the pressure of nearby harder grains as a result of sediment compaction). View in thin sections *a, в, д* – with crossed nicols, view in thin sections *б, г, e* – with parallel nicols. Conv. designation see fig. 3.

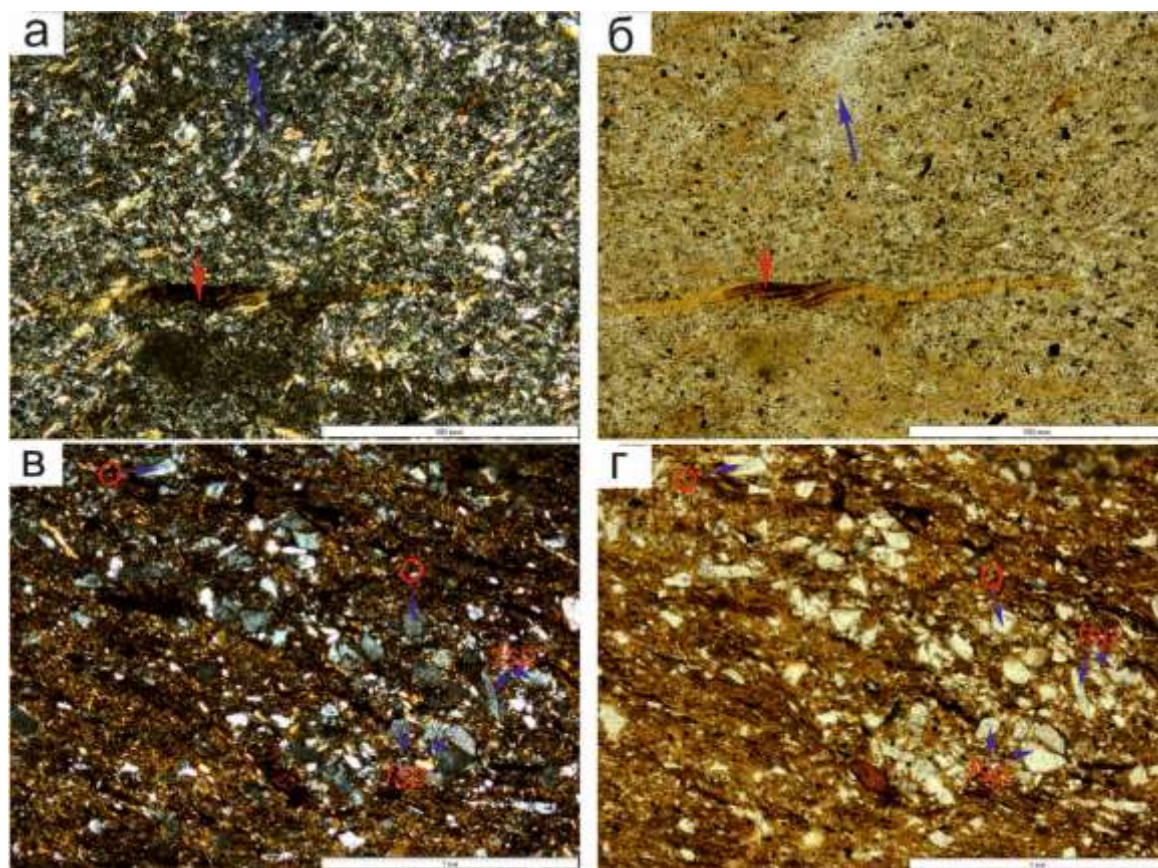


Рис. 5. Микрофотографии шлифов отложений угленосной фации танхойской свиты. Литотип СТ-IV: *а-б* – 532/194.5 (отмечаются линзовидно-полосчатые обособления гидрослюды (красная стрелка) и кварца (синяя стрелка); СТ-V: *в-г* – обр. 532/131 (отмечается чередование микрослоев с обломками разного размера). Вид в шлифах *а, в* – со скрещенными николями, вид в шлифах *б, г* – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 5. Micrographs of thin sections of deposits of the coal-bearing facies of the Tankhoi suite. Lithotype СТ-IV: *a-б* – sample 532/194.5 (lenticular-banded segregations of hydromica (red arrow) and quartz (blue arrow) are noted); СТ-V: *в-г* – sample 532/131 (alternation of microlayers with fragments of different sizes is noted). View in thin sections *a, в* – with crossed nicols, view in thin sections *б, г* – with parallel nicols. Conv. designation see fig. 3.

Литотип СТ-V – алевритистый аргиллит. Размер зерен: 0.001–0.01–0.025 мм, 0.025–0.05–0.1 мм, редко 0.25 мм. Литотип характеризуется алевропелитовой структурой и микрослоистой текстурой (рис. 5в,г). Основная масса породы тонкопелитовая, состоящая из глинистого вещества, в том числе, тонкощуйчатого агрегата гидрослюд (79–80 %). Алевритовая примесь состоит из кварца (5–10 %) и полевых шпатов (6–11 %), а также хлоритизированного биотита (3–8 %). Встречаются рудные минералы (до 1 %). В небольшом количестве в алевритовых (?) слоях присутствует зеленый амфибол (роговая обманка). Агрегаты тонкодисперсных глинистых частиц и реликты растительного детрита располагаются параллельно и субпараллельно относительно плоскости наслоения,

обуславливая микрослоистую текстуру. Глинистые минералы и реликты растительных остатков окрашены гидроокислами железа. Среди основной массы глинистых минералов присутствуют единичные обломки аргиллита (0.3 мм). По плоскостям напластования в микротрещинах выделяются гидроокислы железа. Все обломки имеют реакционные контуры.

Озерная фация верхнетанхойской подсвиты (разрезы Уро и Бодон)

Литотип IT-I сложен алевролитом (0.01–0.06–0.1 мм) с редкими обломками размером 0.3 и 0.6 мм и с включениями единичных обломков размером до 4 мм, реже до 6.6 мм. Структура алевролитовая со слоистой текстурой (рис. 6а,б). Цемент глинистый, базальный, до 40 % породы. Минеральный состав

обломков: кварц (10–40 %), полевые шпаты (от 40 до 81 %), биотит (5–10 %) и амфибол (14 %), иногда хлорит (5 %) и кальцит (1 %). Встречаются единичные зерна циркона и титанита. В обр. 508/112 отмечается лейкоксен (3 %).

Эпигенетические изменения выражены аргиллизацией полевых шпатов, которые по трещинам «разъедаются» глинистыми минералами, и слабой неоднородной лимонитизацией. Биотитовые чешуйки деформированы, частично хлоритизированы. В обр. 531/84 отмечается прожилок мощностью до 0.3 мм, заполненный кристаллическим кремнеземом. В обр. 531/70 отмечается тонкая микроритмичная текстура в виде перемежаемости слоев алевролита и аргиллита мощностью 0.6–1.0 мм. В обр. 545/170 микрослоистая текстура обусловлена чешуйками биотита, ориентированными параллельно плоскости слоев.

Литотип IT-II – алевритистый аргиллит (частицы 0.001–0.06–0.02 мм с редкими полуокатанными обломками 0.1–0.6 мм) и/или алевритовый аргиллит (0.001–0.03–0.06 мм, 0.1–0.3 мм). Встречаются единичные гранитные обломки (до 1.9 мм, в обр. 513/197 до 2.4 мм), а также эффузивов кислого состава (до 2 мм, обр. 545/141.5). Основная масса представлена глинистыми минералами (35–60 % для алевритовых аргиллитов и 60–89 % – для алевритистых аргиллитов). Для породы характерна пелитовая, алевропелитовая структура и слоистая, реже пятнистая текстура (рис. бв,г).

Гидрослюда в ассоциации с биотитом имеет однонаправленно ориентированное расположение чешуек, чем обуславливает слоистую текстуру породы. Среди обломков алевритовой размерности различаются кварц (1–12 %), полевые шпаты (2–29 %) и хлоритизированный биотит (1–9 %), встречаются хлорит (2–7 %) и амфибол (до 4 %). Акцессорные минералы: циркон, титанит, лейкоксен, иногда – апатит. Отмечаются единичные гранитные обломки.

В обломках пород и минералов по трещинам отмечается скопление вторичных жидких и газовой-жидких микровключений гидроокислов железа. Калиевые полевые шпаты по трещинам и краям зерен замещаются глинистыми минералами. Отмечается

хлоритизация биотита, аргиллизация калиевых полевых шпатов. Наблюдается слабая неоднородная лимонитизация. Рудный минерал замещается лейкоксом.

В обр. 513/242 и 513/197 выражена гидрослюдизация и окварцевание. В шлифе обр. 513/185 различаются две разности обрывков биотита по характеру их замещения вторичными минералами: одна – хлоритизированная, вторая – интенсивно лейкоксенизированная. В обр. 508/169 согласно плоскости наложения располагаются микрофоссилии (диатомовые водоросли?) (0.01–0.06 мм). Они образуют черные, непрозрачные скопления овальной формы.

Литотип IT-III – песчанистый алевролит (0.001–0.06–0.1 мм до 0.2–0.4–0.6 мм, редко до 1.5 мм). Этот литотип встречается редко. Для него характерна в основном псаммоалевритовая структура и микрослоистая текстура (рис. бд,е). Слоистость обусловлена, помимо ориентированного расположения чешуек биотита, чередованием микрослоев различного гранулометрического состава. Алевритовые слои (0.01–0.1 мм) чередуются с песчанисто-алевритовыми, в которых обломки полевых шпатов и кварца достигают 0.4 мм. Цемент везде глинистый. В составе песчанистых алевролитов количество глинистых минералов достигает 38 %. Преобладают плагиоклаз и калиевый полевой шпат (38–44 %) и кварц (9–10 %). Второстепенные минералы: биотит (5–8 %) и амфибол (2–4 %), иногда хлорит (до 5 %). Акцессорные минералы: титанит и циркон. Обломки пород (8–10 %) представлены гранитами. Обломки зеленого амфибола (роговой обманки) присутствуют повсеместно.

В обр. 545/161 отмечается послойное обогащение обугленными нитевидными обрывками органической ткани (фрагменты растений?). В единичных случаях наблюдаются черные, непрозрачные, овальной формы микрофоссилии (до 0.06 мм). Отмечаются единичные гравийные обломки калишпата и гранита (до 1.5 мм). Вторичные изменения выражены хлоритизацией биотита, лимонитизацией, иногда аргиллизацией.

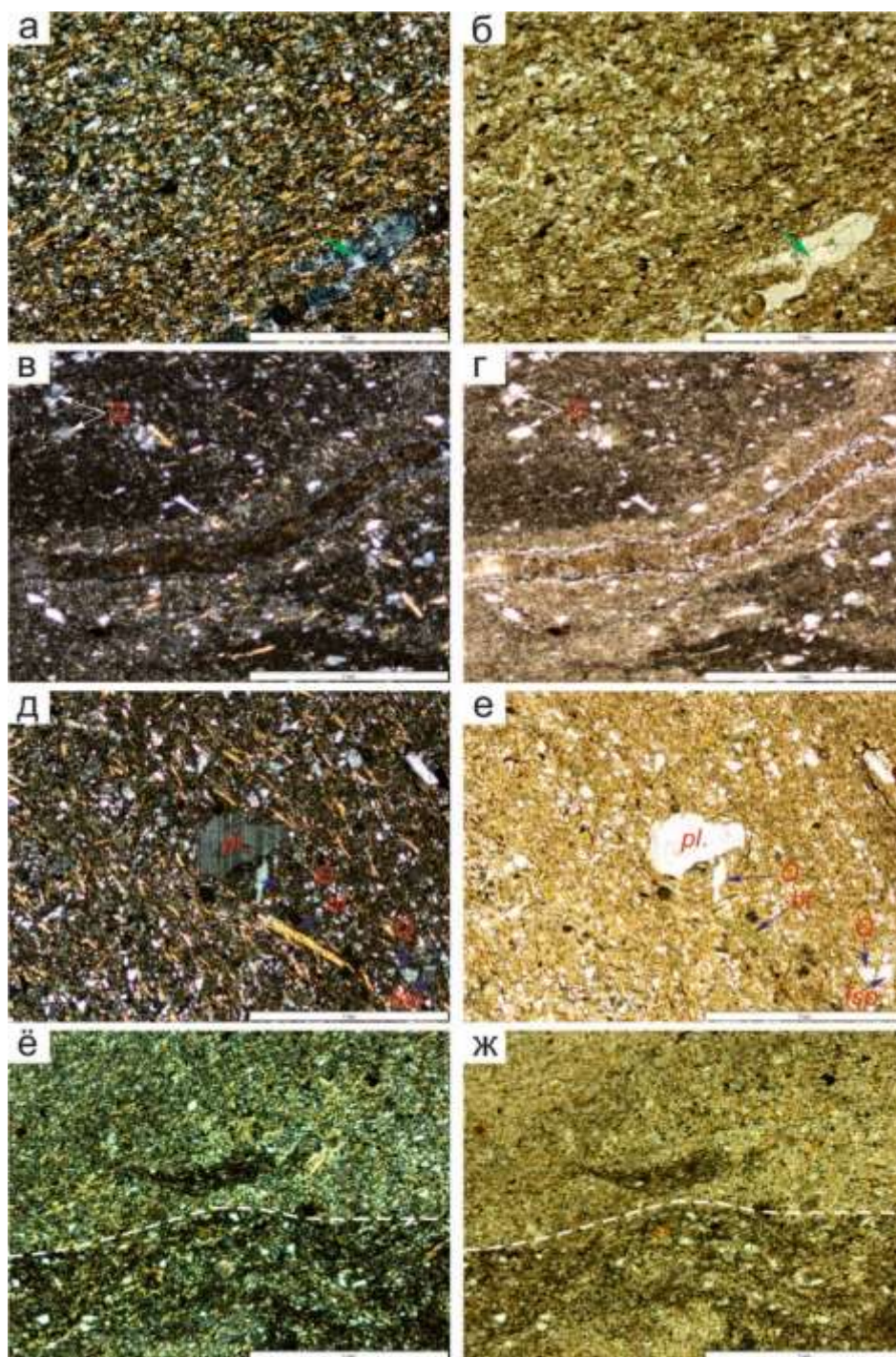


Рис. 6. Микрофотографии шлифов озерной толщи танхойской свиты литотипа IT-I: *а-б* – обр. 531/84 (зеленая стрелка – прожилок, заполненный кристаллическим кремнеземом); IT-II: *в-г* – обр. 513/242 (субпараллельно алевритовым слойкам расположены опаловидно-кремниевые прожилки невыдержанной мощности 0.03–0.3 мм); IT-III: *д-е* – обр. 545/161 (ориентированное расположение чешуек биотита, неясное чередование микрослойков различного гранулометрического состава); IT-IV: *ё-ж* – обр. 545/156.5 (слоистость обусловлена чередованием микрослойков различного гранулометрического состава, показана граница). Вид в шлифах *а, в, д, ё* – со скрещенными николями, вид в шлифах *б, г, е, ж* – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 6. Micrographs of thin sections of the lake sequence of the Tankhoi Formation of lithotype IT-I: *a-b* – sample 531/84 (green arrow – veinlet filled with crystalline silica); IT-II: *в-г* – sample 513/242 (opal-siliceous veinlets of irregular thickness 0.03–0.3 mm are located subparallel to the silty layers); IT-III: *д-е* – sample 545/161 (oriented arrangement of biotite flakes, unclear alternation of microlayers of different granulometric composition); IT-IV: *ё-ж* – sample 545/156.5 (layering is due to the alternation of microlayers of different granulometric composition, the boundary is shown). View in thin sections *a, в, д, ё* – with crossed nicols, view in thin sections *b, d, f, g a, в, д, ё* – with parallel nicols. Conv. designation see fig. 3.

Литотип IT-IV – аргиллит в основной массе. Представлен глинистыми минералами с незначительной примесью обломков (0.001–0.1 мм, редко до 0.8 мм), в которых присутствуют: полевые шпаты (1–6 %), кварц (1–5 %), биотит (1–7 %) и амфибол (от единичных зерен до 7 %). Биотит хлоритизирован. Обломки минералов не окатаны, их контур неровный, реакционный, края «разъедаются» глинистыми минералами. Для них характерна пелитовая, алевропелитовая структура и микрослоистая текстура (рис. бё,ж). Вся глинистая масса породы «пропитана» микровключениями гидроокислов железа. Текстура породы обусловлена послонным обогащением гидроокислами железа (местами слабой лимонитизацией). В отдельных пробах отмечаются прожилки халцедона мощностью до 0.1 мм.

Литотип laT-V представлен полимиктовыми гравелитами или песчаниками, разнозернистыми, гравийными. Структура пород псефито-псаммитовая, разнозернистая, реже псевдооолитовая. Текстура – микрослоистая, пятнистая. Гравелиты сложены полуокатанными (55 %) и не окатанными частицами (рис. 7а,б). Заполнитель – кварц-полевошпатовый песчаный материал. Размер обломочных зерен меняется: 0.001–0.06–0.1–0.3–0.6–1 мм, 1.5–2.1–3 мм, иногда 1–10 мм, присутствуют единичные обломки 11.4 мм. Цемент порово-базальный, глинистый (36 %). Глинистое вещество распределено неравномерно, послонно окрашено окислами железа.

В гравийных песчаниках размер зерен меняется (0.001–0.06–0.1–0.25 мм; 0.3–1–1.5 мм редко 5.7 мм). Цемент глинистый, базально поровый (25–28 %). Обломочный материал не сортирован. Различаются полуокатанные (40 %), окатанные (25 %) и не окатанные (35 %) частицы. В минеральном составе гравийных песчаников и гравелитов преобладают кварц (16–30 %) и полевые шпаты (27–44 %). Второстепенные минералы: биотит (3–10 %)

и амфибол (до 4 %). Акцессорные минералы: апатит, титанит и циркон. Обломки пород представлены гранитами и аргиллитами (до 35 %). Плагиоклаз в обломках серицитизирован. Калиевый полевой шпат трещиноват и пелитизирован. Кварц также трещиноват, давлен, трещины заполнены оксидом железа. Обломки биотита хлоритизированы.

В обр. 508/129, 508/118 и 508/116 присутствуют овоиды (?) гравийной размерности (1.0–3.3 мм, иногда до 8.4 мм), состоящие из глинистых (?) минералов, окрашенных гидроокислами железа (см. рис. 7в,г). Овоиды похожи на бобовины или закатыши, иногда просматривается их концентрически-зональное строение. Состав не однороден. Отмечаются фоссилизированные обрывки растений (?), изогнутые в полудуги или кольца, в том числе, внутри овоидов. В этих образцах обломки биотита частью гидратированы, частично замещены лейкоксеновым агрегатом.

Литотип laT-VI сложен песчаным алевритом, состоящим из зерен величиной 0.01–0.1 мм, иногда 0.3–0.6 мм, редко – 0.9–1.2 мм. Встречается в переходном интервале от танхойской свиты к ановской. Текстура микрослоистая, структура псаммоалевритовая, разнозернистая (рис. 7д,е). Цемент смешанный, поровый, базально-поровый, глинистый (15–28 %).

В составе песчаных алевритов преобладают кварц (16–35 %) и полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) (30–58 %). Второстепенные минералы: биотит (8–10 %), рудный минерал (1–3 %), иногда амфибол (2–4 %) и эпидот (до 1 %). Акцессорные минералы: циркон, титанит и лейкоксен. Среди обломков пород (12–23 %) отмечаются граниты и алевро-аргиллиты. В шлифе наблюдается чередование микрослоев различного гранулометрического состава. В песчано-алевритовых прослоях среди алевритовой основной массы беспорядочно рассеяны обломки песчанистого материала.

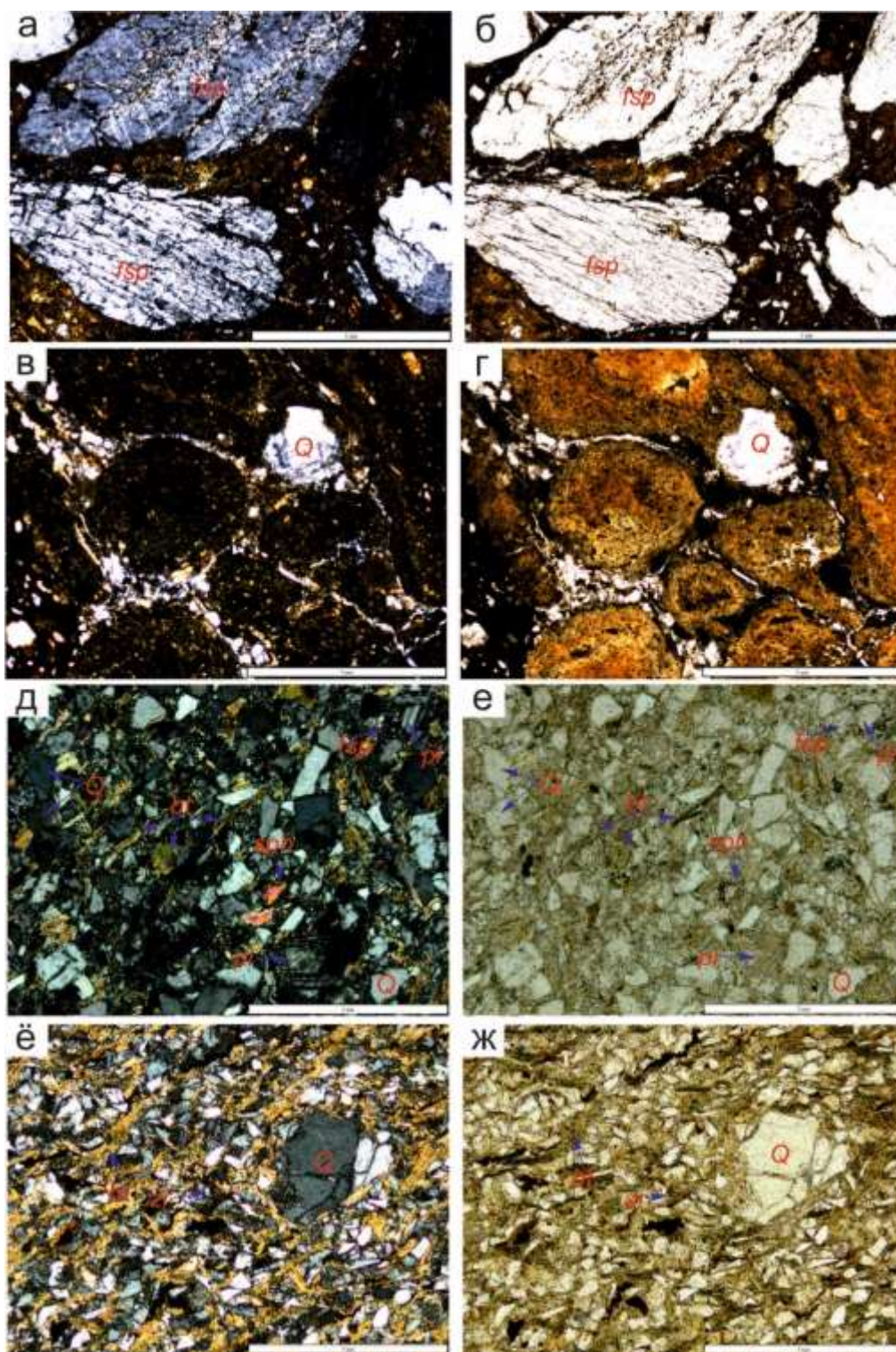


Рис. 7. Микрофотографии шлифов озерной толщи танхойской свиты литотипа IaT-V: *a-b* – обр. 508/146 (отмечаются катаклазированные породы), *v-z* – обр. 508/116 (основная масса породы представлена разнозернистым песчаником с овоидами из глинистых минералов); IaT-VI: *d-e* – обр. 513/183 (отмечаются единичные кварцевые песчинки); IaT-VII: *ё-ж* – обр. 545/115.8 (степень сортировки средняя). Вид в шлифах *a, v, d, ё* – со скрещенными николями, вид в шлифах *b, z, e, ж* – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 7. Micrographs of thin sections of the lacustrine sequence of the Tankhoi Formation of the laT-V lithotype: *a-b* – sample 508/146 (cataclased rocks are noted), *в-г* – sample 508/116 (the bulk of the rock is represented by inequigranular sandstone with ovoids of clay minerals); laT-VI: *д-е* – sample 513/183 (single quartz sand grains are noted); laT-VII: *ё-ж* – sample 545/115.8 (average sorting). View in thin sections *a, в, д, ё* – with crossed nicols, view in thin sections *б, г, е, ж* – with parallel nicols. Conv. designation see fig. 3.

Песчаные кварц-полевошпатовые зерна не окатаны (90–95 %) и полуокатаны (5–10 %). Обрывки биотита деформированы и смяты. По ним развиваются гидроокислы железа с псевдоморфным замещением, развивается гидрослюда с выделением лейкоксенового агрегата, слабая хлоритизация. Слойки аргиллита прерывистые, имеют пелитовую структуру и сложены глинистым материалом. В них отмечаются единичные песчаные обломки кварца. Микрослоистость подчеркивается послойным обогащением породы гидроокислами железа. Обломки зеленого амфибола (роговая обманка) трещиноваты.

Litotun laT-VII – полимиктовый песчаник, мелкозернистый (0.1–2.5 мм, единичные до 1.5 мм), мелко-среднезернистым (0.1–0.3 мм, редко 0.6–0.9 мм). Он обнаружен в переходном интервале от танхойской к аносоской свите, а также в озерной толще танхойской свиты скв. 513 (ритмичные пачки). Обломки хорошей и средней степени сортировки. Среди них отмечаются не окатанные (65–93 %) и полуокатанные (7–35 %) частицы. Для породы характерна псаммитовая структура и слоистая, реже, ориентированная текстура. Отмечается неравномерное распределение чешуек биотита, деформированных, смятых, интенсивно обогащенных микровключениями гидроокислов железа (рис. 7ё, ж). Они повсеместно, но в разной степени, замещаются хлоритом. Длина отдельных чешуек смятого биотита достигает 0.9 мм.

Цемент поровый, порово-контактный, состав глинистый (до 19 %). В составе обломочного материала песчаников преобладают полевые шпаты (43–58 %), биотит (8–10 %) и кварц (17–23 %). Второстепенные минералы сложены рудным минералом (до 2 %) и амфиболом (до 5 %). Акцессорные минералы: циркон и титанит. Обломки пород представлены гранитами, редко аргиллитами (19–25 %). Полевые шпаты трещиноваты, аргиллизированы, обогащены микровключениями

гидроокислов железа. Встречаются обломки серицитизированного плагиоклаза. Рудный минерал – пирит. Обломки амфибола трещиноваты, давлены. Эпигенетические процессы проявлены слабым катаклазом, лимонитизацией, аргиллизацией. Отмечается хлоритизация биотита.

Аносоская свита

Аносоская свита объединяет породы, накопившиеся в аллювиальной фации. Породы характеризуются в основном псефитопсаммитовой (An-I) и псаммитовой структурой (An-II), в меньшей степени псаммитово-алевропелитовой (An-III) и алевропелитовой (An-IV и An-V) (рис. 8, 9).

Litotun An-I – полимиктовый песчаник, разнозернистый до гравийного, сложен плохо сортированным не окатанным (55–90 %), полуокатанным (8–45 %), реже окатанным (до 2 %) обломочным материалом. Размер зерен в песчаниках изменяется от 0.001–0.01 мм, 0.1–0.3–0.6 мм до 1–9 мм. Для породы характерна псефитопсаммитовая, разнозернистая структура, пятнистая, массивная, реже слабо ориентированная текстура (за счет гидрослюды) (рис. 8а–г). Цемент порово-базальный, смешанного состава, пленочный железистый (лимонитизированный), глинистый, глинисто-обломочный, в редких случаях кремнеземистый, неоднородный, его количество варьируется от 10 до 35 %, распределение неравномерное.

В составе обломочного материала песчаников преобладают калиевые полевые шпаты (22–38 %), плагиоклаз (12–35 %) и кварц (16–28 %). Второстепенные минералы: биотит (1–9 %), амфибол (до 4 %), магнетит (до 2 %) и глауконит (?). Акцессорные минералы: титанит, лейкоксен и циркон, изредка – эпидот и апатит. Циркон имеет полуокатанную и окатанную форму. Среди обломков пород (10–30 %) отмечаются граниты, алевропесчаники, песчаные алевриты.

Обломки трещиноваты, катаклазированы, имеют реакционные края. Плаггиоклаз в разной степени серицитизирован и пелитизирован (глинистый агрегат иллит?), калиевые полевые шпаты только пелитизированы. Кварц

в обломках давлен, имеет волнистое погасание. Обломки неровные и остроугольные, встречаются сглаженные и полуокатанные формы.

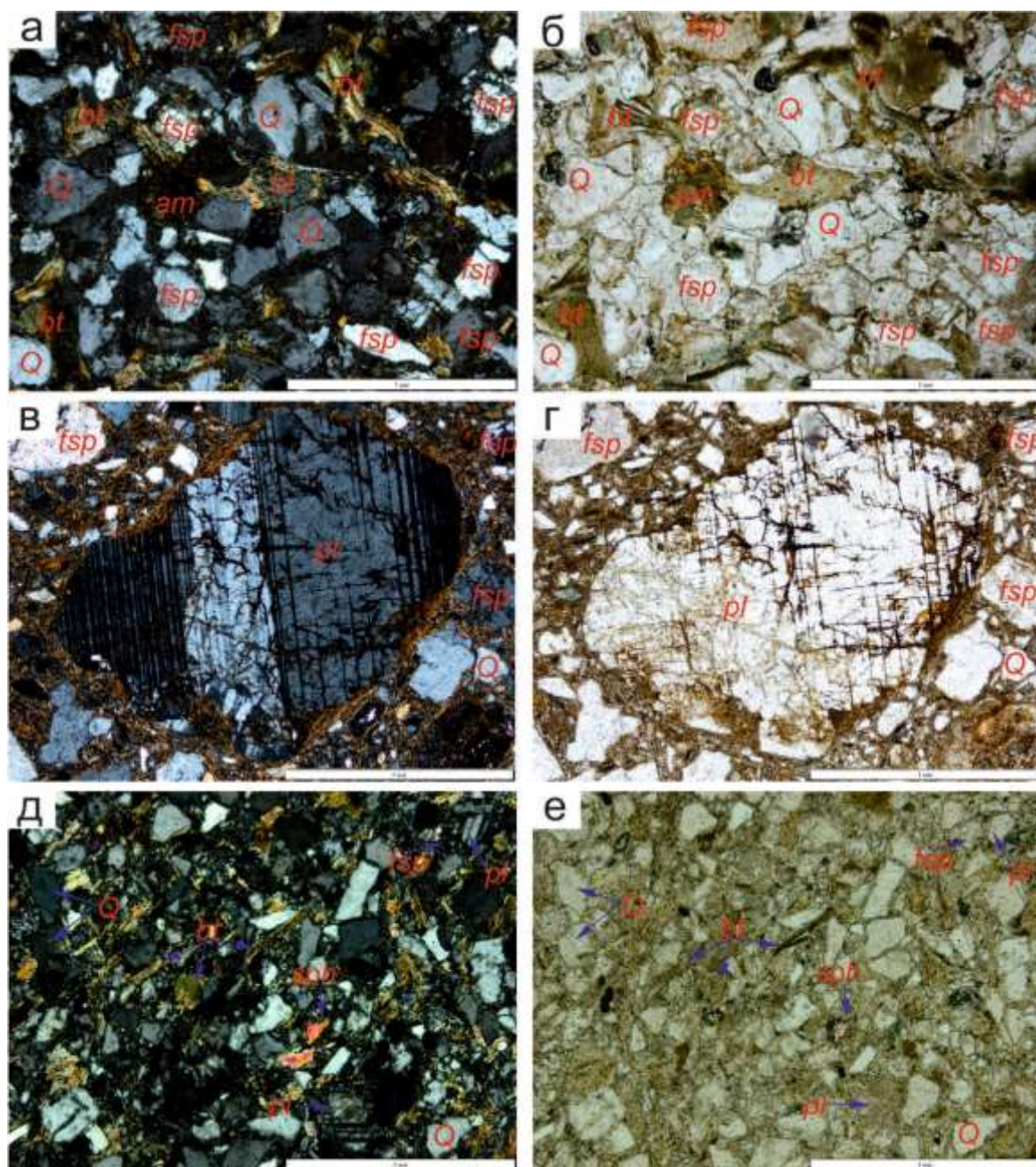


Рис. 8. Микрофотографии шлифов аносовской свиты. Литотип An-I: *a-b* – обр. 513/178.5 (текстура породы обусловлена послойным обогащением чешуйками биотита, который деформирован, смят); *в-г* – обр. 513/21.5 (обломки плаггиоклаза катаклазированы, по трещинкам и краю выделяются гидроокислы железа); An-II: *д-е* – обр. 531/43.4 (отмечается средняя степень сортировки). Вид в шлифах *a, в, д* – со скрещенными николями, вид в шлифах *б, г, е* – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 8. Micrographs of thin sections of the Anosovka Formation. Lithotype An-I: *a-b* – sample 513/178.5 (rock texture is due to layer-by-layer enrichment with biotite flakes, which is deformed, crumpled); *в-г* – sample 513/21.5 (plagioclase fragments are cataclased, iron hydroxides are released along the cracks and the edge); An-II: *д-е* – sample 531 / 43.4 (the average degree of sorting is noted). View in thin sections *a, в, д* – with crossed nicols, view in thin sections *б, г, е* – with parallel nicols. Conv. designation see fig. 3.

Эпигенетические изменения выражены аргиллизацией калиевых полевых шпатов, а также лимонитизацией, реже слабой хлоритизацией биотита. Глинистый матрикс цемента окрашен гидроокислами железа, что обуславливает охристый цвет породы. Плагиоклаз серицитизирован, скорее всего, до образования осадочной породы. На участке Уро встречаются обломки неизмененного и сильно серицитизированного плагиоклаза. Циркон окатан и полуокатан, что свидетельствует о его разных источниках.

Литотип An-II – полевошпатовый аркозовый песчаник, мелко-среднезернистый, сложен обломками средней степени сортировки, не окатанными (92 %), полуокатанными (8 %). Размер зерен в песчаниках изменяется от 0.1–0.3 до 0.6 мм. Для породы характерна псаммитовая структура, неясная ориентированная текстура (рис. 8д,е). Цемент поровый, глинистого состава (до 12 %), распределен равномерно. В составе обломочного материала песчаника преобладают калиевые полевые шпаты (35–40 %), плагиоклаз (23–28 %), кварц (18–20 %). Второстепенные минералы: биотит (4–9 %), иногда мусковит (до 2 %), встречаются единичные зерна амфибола, редко – глауконита (?). Акцессорные минералы: циркон, титанит, иногда лейкоксен и эпидот. Содержание обломков гранитов и аргиллитов до 18 %. Обломки трещиноваты, катаклазированы. Эпигенетические изменения выражены аргиллизацией полевых шпатов, лимонитизацией, слабым катаклизом, деформированностью чешуек биотита.

Литотип An-III – песчанистый алевролит. В нем преобладают обломки алевритовой фракции (0.001–0.01–0.3 мм, редко до 1.6 мм), иногда вывялятся псаммо-алевроаргиллитовая фракция (размер обломков 0.001–0.01 мм, 0.01–0.1–0.6–1.3 мм, редко 3 и 6.1 мм). Структура породы неоднородная, псаммо-алевропелитовая (рис. 9 а, б). Цемент глинистый, смешанный, базальный, базально-поровый, порово-базальный.

Текстура слоистая, реже, пятнистая, неясно слоистая. Чередуются микрослойки разного гранулометрического состава. Наблюдается послонное обогащение пород

гидроокислами железа. Отмечается неясное чередование разномасштабного алевритового и песчаного материала, сцементированного глинистыми минералами.

В составе обломочного материала преобладают полевые шпаты (18–68 %) и кварц (12–20 %, в обр. 532/23 до 45 %). Второстепенные минералы: биотит (4–11 %), амфибол (до 6 %) и рудный минерал (до 2 %). Акцессорные минералы: циркон и титанит, реже, эпидот и апатит. Среди обломков (до 12 %) различаются угловатые граниты, иногда полуокатанные и окатанные аргиллиты и алевро-аргиллиты (обр. 513/102). Эпигенетические изменения проявлены катаклизом, лимонитизацией, гидрослюдизацией.

Литотип An-IV – алевритовый аргиллит (0.001–0.01–0.03–0.06 мм, редко 0.3–1.3 мм) либо алевритистый аргиллит (0.001–0.01 мм, редко до 0.02 мм). Порода имеет алевропелитовую, пелитовую структуру и слоистую, ориентированную текстуру. Однонаправленное расположение чешуек биотита обуславливает ориентированную текстуру породы. Слоистость образуется переслаиванием частиц разного гранулометрического состава (рис. 9в,г).

Основная масса породы тонкопелитовая, сложена микрочешуйчатым агрегатом гидрослюды (?) с примесью микролитового глинистого компонента. Алевритовая примесь состоит из кварца (4–16 %), и аргиллизированных полевых шпатов (5–20 %), биотита (5–9 %). Иногда встречаются зерна амфибола (до 1 %). Акцессорные минералы: титанит, циркон. Редко встречается эпидот. Отмечаются слабо хлоритизированные чешуйки биотита. По биотиту развивается гидрослюда. В породе присутствуют единичные обломки песчаного кварц-полевошпатового материала, а также обломки не окатанного гранита с реакционными краями. По микротрещинкам в обломках отмечаются микровключения гидроокислов железа. Эпигенетические изменения проявляются лимонитизацией, аргиллизацией, слабой хлоритизацией, гидрослюдизацией. В обр. 513/53.5 отмечено окремнение, различаются микропрожилки халцедоновидного кварца размером до 0.12 мм.

Литотип An-V – аргиллит. Основная масса породы глинистая с чешуйками биотита. Размер обломков: 0.001–0.01 мм, иногда 0.2–0.6 мм, редко до 3.1 мм. Структура – пелитовая, текстура ориентированная, микрослоистая, реже, пятнистая. На фоне однородной аргиллитовой массы различаются обломки кварца и полевого шпата. Акцессорные минералы: титанит и эпидот. Текстура

породы обусловлена послойным обогащением окислами железа (местами слабой лимонитизацией). Отмечаются чешуйки смятого биотита.

В обр. 513/137 наблюдается серия взаимопересекающихся микропрожилков мощностью от 0.02 мм до 0.2 мм. Они заполнены глинистым минералом в ассоциации с гидроокислами железа (рис. 9д,е).

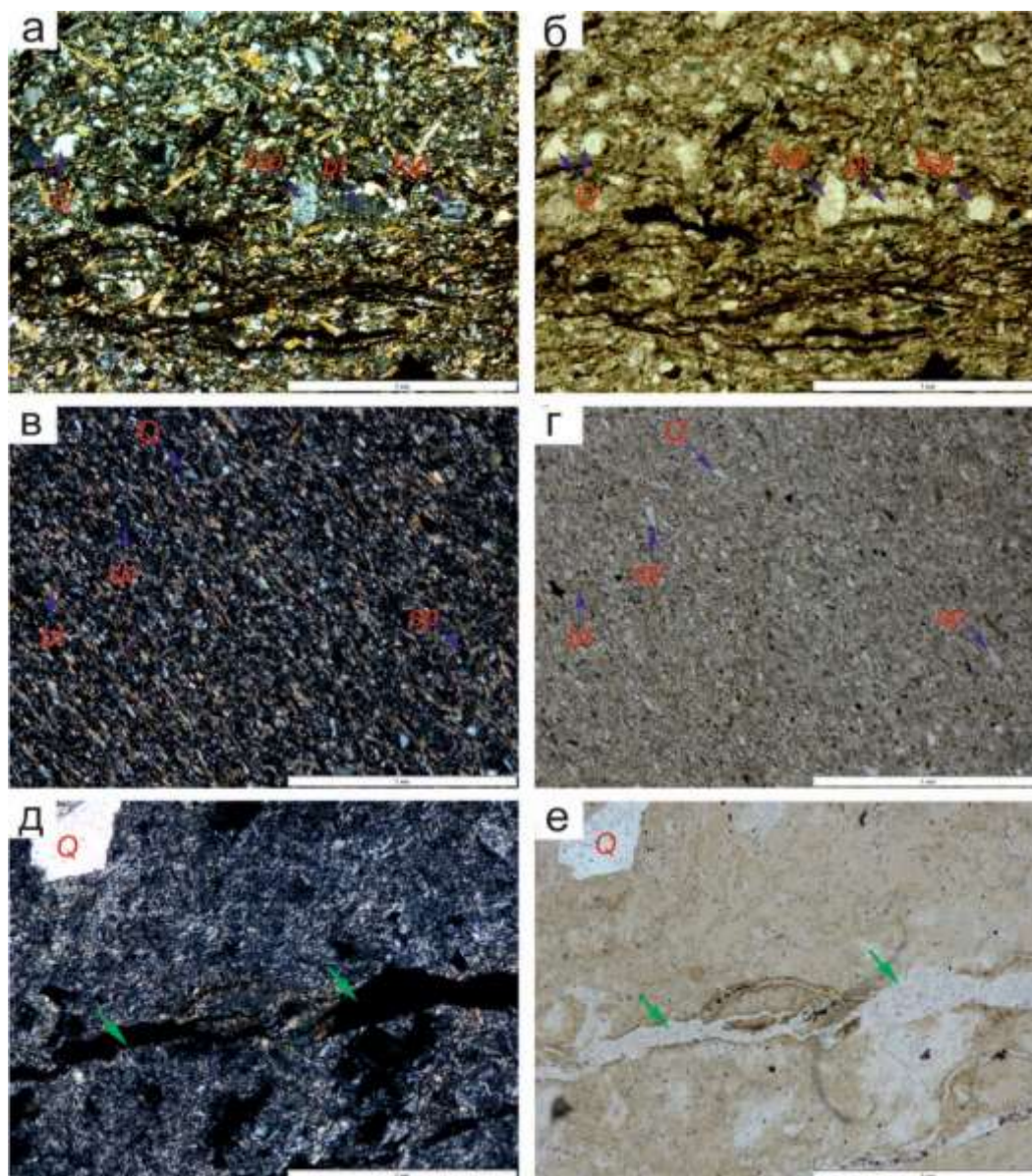


Рис. 9. Микрофотографии шлифов аносовской свиты. Литотип An-III: *a-b* – обр. 532/23 (песчанистый алевролит); An-IV: *v-g* – обр. 513/53.5 (однонаправленное расположение чешуек биотита обуславливает ориентированную текстуру алевритистого аргиллита); An-IV: *d-e* – обр. 513/137 (зеленая стрелка показывает микропрожилки заполненные глинистым материалом, пропитанным гидроокислами железа). Вид в шлифах *a, v, d* – со скрещенными николями, вид в шлифах *b, g, e* – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 9. Micrographs of thin sections of the Anosovka Formation. Lithotype An-III: *a-b* – sample 532/23 (sandy siltstone); An-IV: *в-г* – sample 513/53.5 (unidirectional arrangement of biotite flakes determines the oriented texture of silty mudstone); An-IV: *д-е* – sample 513/137 (green arrow shows microveinlets filled with clay material impregnated with iron hydroxides). View in thin sections *a, в, д* – with crossed nicols, view in thin sections *б, г, е* – with parallel nicols. Conv. designation see fig. 3.

Обсуждение

Вертикальное и латеральное распределение литологических фаций

Осадконакопление определяется количеством обломочного материала, поставляемого речными водотоками из водосборного бассейна в область аккумуляции обломочного материала. В Багузинской долине определяется характер осадконакопления в Джидинской (Джидотойской) котловине.

В олигоцене здесь накапливались грубообломочные аллювиальные отложения. С течением времени грубозернистые осадки сменялись ритмичным чередованием песчаников и алевролитов, которые отлагались в условиях более медленного течения крупной реки и эпизодически возникающих малых озер и болот.

В миоцене осадочные породы нижней и верхней частей разреза танхойской свиты показывают резкую смену петрографических характеристик. В районе Бодон, аллювиальная и озерно-болотная фации нижнего-среднего миоцена характеризуется грубозернистым составом обломочных пород (гравийные песчаники и песчаники) и сменяется в верхней части разреза свиты озерной фацией позднего миоцена-раннего плиоцена (алевролиты). Степень окатанности и сортировки обломочного материала возрастает вверх по разрезу. В сероцветных озерных отложениях, вскрытых скважинами 531 и 532 в районе Бодон, определены диатомеи среднего миоцена-нижнего плиоцена. Доминирование планктонных и распространение разнообразных бентосных видов свидетельствует о формировании осадков в прибрежной зоне обширного озерного бассейна с развитой пелагиалью (Hassan et al., 2019).

В районе Уро породы нижнего-среднего миоцена имели более однородный состав. Они представлены в основном алевролитами с различной степенью насыщения

диатомовыми водорослями (Usoltseva et al., 2020; Усольцева и др., 2021; Хассан и др., 2021). Отложения преимущественно озерной фации состоят из угловатых зерен полевых шпатов и кварца в основном пелитовой и алевроитовой размерности с малой примесью крупных обломков. Более молодые грубообломочные отложения аносовской свиты в районах Бодон и Уро накапливались на аллювиальной равнине.

Анализ расположения фаций нижнего миоцена и первой половины среднего миоцена в районах исследований указывает на углубление палеобассейна с северо-востока (озерно-болотные фации района Бодон) на юго-запад (фация глубокого озера района Уро). Во второй половине среднего миоцена и раннем плиоцене палеобассейн имел малую глубину в районе Уро был более глубоким в районе Бодон. По сравнению с ранне-среднемиоценовым бассейном, среднемиоценовый-раннеплиоценовый бассейн углублялся в противоположном направлении, что свидетельствует об активизации конседиментационных тектонических движений. Показательна образовавшаяся в это время ритмичная толща, вскрытая скв. 513 (см. рис. 2).

Оценка состава пород в источнике сноса осадочного материала

Классификация песчаных пород основана на соотношениях обломочных зерен разного состава (Логвиненко, 1974; Pettijohn, 1975; Шванов, 1987). На классификационной диаграмме Н.В. Логвиненко (рис. 10а) фигуративные точки попадают в поля полевошпатовых пород и полевошпатовых граувакк, в меньшей степени в поле аркозов, за исключением одной пробы танхойской свиты (обр. 508/110.4), на классификационной диаграмме В.Н. Шванова (рис. 10б) фигуративные точки расположены в поле аркозов, аркозограувакк, кварцево-полевошпатовых и литоидных аркозов, на диаграмме Ф.Дж. Петтиджона с

соавторами (рис. 10в) попадает в поле аркозов и аркозовых аренитов.

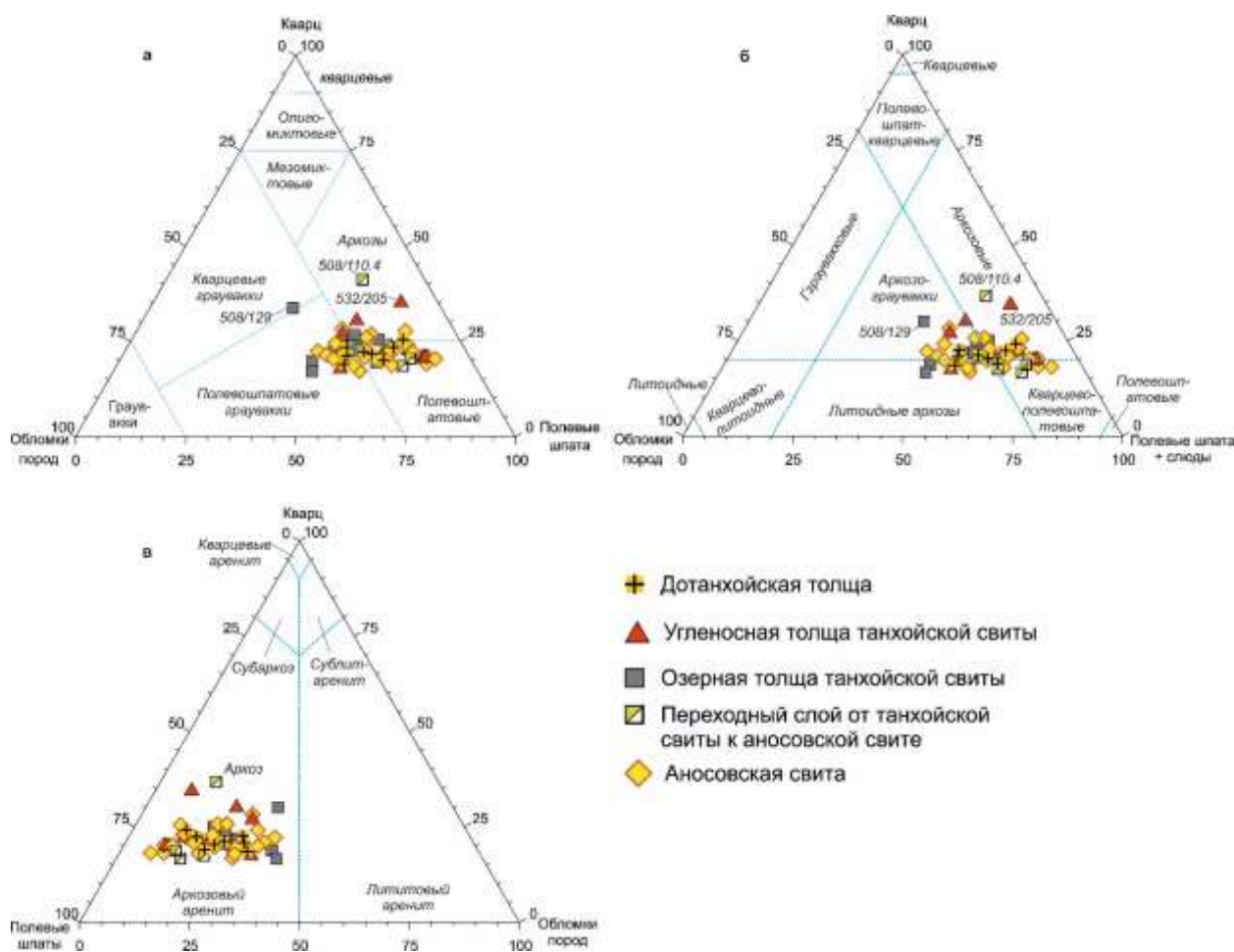


Рис. 10. Классификация песчаных пород дотанхойской толщи, танхойской и ановоской свит (участки Бодон и Уро): *а* – по Н.В. Логвиненко (1974); *б* – по В.Н. Шванову (1987); *в* – по Ф.Дж. Петтиджону (Pettijohn, 1975).

Fig. 10. Classification of sandy rocks of the Dotankhoi strata, the Tankhoi and Anosov formations (Bodon and Uro sites): *a* – according to N.V. Logvinenko (1974); *b* – according to V.N. Shvanov (1987); *c* – according to F.J. Pettijohn (1975).

Осадочные толщи состоят из обломочных пород, среди которых часто встречаются песчаники, обогащенные полевыми шпатами. В составе породообразующих минералов преобладают калиевые полевые шпаты, кислый плагиоклаз и кварц, в небольшом количестве встречается биотит и амфибол. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом, титанит-лейкоксеном, апатитом, ильменит замещается лейкоксеном. Состав минералов осадочных пород соответствует составу гранитов.

Для пород из скв. 545, 508, 513 и 531 получены петрохимические и микроэлементные

данные. Породы имеют высокое содержание Al_2O_3 , K_2O и Na_2O (Расказов и др., 2016), обусловленное присутствием полевых шпатов. На диаграмме $Na_2O - K_2O$ породы смещены в область калиевых полевых шпатов (поле аркозов) (рис. 11а). Исключение составляют пробы скв.508/173 и скв. 508/172.8, которые слегка смещены в область плагиоклаза (поле граувакк). На диаграмме $Th/Co-La/Sc$ (Cullers, 2002) отложения всех выделенных стратонав соответствуют источнику магматические породы кислого состава (рис. 11б).

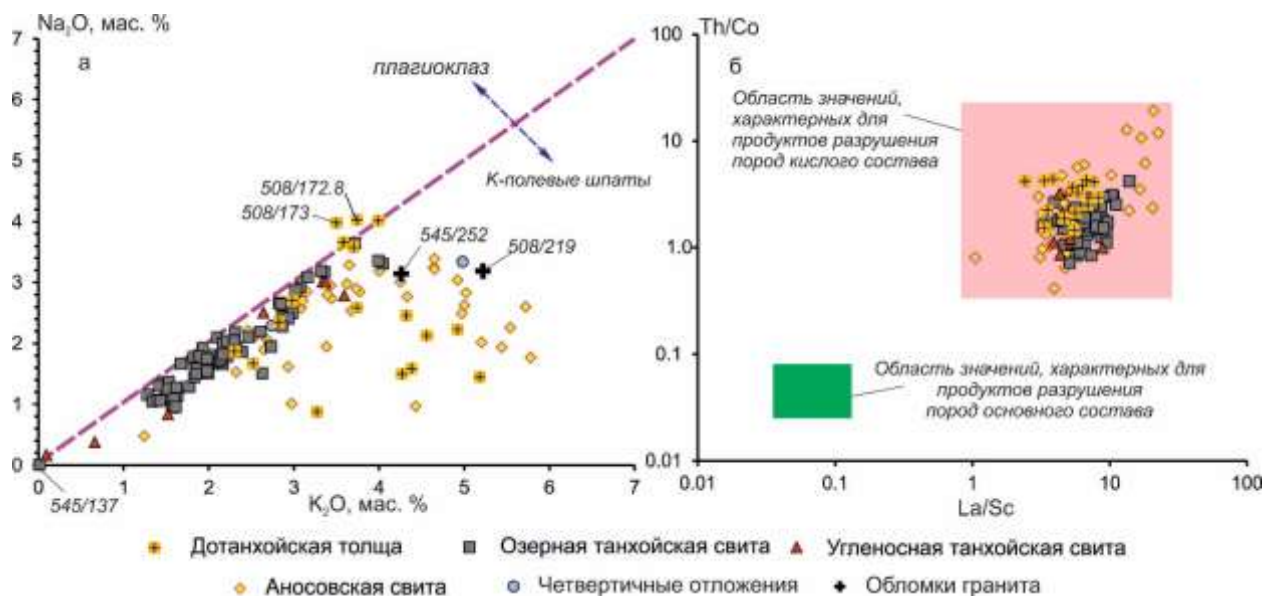


Рис. 11. Соотношения $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Pettijohn, 1975) (а); $\text{Th}/\text{Co} - \text{La}/\text{Sc}$ (Cullers, 2002) (б) для отложений Баргузинской долины.

Fig. 11. $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ratios (Pettijohn, 1975) (a); $\text{Th}/\text{Co} - \text{La}/\text{Sc}$ (Cullers, 2002) (б) for deposits of the Barguzin valley.

В пробе 545/137 алевролитов озерной толщи танхойской свиты определен вивианит (рис. 12). Источником фосфора для образования вивианита служил органический материал вмещающих пород.

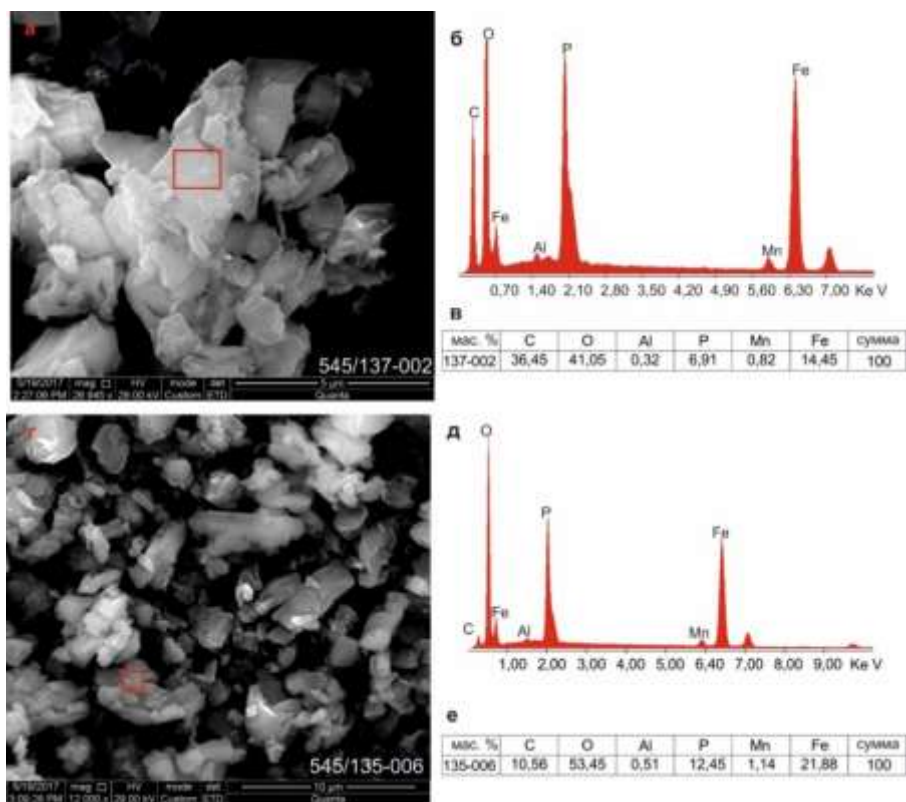


Рис. 12. Общий вид частиц вивианита озерной толщи танхойской свиты Баргузинской долины (а и с). а, б и в – обр. 545/137-002, г, д и е – обр. 545/135-006; б–д – интенсивности пиков элементов; в–е – процентные соотношения элементов.

Fig. 12. General view of vivianite particles from the lacustrine sequence of the Tankhoi Formation of the Barguzin Valley (*a* and *z*). *a*, *b* and *v* – sample 545/137-002, *z*, *d* and *e* – sample 545/135-006; *b–d* – peak intensities of elements; *v–e* – percentages of elements.

Заклучение

Охарактеризованы литотипы всего разреза осадочных отложений Баргузинской долины от олигоценовых до плиоценовых. В разрезе различаются аллювиальные, озерно-болотные и озерные фации. Дотанхойская (олигоценовая) толща представлена двумя структурно-генетическими литотипами аллювиальной фации – псефитово-псаммитовым (DT-I и DT-II) и алевропелитовым (DT-III). В угленосной фации танхойской свиты (район Бодон) определены литотипы: псефитово-псаммитовый (CT-I и CT-III), бурого угля (CT-II) и алевропелитовый (CT-IV и CT-V). В озерной фации танхойской свиты выделены доминирующие литотипы: алевропелитовый (IT-I, IT-II и IT-IV) и псаммоалевритовый (IT-III и IaT-VI), а также литотипы, играющие подчиненную роль: псефитово-псаммитовый (IaT-V) и псаммитовый (IaT-VII). В анососской свите описаны литотипы: псефитово-псаммитовый (An-I) и псаммитовый (An-II), редко встречающиеся псаммитово-алевропелитовый (An-III) и алевропелитовый (An-IV и An-V).

Минеральный состав пород свидетельствует о преобладании на протяжении всего осадконакопления в источнике размыва гранитов, что согласуется с данными, полученными по геохимическим индексам пород.

Благодарности

Концентрации петрогенных оксидов определены в аналитическом центре ИЗК СО РАН классическими методами «мокрой химии» (химики-аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко). Микроэлементный состав пород определен методом ИСП-МС на приборе Agilent 7500se в ЦКП «Ультрамикрoанализ» (ЛИН СО РАН) с пробоподготовкой в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (пробоподготовка М.Е. Марковой, обработка данных Т.А. Ясныгиной). Исследования вивианитов выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Quanta-200 FEI Company с приставкой рентгеновского

микрoанализа EDAX в ЦКП «Ультрамикрoанализ» (ЛИН СО РАН) К.Ю. Арсентьевым. Петрографические исследования образцов в шлифах проводились на поляризационном микроскопе OLYMPUS–BX53P в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Авторы выражают благодарность С.А. Сасиму за помощь в фотографировании шлифов на поляризационном микроскопе Olympus VX-53F в лаборатории экспериментальной геологии геологического факультета ФГБОУ ВО «ИГУ».

Литература

- Алокла Р., Чувашова И.С., Рассказов С.В., Данилова М.В. Микроструктуры глинистых минералов осадочного заполнения Баргузинской долины: данные растровой электронной микроскопии // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 29. С. 24–38.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. №4. С. 18–29.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высшая Школа, 1984. 416 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.
- Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5, N 4. P. 993–1032.
- Рассказов С.В., Трегуб Т.Ф., Волков М.А. Палинологическая характеристика аллювиальных толщ долины реки Баргузин (республика Бурятия) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 2. С. 150–152.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А., Митькин

Д.Ю., Федин А.Ю. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2016а. № 5. С. 117–127.

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

Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (Восточная Сибирь). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. 131 с.

Сизых Ю.И. Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов. Отчёт. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. 61 с.

Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Хассан А.И., Хамуд А.Аль. Эволюция состава палинокомплексов для отложений аллювиальной формации Байкальской рифтовой зоны в неогене // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2020. № 1. С. 39–50.

Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Рассказов С.В. Зональная диатомовая шкала неогена Забайкалья // XVII Международная научная конференция «Диатомовые водоросли: морфология, биология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия». Беларусь, г. Минск, Государственное научное учреждение «Институт экспериментальной ботаники имени В.Ф. Купревича». 2021. С. 124–126.

Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Чувашова И.С., Рассказов С.В. Центрические диатомовые водоросли из палеозер Байкальской рифтовой зоны, Россия // Вопросы современной альгологии. 2019. № 2 (20). С. 279–284.

Хассан А., Титова Л.А., Чувашова И.С., Усольцева М.В., Решетова С.А., Рассказов С.В. Стратиграфия озерных неогеновых отложений Баргузинской долины // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Улан-Удэ – Горячинск, ГИ СО РАН. 2021. С. 124–126.

Хассан А., Чувашова И.С., Аль Хамуд А. Полный разрез стратонов Байкальской рифтовой зоны в Баргузинской долине и его значение для неотектонических реконструкций // Строение литосферы и геодинамика. Мат-лы совещания. Вып. XXVII. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2017. С. 246–246.

Хассан И.А., Чувашова И.С., Титова Л.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А. Оligocen–нижнеплиоценовые отложения Баргузинской долины: корреляции с отложениями Витимского плоскогорья по результатам палинологического и диатомового анализов // XXVIII Всероссийская молодежная конференция Строение литосферы и геодинамика. Иркутск. 2019. С. 173–175.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Ленинград: Недра, 1987. 269 с.

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: С.-Петербург. горн. ин-т; ЛЕМА, 2010. 276 с. ISBN 978-5-94211-462-6.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Т. 4. Аналитические исследования (ред. Буренков Э.К., Кременецкий А.А.). М.: ИМГРЭ. 2003. С. 48–56.

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

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

Hassan A., Usoltseva M., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L. The first study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in Barguzin Valley, Baikal Rift Zone // Quaternary international. 2019. V. 524. P. 24–30.

Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks (Third edition). Harper & Row, New York. 1975. 628 p.

Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V., Titova L.A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone) // Limnology and Freshwater Biology. 2020, No. 4. P. 752–754.

Хассан Абдулмонем Иссаевич,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
 Институт земной коры СО РАН,
 младший научный сотрудник,
 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
 Иркутский государственный университет, геологический факультет,
 аспирант,
 Университет Аль-Басс, геологическое отделение, Сирия,
 ассистент,
 тел.: (3952) 51–16–59,
 email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Abdulmonem Issa Khassan,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
 Institute of the Earth's Crust SB RAS,
 junior researcher,
 664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
 Irkutsk State University, Faculty of Geology,
 Graduate student,
 Al-Baath University, Department of Geology, Syria,
 assistant,
 tel.: (3952) 51–16–59,
 email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Рассказов Сергей Васильевич,

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

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.

Корнилова Татьяна Александровна,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,
тел.: (3952) 36-12-07,
email: kornilova@crust.irk.ru.

Kornilova Tatyana Alexandrovna
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
tel.: (3952) 36-12-07,
email: kornilova@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.

Глинистые минералы пелоидов оз. Саган-Нур в Тункинской долине как показатели анаэробных условий литогенетических процессов

Р. Алокла^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{3,4}, С.В. Рассказов^{1,4}, Т.А. Ясныгина⁴,
В.В. Акулова⁴, И.С. Чувашова^{1,4}, Йи-минь Сунь⁵

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Университет Алеппо, Сирия

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁵Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской академии наук, Харбин, Китай

Аннотация. Приводятся результаты изучения химического, гранулометрического и минерального состава в четырех колонках слоя сапропелевых донных илов оз. Саган-Нур мощностью от 30 до 45 см, залегающего на песчаных озерных отложениях. Илы используются в качестве лечебных грязей (пелоидов). Глинистые минералы осадочных отложений идентифицируются с использованием методов рентгеноструктурного анализа и сканирующей электронной микроскопии. Тонкодисперсные глинистые минералы пелоидов рассматриваются как показатели анаэробных условий литогенетических процессов в зоне гипергенеза.

Ключевые слова: лечебные грязи (пелоиды), Тункинская впадина, электронный сканирующий микроскоп, рентгеноструктурный анализ, сера, микроэлементы.

Clay minerals of peloids of the lake Sagan-Nur in the Tunka Valley as indicators of anaerobic conditions of lithogenetic processes

R. Alokla^{1,2}, E.P. Chebykin^{3,4}, S.V. Rasskazov^{1,4}, T.A. Yasnygina⁴,
V.V. Akulova⁴, I.S. Chuvashova^{1,4}, Yi-ming Sun⁵

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²University of Aleppo, Syria

³Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

⁵Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China

Abstract. The results of the study of chemical, granulometric, and mineral compositions of sapropelic bottom silts from Sagan-Nur lake are presented in four cores of the layer as thick as 45 cm that overlies sandy lacustrine deposits. The silt is used as therapeutic mud (peloids). Clay minerals in sedimentary deposits are identified using X-ray diffraction analysis and scanning electron microscopy. Finely dispersed clay minerals of peloids are considered as indicators of anaerobic conditions of lithogenetic processes in the hypergenesis zone.

Keywords: therapeutic mud (peloids), Tunka basin, scanning electron microscope, X-ray diffraction analysis, sulfur, trace elements.

Введение

Лечебными глинами (или пелоидами), по предложению комитета Международного общества медицинской гидрогеологии от 1938 г., называются «вещества, которые образуются в естественных условиях под влиянием геологических процессов и в тонко-измельченном состоянии, будучи смешанными с водой, применяются в лечебных целях». Интеграция современной медицины с геологией, химией и другими фундаментальными науками выявляет физико-химические особенности природных процессов образования пелоидов, парафинов и им подобных натуральных веществ, обладающих лечебными свойствами. Одним из критериев оценки бальнеологических свойств лечебных грязей служит их химический состав. Лечебные грязи рассматриваются как физико-химические равновесные системы, состоящие из жидкой и твердой фаз. Жидкой фазой служат грязевые растворы, имеющие разнообразный химический состав. В твердую фазу входят силикатные частицы, кристаллы солей, органические вещества, гидраты оксидов железа, алюминия, сернистое железо (Ступникова, Мурадов, 2005; Намсараев и др., 2007; Бокучава, 2009; Леонова и др., 2018; Baschini et al., 2010).

Пелоиды нередко имеют высокое содержание серы в виде сульфатов, сульфидов и сероводорода, а также тиолов и других органических соединений. Формы присутствия серы в сапропелевых илах регулируются жизнедеятельностью бактерий, перерабатывающих одни виды соединений серы в другие. Распространены сульфатредуцирующие бактерии, в своем жизненном цикле потребляющие сульфаты и переводящие их в сульфиды (Леонова и др., 2018; Goldhaber, 2005). Пелоиды с низким содержанием серы также используются в грязелечении. Примером служат лечебные грязи вулканического поля Удаляньчи в Северо-Восточном Китае, применяемые для лечебных целей на одноименном курорте (Rasskazov et al., 2017).

В Байкальском регионе изучались пелоиды оз. Нуху-Нур, которые используются в настоящее время для лечебных целей в санатории Нагалык Баяндаевского района на

северо-востоке Иркутского амфитеатра (Ясныгина и др., 2022). В настоящей работе рассматривается месторождение пелоидов оз. Саган-Нур в Тункинском районе Бурятии. Сапропелевые илы из этого озера отбираются для лечения в санаториях курорта Аршан.

Методика

Определяется химический, гранулометрический и минеральный состав отложений, проводится диагностика глинистых минералов рентгеноструктурным методом и методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

Химический состав отложений определяется методом «мокрой химии». В сумму петрогенных оксидов входит влага, удаленная из пробы при ее просушивании при температуре 100 °С и потери при прокаливании (ППП) при температуре 1000 °С.

Для изучения гранулометрического состава отложений используется метод пипетки (по скорости падения частиц в воде) с двумя способами подготовки образца: полудисперсный (стандартный) и дисперсный (Ломтадзе, 1990). Первый способ предполагает предварительное кипячение водной суспензии образца с добавлением (1 см³) раствора аммиака (25 %), второй – с добавлением (5 см³) водного пирофосфата натрия (6.7 %).

Для определения минерального состава отложений, проба, истёртая до пудры в агатовой ступке со спиртом, исследована методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0. Условия съёмки: излучение – CuK α , Ni – фильтр, V= 25 кВ, I = 20 мА, шаг сканирования – 0.05°. Для идентификации глинистых минералов осуществлялась подготовка ориентированного материала проб осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550° в течение 3-х часов и насыщением этиленгликолем. Рентгенограммы идентифицируются с помощью программы поиска фаз. Полуколичественное соотношение компонентов рассчитывается по корундовым числам методом RIR (Hubbard, Snyder, 1988; Yokokava, 1988; Ransom, Helgeson, 1993; Wolery, Jove-Colon, 2004).

Изучение параметров микроструктур глинистых пород проводится на сканирующем

электронном микроскопе Quanta-200 FEI Compaу с использованием программного обеспечения и аппаратуры для количественного анализа изображений поверхности скола образца с применением энергодисперсионного спектрометра EDAX. Микроструктура образцов изучается в условиях высокого вакуума (10^{-3} – 10^{-4} Па). Исследования микроструктуры основаны на сканировании электронным зондом поверхности образца, в результате чего формируется сигнал вторичных электронов, который в дальнейшем фиксируется детектором, усиливается, преобразуется и воспроизводится в виде растрового изображения на экране видеомонитора (Beutelspacher, Van Der Marel, 1968). Если электронный зонд сканирует по поверхности неэлектропроводных образцов, в том числе сухих глинистых пород (типичных диэлектриков), на его поверхности начнет скапливаться наведенный электростатический заряд. В результате на СЭМ-изображении появляются артефакты в виде ярких светлых пятен, искажающих изображение микроструктуры. Для предотвращения эффекта зарядки поверхности образца и улучшения качества изображений на образцы напыляется пленка золота толщиной 5–10 нм.

Для исследования на СЭМ механическая примесь в ходе пробоподготовки образцов удаляется. Образцы отмучиваются в воде при комнатной температуре в соответствии с методикой, позволяющей сохранить микроструктуру глинистых минералов (Осипов, Соколов, 2013):

1) используется 100 граммов образца и с помощью молотка раздавливаются

(разбиваются) крупные куски на более мелкие, чтобы они могли разойтись в воде;

2) полученный материал помещается в банку и заливается большим количеством воды, размешивается до получения взвеси;

3) в течение 1–3 суток тяжелые частицы оседают на дно, а сверху остаются только легкие частицы, взвешенные в воде, которые перемещаются в другую емкость;

4) в течение нескольких часов (до суток) глинистые частицы осаждаются, две трети объема воды сливаются, а оставшаяся часть помещается в специальную посуду для удаления оставшейся воды (испарения при комнатной температуре) и получения глинистой составляющей.

Для исследований микроструктуры образцов на СЭМ часть подготовленного глинистого материала разводится в спирте. Разные порции помещаются на предметный столик. Пробы сутки высушиваются, после чего производится напыление золотом (Hughes and Bohor, 1970).

Общая характеристика объекта исследования

В Тункинской долине исследуются осадки оз. Саган-Нур, расположенного в днище Тункинской впадины (рис. 1). Из озера отобраны три колонки донных осадков на расстоянии 1–2 м от берега. Четвертая колонка отобрана из-под дерна на расстоянии 30 м от берега. В колонках выделяется верхний слой черного и темно-серого цвета, насыщенный органическим материалом (глубина от 30 до 45 см) и подстилающие озерные отложения (рис. 2, 3). Образцы грязи из колонок, отобранные с интервалом 3–10 см, высушивали и анализировали комплексом методов.



Рис. 1. Местоположение оз. Саган-Нур в Тункинской впадине (место отбора обозначено красной точкой).

Fig. 1. Location of Sagan-Nur lake in the Tunka basin (a sampling site is shown by a red dot).

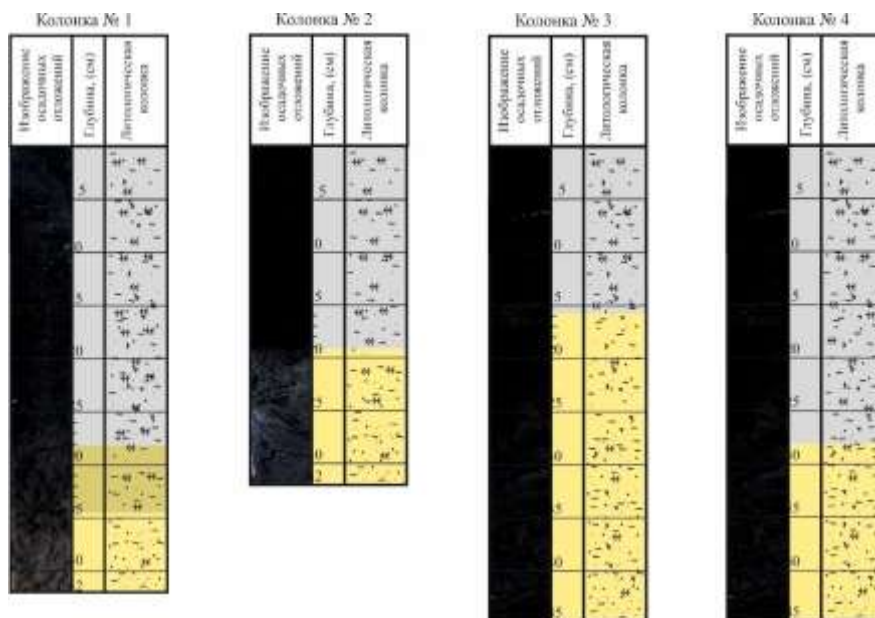


Рис. 2. Литологические колонки донных осадков. Серым цветом выделен слой пелоидов, желтым цветом – слой подстилающих песков.

Fig. 2. Columns of bottom sediments. The layer of peloids is highlighted in gray color, the layer of underlying sands by yellow color.



Рис. 3. *а* – высушенный материал колонки; *б* – слои от черного до темно-желтого цвета.

Fig. 3. *a* – dried column material; *b* – layers from black to dark-yellow color.

Результаты и обсуждение

Содержания петрогенных оксидов и микроэлементов

Химический состав отложений (табл. 2) рассматривается в соответствии с литологическим подразделением колонок на верхнюю (пелоидную) и нижнюю (песчаную) части (рис. 4). Наиболее отчетливая смена содержания оксидов между слоями наблюдается в береговой колонке 4. В пелоидах ее верхней части определено повышенное содержание $S_{\text{общ}}$. На границе слоев содержание $S_{\text{общ}}$

снижается до нуля и слегка возрастает в нижележащих песках. От слоя песков к слою пелоидов резко увеличиваются содержания TiO_2 , MnO , K_2O и снижается содержание $FeO_{\text{общ}}$. В колонке 2 пелоиды верхней части также имеют повышенное содержание серы, но распределение TiO_2 , MnO , K_2O и $FeO_{\text{общ}}$ не имеет отчетливой связи с ее распределением в песчаном и пелоидном слоях. В колонках 1 и 3 содержания $S_{\text{общ}}$ в слое пелоидов ниже, чем в подстилающих песках. Содержание $S_{\text{общ}}$ в слоях этих колонок согласуется с содержанием $FeO_{\text{общ}}$, что свидетельствует о сульфидной форме серы.

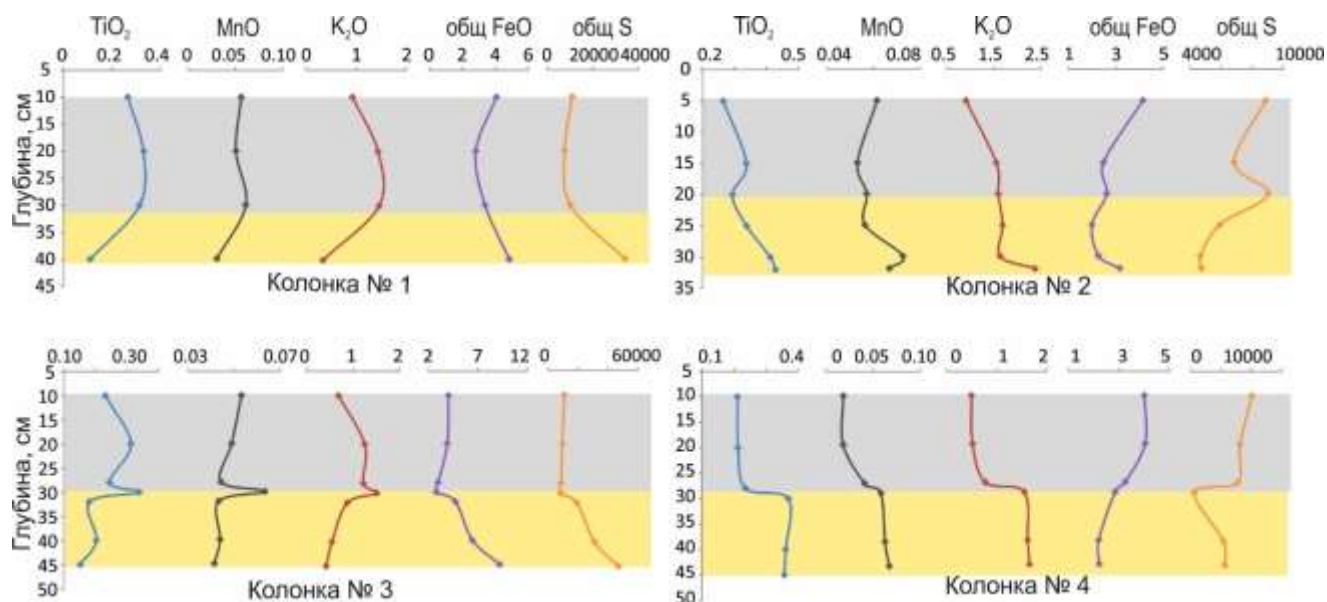


Рис. 4. Диаграмма глубинных вариаций содержаний TiO_2 , MnO , K_2O , $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и $\text{S}_{\text{общ}}$ (мас. %) в осадочных отложениях.

Fig. 4. Diagram of depth variations of TiO_2 , MnO , K_2O , FeO_{tot} , and S_{tot} contents (wt %) in sedimentary deposits.

На диаграмме петрогенных оксидов и микроэлементов отложений факторов 1 и 2 группа Ge, W, Mo имеет значимую положительную корреляцию с серой. По отношению к этой группе элементов концентрированная совокупность большинства микроэлементов (Ba, Be, V, Co, Ni, Ga, Rb, Y, Nb, Cs, Ta, Th,

Cu) вместе с TiO_2 , MnO и K_2O дает значимую обратную корреляцию. Промежуточное положение по фактору 1 занимают Sr, U и $\text{FeO}_{\text{общ}}$. Последние 2 компонента по фактору 2 тесно связаны с группой Ge, W, Mo, тогда как Sr резко отделяется от этой группы (рис. 5).

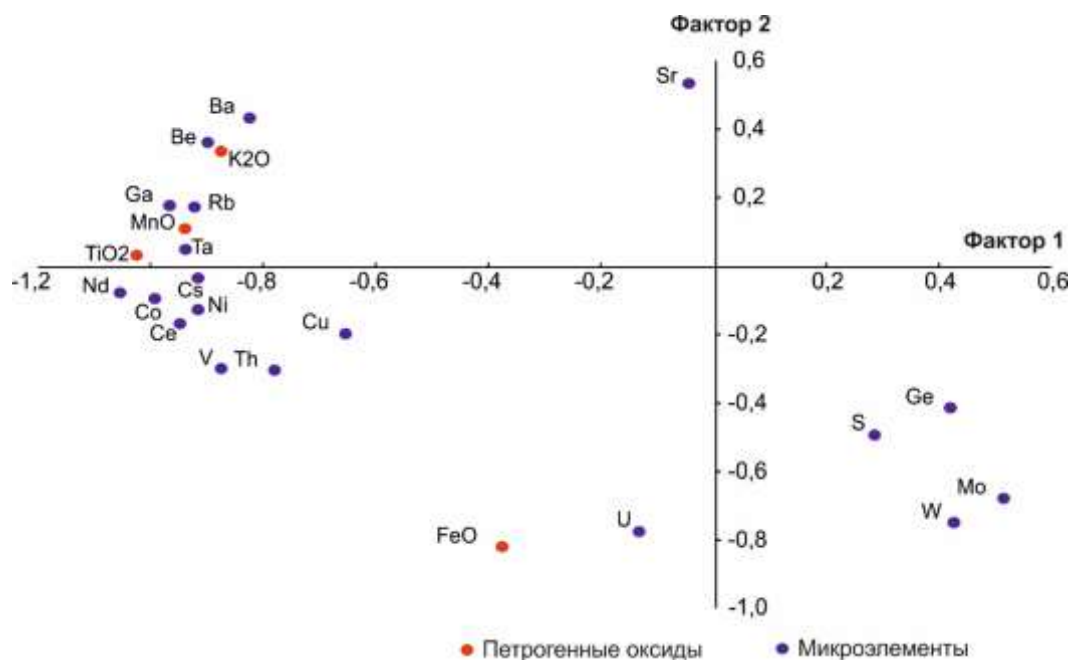


Рис. 5. Диаграмма факторов 1 и 2 для выбранных петрогенных оксидов (TiO_2 , MnO , K_2O и $\text{FeO}_{\text{общ}}$), микроэлементов и S озерных отложений.

Fig. 5. Diagram of factors 1 and 2 for selected major oxides (TiO_2 , MnO , K_2O , and FeO_{tot}), trace elements, and S from lake deposits.

Таблица 2. Содержания микроэлементов

Table 2. Contents of trace elements

№	Глуб. см	Ba	Cs	Rb	Th	Nb	Be	Ni	Co	Ta	Mo	W	U	Ge
1	10	71.84	162.9	50.9	48.13	8.18	1.0	23	5.18	0.50	1.2	1.3	0.59	0.7
	20	83.49	178.6	68.8	41.62	9.92	1.3	22	5.12	0.53	3.5	1.1	0.74	1.2
	30	85.96	199.4	72.4	63.18	8.63	1.2	23	5.17	0.45	5.4	1.2	1.06	1.4
	40	42.52	100.1	21.8	28.25	5.00	0.6	18	3.29	0.26	24.6	5.7	0.83	1.5
3	10	64.52	157.0	41.7	47.93	6.50	0.8	22	4.84	0.31	1.4	1.5	0.55	0.7
	20	80.70	187.4	64.5	51.26	8.89	1.2	23	5.42	0.43	6.7	1.5	0.96	1.2
	28	81.90	177.0	64.7	40.83	7.46	1.2	19	4.30	0.34	4.7	0.8	0.88	1.0
	30	86.94	207.6	75.5	41.97	10.50	1.4	23	5.74	0.49	2.8	0.6	1.12	1.1
	32	69.12	175.9	50.7	44.42	8.07	1.0	21	4.61	0.29	9.6	1.7	2.46	1.1
	40	57.74	156.9	36.0	50.28	6.25	0.8	23	4.76	0.28	14.3	3.8	1.30	1.7
2	5	71.34	166.6	49.7	50.52	7.28	0.9	23	5.14	0.39	<0,5	1.2	0.61	0.8
	15	85.56	179.8	74.6	38.03	11.24	1.4	21	4.86	0.73	1.8	0.9	1.01	1.2
	20	86.59	177.4	76.2	40.67	8.60	1.4	21	4.89	0.38	1.8	0.7	0.78	1.1
	25	92.45	186.9	82.4	36.36	9.29	1.5	20	5.20	0.54	<0,5	0.3	0.78	1.0
	30	88.51	203.1	80.4	51.14	12.24	1.5	25	6.46	0.65	<0,5	0.3	1.02	0.9
	32	112.13	461.8	134.0	36.25	11.41	1.6	49	10.42	0.47	3.8	0.2	0.78	0.8
	45	46.79	122.2	28.5	33.70	5.68	0.7	20	4.17	0.23	14.8	3.7	3.41	1.9
4	10	52.34	124.0	26.7	103.62	6.61	0.9	28	5.89	0.30	2.3	2.1	1.68	0.5
	20	53.09	137.2	29.6	104.60	6.52	0.9	26	5.64	0.29	1.7	1.9	1.44	0.4
	28	66.44	145.2	40.6	43.74	6.68	1.0	20	4.06	0.30	1.3	1.3	0.71	0.5
	30	92.47	216.9	74.6	40.19	9.01	1.5	22	5.33	0.48	<0,5	2.5	0.63	0.8
	40	87.57	201.7	81.8	40.75	9.73	1.5	20	5.58	0.47	<0,5	0.3	0.65	0.8
	45	90.01	200.4	84.1	33.93	10.43	1.5	21	6.09	0.53	<0,5	0.3	0.66	0.8

Для пелоидов получены содержания (%) пяти фракций (мм): средне-крупнопесчаной (1.0–0.25); тонко-мелкопесчаной (0.25–0.05); крупнопылевой (0.05–0.01); мелкопылевой (0.01–0.002); тонко-грубоглинистой (<0.002). Названия фракций приняты по классификации глинистых пород В.В. Охотина (Охотин, 1940), в основу которой положено содержание глинистой фракции (<0.002 мм) и отношение между песчаной и пылевой (Иванов, 1990). При этом использованы результаты гранулометрического анализа со стандартным способом подготовки образца.

В колонках 2 и 4 (к. 2 и к. 4) содержание глинистой фракции (табл. 2) в исследуемых образцах, по данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образца, составило (%): 3.8 (верхняя часть, к. 2), 6.3 (нижняя часть, к. 2), и 4.3 (нижняя часть, к. 4). Количество песчаной фракции во всех образцах превышает 80 %. Выделяются пески слабоглинистые (верхняя часть, к. 2; нижняя часть к. 4) и глинистые (нижняя часть к. 2).

Таблица 2. Результаты гранулометрического анализа песчано-глинистых отложений

Table 2. Results of granulometric analysis of sandy-argillaceous deposits *

№ образца	Содержание фракций, %					Наименование отложений
	1– 0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.002	<0.002 мм	
Верхняя часть, к. 2	16.4 16.4	64.9 63.0	10.5 8.2	4.4 2.0	3.8 10.4	Песок слабоглинистый (супесь легкая)

Нижняя часть, к. 2	$\frac{17.5}{15.8}$	$\frac{71.6}{68.6}$	$\frac{2.8}{3.3}$	$\frac{1.8}{0.1}$	$\frac{6.3}{12.2}$	Песок глинистый (супесь тяжелая)
Нижняя часть, к. 4	$\frac{14.0}{7.6}$	$\frac{76.1}{77.4}$	$\frac{4.9}{4.5}$	$\frac{0.7}{0.3}$	$\frac{4.3}{10.2}$	Песок слабоглинистый (супесь легкая)

*Примечание: содержание фракций – в числителе по данным гранулометрического анализа с полудисперсным (стандартным) способом подготовки образца, в знаменателе – с дисперсным способом подготовки.

*Note: the content of fractions is in the numerator according to the data of granulometric analysis with a semi-dispersed (standard) method of sample preparation, in the denominator – with a dispersed method of preparation.

Результаты гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образца позволяют судить о реальной глинистости и степени агрегированности отложений. В данном случае содержание глинистой фракции во всех образцах превышает 10 % (10.2–12.2), что соответствует глине сильнопесчаной. Существенная часть глинистых частиц (37–52 %) находится в агрегированном состоянии, т.е. участвует в создании агрегатов различной размерности.

Минеральный состав отложений

Рентгенометрический анализ показал состав легкой фракции (размерность 0.25–0.05 мм): кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, карбонаты (кальцит и доломит), а также глинистые минералы (хлорит, смектит, гидрослюда, каолинит, смешанослойный минерал гидрослюда-смектит). Кварц присутствует в осадках почти повсеместно (от 25 до 65 %). В большинстве проанализированных проб его содержание превышает суммарный процент полевых шпатов. При среднем количестве 40 %, максимальное содержание кварцевых обломков достигает 60 %. Калиевый

полевой шпат составляет 15–25 %, плагиоклаз – 10–20 %. В осадках находятся обломки кристаллических пород, углефицированные ткани растений, остатки диатомовых панцирей и спикулов губок.

В верхнем (пелоидном) слое содержится меньше кварца, кальцита и глинистых минералов, чем в нижнем (песчаном). В нижнем слое кальцит отсутствует и появляется доломит. Присутствует сульфид (пирит).

Микроструктуры минералов (по данным СЭМ)

Каолинит встречен во всех образцах верхних частей, имеет варьирующие размеры и сохранность кристаллов. В образцах пелоидов наблюдаются отдельные кристаллы каолинита (рис. 6а, 7а,б) и агрегаты (рис. 6б). Кристаллы имеют вид гексагональных пластин с четко выраженными всеми или несколькими гранями и углами шестигранника. Контуры частиц четкие, длина варьируется от 0.08 до 4.0 мкм. Микроагрегаты каолинита имеют размер 10–40 мкм.

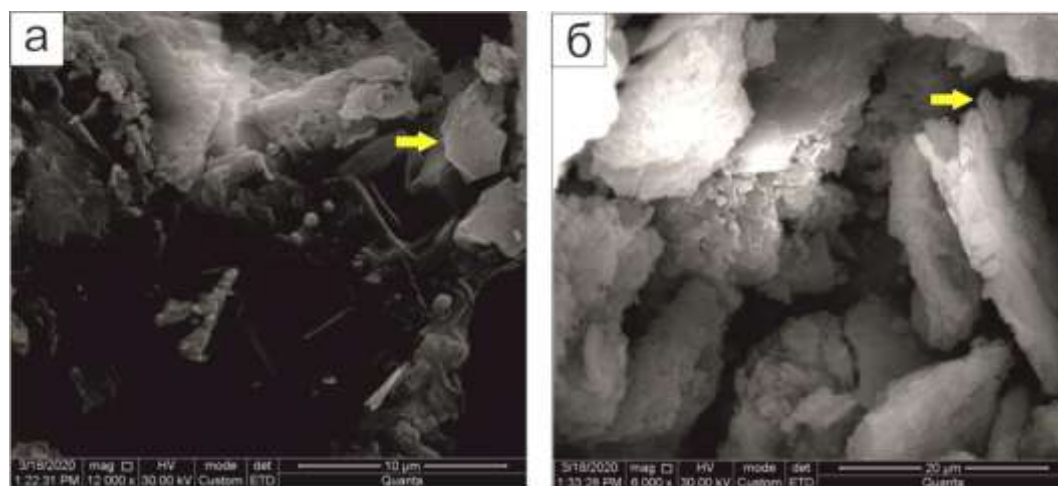


Рис. 6. Частицы каолинита в верхней части колонки 2: а – отдельный кристалл; б – агрегаты каолинита.

Fig. 6. Particles of kaolinite in the upper part of column 2: a – a separate crystal; б – kaolinite aggregates.

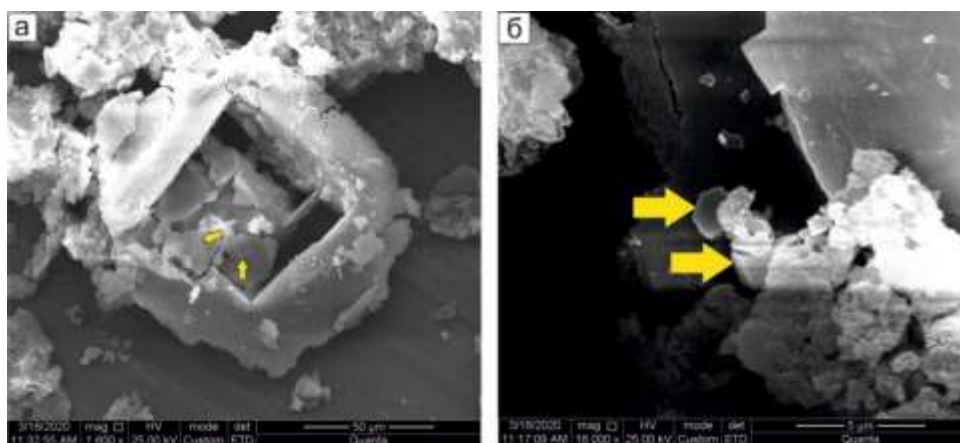


Рис. 7. Частицы каолинита в верхней части колонки 4: *a* – структура при 1600-кратном увеличении; *б* – структура при 16000-кратном увеличении.

Fig. 7. Kaolinite particles in the upper part of column 4: *a* – structure at 1600-fold magnification; *б* – structure at 16000-fold magnification.

Во всех образцах пелоидов обнаружены кристаллы хлорита. Они имеют четкие изометричные контуры и многочисленные ступени скола на базальной поверхности (рис. 8а, 9). Их длина достигает 12 мкм, толщина

составляет 0.05–1.0 мкм. Хлорит диагностируется при дополнительном исследовании с применением рентгеновского анализа или определением химического состава (рис. 8б, в).

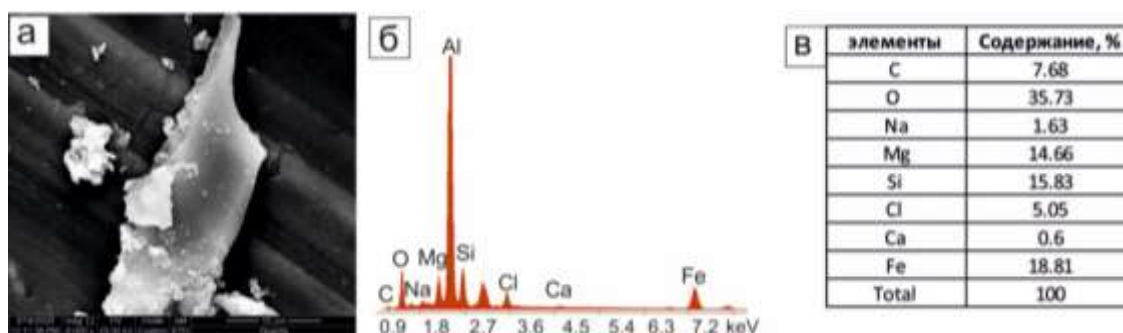


Рис. 8. Хлорит в образце нижнего слоя колонки 4: *a* – общий вид кристалла; *б* – интенсивности пиков элементов (пик алюминия связан с фоном подложки); *в* – процентные соотношения элементов.

Fig. 8. Chlorite in the sample of the lower layer of column 4: *a* – general view of the crystal; *б* – element peak intensities (the aluminum peak is related to the background of the substrate); *в* – percentage ratios of elements.

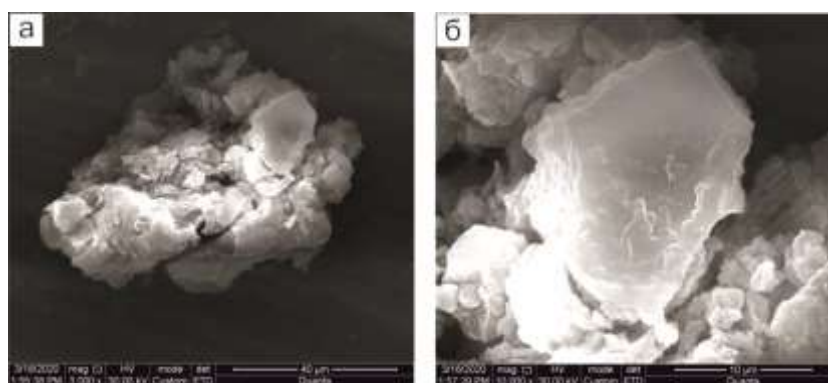


Рис. 9. Хлорит в образце верхнего слоя колонки 4: *a* – общий вид кристалла хлорита; *б* – вид при большом увеличении (×10000).

Fig. 9. Chlorite in the sample of the upper layer of column 4: *a* – general view of a chlorite crystal; *б* – view at high magnification (×10000).

Из гидрослюдов минералов в пелоидах обнаружен глауконит и иллит. В отложениях нижней части колонки 2 встречаются частицы глауконита изометричнопластинчатой формы. Длина частиц изменяется от 0.2 до 1 мкм, а толщина от 0.05 до 0.1 мкм (рис. 10а). Как правило, глауконитовые частицы находятся в агрегированном или

микроагрегированном состоянии. Иллит встречается в верхней части колонки 2, имеет удлиненные или изометричные пластинки, реже встречается в виде частиц щепковидной формы длиной до нескольких микрон. Длина обнаруженных микрокристаллов изменяется от нескольких мкм до 0.1 мкм (рис. 10б).

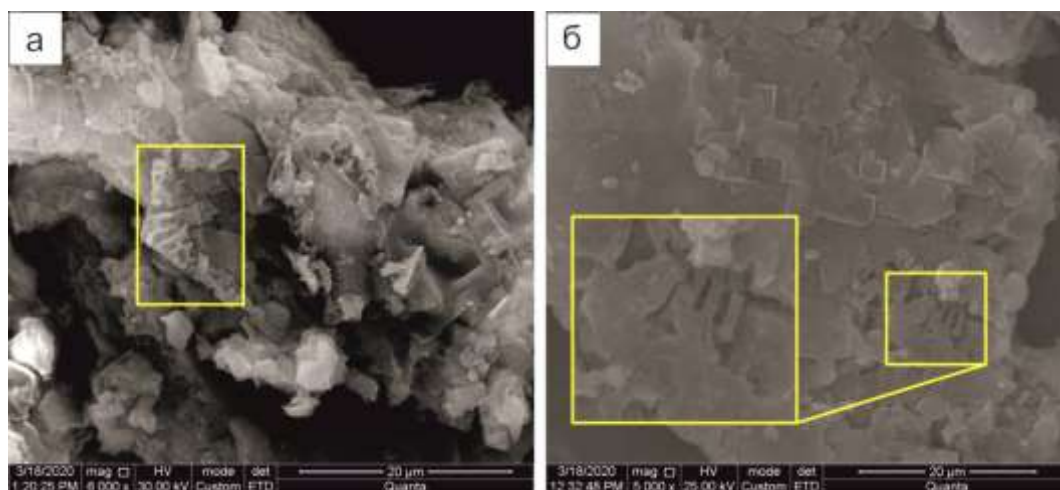


Рис. 10. Гидрослюды в отложениях колонки 2: *а* – глауконит; *б* – иллит.

Fig. 10. Hydromicas in deposits from column 2: *a* – glauconite; *b* – illite.

В образцах верхней части колонки 4 в массе также обнаружен глинистый минерал волокнистого вида, который по форме наиболее близок к сепиолиту и палыгорскиту (рис. 11). Волокна очень тонкие, поэтому

определение их состава не возможно, но видно, что длинные стороны частиц параллельны и ширина пластинок к концам уменьшается, так что это в основном сепиолит.

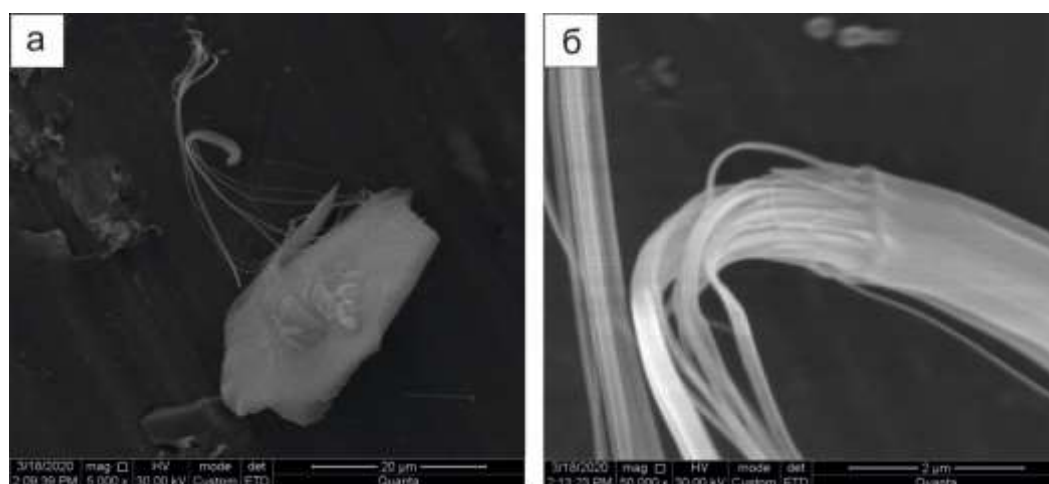


Рис. 11. Сепиолит верхней части колонки 4: *а* – общий вид, *б* – детальное строение.

Fig. 11. Sepiolite from the upper part of column 4: *a* – general view, *b* – detailed structure.

В глинистых породах представлены обломки кристаллов кварца, полевого шпата, кальцита, пирита и других минералов. На рис. 12 показаны морфологические зерна

полевых шпатов. Форма зерен обычно изометричная, полуокатанная, а их размер изменяется от нескольких до сотен микрометров. На поверхности некоторых зерен видны

глинистые рубашки. На основании анализа химических элементов исследуемого образца, отметили, что содержание Са больше,

чем содержание К. Таким образом, принадлежит к ряду плагиоклаза (Са-Na полевые шпаты).

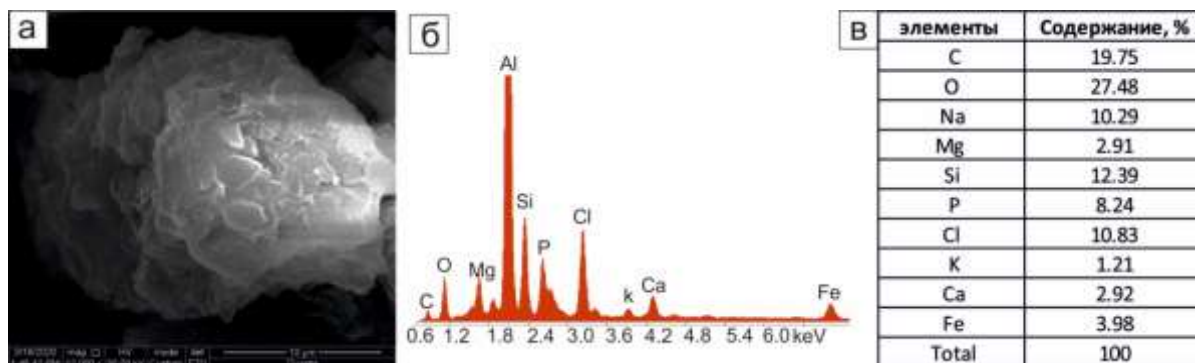


Рис. 12. Поверхность полевого шпата: а – общий вид кристалла и глинистой рубашки на его поверхности; б – интенсивности пиков элементов; в – процентные соотношения элементов.

Fig. 12. Surface of a feldspar: a – general view of a crystal and clay jackets on its surface; б – element peak intensities; в – content of elements.

Идентифицированы также микрокристаллы кальцита и доломита из карбонатных минералов. Чаще всего это колломорфные скопления тонкодисперсных кристаллов хемогенного кальцита или нитевидные

микрокристаллы аутигенного кальцита. На рис. 13 показаны зерна кальцита изометричной кубической и ромбоэдрической формы. Размер зерен от нескольких до 20 мкм.

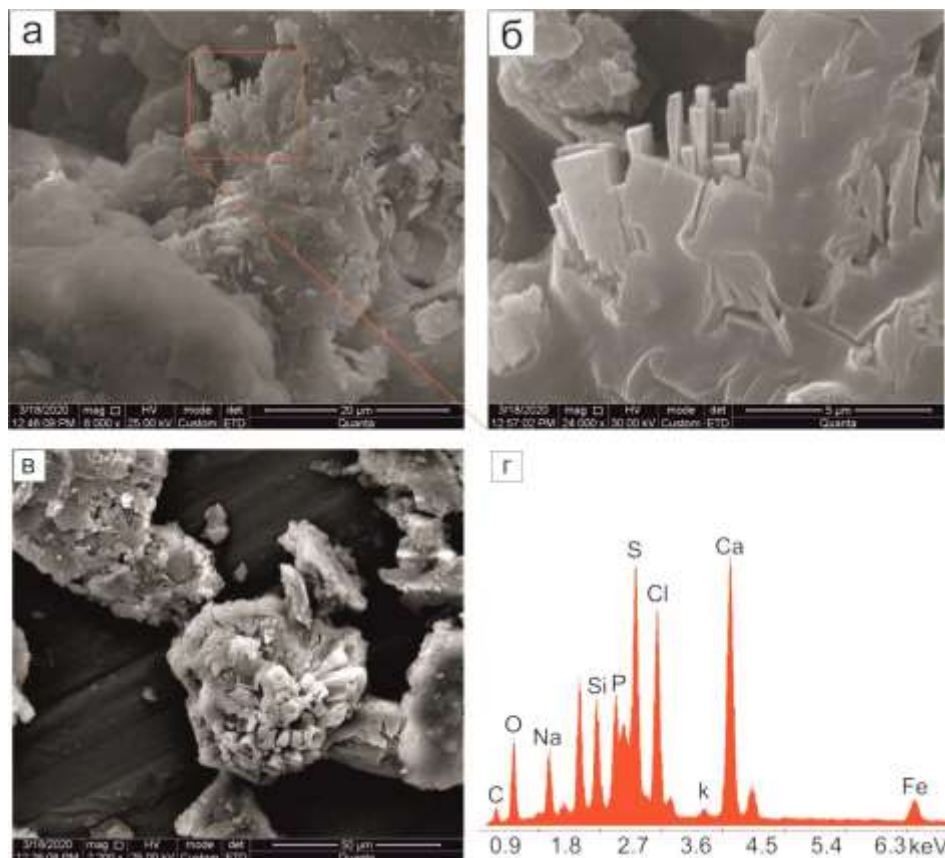


Рис. 13. Структуры карбонатных минералов: а-б – зерна кальцита; в – зерно доломита; г – интенсивности пиков элементов.

Fig. 13. Structures of carbonate minerals: а-б – calcite grains; в – dolomite grain; г – element peak intensities.

Обсуждение результатов

В изученных колонках отложений содержания $\text{FeO}_{\text{общ}}$, K_2O и TiO_2 пелоидов изменяются с глубиной сходным образом. $\text{FeO}_{\text{общ}}$, TiO_2 , K_2O и большинство микроэлементов (Be, V, Co, Ni, Ga, Rb, Y, Nb, Cs, Ba, Ta, Th,) имеют значимую обратную корреляцию с содержанием серы, а группа трех микроэлементов (Ge, W, Mo) имеет с ней значимую положительную корреляцию.

Результаты гранулометрического анализа лечебных грязей оз. Саган-Нур в Тункинской долине, позволяют судить о реальной глинистости и степени агрегированности отложений. Содержание глинистой фракции превышает 10 %. Таким образом, существенная часть глинистых частиц (37–52 %) находится в агрегированном состоянии, т.е. участвует в создании агрегатов различной размерности.

Глинистые минералы относятся к образованиям аутигенного элювиального происхождения, образовавшиеся на месте их нахождения. При исследованиях с использованием РВА и СЭМ в составе глинистых минералов определены в основном смектит, хлорит и гидрослюда (глауконит), встречен каолинит. Идентифицирован типичный аутигенный минерал – сепиолит, а также карбонатные минералы – кальцит и доломит.

Выявлены незначительные различия химического состава глинистых фаз отложений, образовавшихся в анаэробных и аэробных условиях зоны гипергенеза. Результат РВА и СЭМ свидетельствует о том, что глинистые минералы относятся к образованиям элювиального происхождения.

Благодарности

Исследования на сканирующем электронном микроскопе Quanta-200 FEI проводились Company в ЦКП «Ультрамикрoанализ» ЛИН СО РАН, г. Иркутск (оператор К. Арсентьев).

Литература

Бокучава Н. Лечебные грязи Грузии. Тбилиси: Издательский дом «Технический университет», 2009. 157 с.

Иванов И.П. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Недра, 1990. 302 с.

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной

Сибири и Прибайкалья // Геохимия, 2018. Т. 56, № 4. С. 363–382.

Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра, 1990. 328 с.

Намсараев Б.Б., Хахинов В.В., Гармаев Е.Ж., Бархутова Д.Д., Намсараев З.Б., Плюснин А.М. Водные системы Баргузинской котловины. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2007. 154 с.

Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. М.: ГЕОС, 2013. 576 с.

Охотин В.В. Грунтоведение. Л.: Изд. Военно-трансп. Академии, 1940. 240с.

Ступникова Н.А., Мурадов С.В. Физико-химические и микробиологические исследования лечебной грязи месторождения Озеро Утинское Камчатской области // Вестник ДВО РАН, 2005. № 3. С. 76–82.

Ярг Л.А. Изменение физико-механических свойств пород при выветривании. М.: Недра, 1974. 142 с.

Baschini M.T., Pettinari G.R., Valles J.M., Aguzzi C., Cerezo P., Lopez-Galindo A., Setti M., Viseras C. Suitability of natural sulphur-rich muds from Copahue (Argentina) for use as semisolid health care products // Applied Clay Sci, 2010. V. 49 (3). P. 205–212.

Beutelspacher H., Van Der Marel H.W. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixture. Elsevier publ. Amsterdam-London-NewYork, 1968. 267 p.

Cases J.M., Cunin P., Grillet Y., Poinsignon C., Yvon J. Methods of analysing morphology of kaolin-ites; relations between crystallographic and morphological properties // Clay minerals. March, 1986. V. 21. P. 55–68.

Goldhaber M.B. Sulfur-rich sediments // Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry, 2005. V. 7. P. 257–288.

Hubbard C.R., Snyder R.L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // Powder Diffraction, 1988. V. 3. P. 74–77.

Hughes R.E., Bohor B.F. Random clay powders prepared by spray drying // Am. Mineralogist 55, 1970. No. 9–10. P. 1780–1786.

Ransom B., Helgeson G. Compositional end members and thermodynamic components of illite and dioctahedral aluminous smectite solid solutions // Clays and Clay minerals, 1993. V. 41, No. 5. P. 537–550.

Rasskazov S., Xie Z., Yasnygina T., Chuvashova I., Wang X., Arsentev K., Sun Y., Fang Z., Zeng Y. Geochemical and clay-mineral study of healing mud from Wudalianchi, NE China // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2017. V. 8 (3). P. 539–544. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0285

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Yimin, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fang Zhenxing Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere

boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2016. V. 7 (4). P. 555–592. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0223

Wolery T.J., Jove-Colon C.F. Qualification of thermodynamic data for geochemical modeling of mineral–water interactions in dilute systems. Office of Scientific & Technical Information Technical Reports, 2004. 413 p.

Yokokawa H. Tables of Thermodynamic Functions for Inorganic Compounds // *J. National Chemical Laboratory for Industry*, 1988. V. 83. P. 27–121.

Алокла Рияд,

аспирант,

Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Иркутский государственный университет, тел.: (3952) 24-32-80,

Сирия, г. Алеппо, м/р Университетский, Университет Алеппо,

тел.: +(963) 21 267300,

email: riyad.198762@gmail.com.

Alokla Riyadh,

PhD student,

Russia, 664003, Irkutsk, st. K. Marx, 1, Irkutsk State University,

tel.: (3952) 24-32-80,

Syria, Aleppo, m / d University,

University of Aleppo,

tel.: +(963) 21 267300,

email: riyad.198762@gmail.com.

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.

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,

E-mail: 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.

Акулова Варвара Викторовна,

кандидат геолого-минералогических наук,

старший научный сотрудник,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

тел.: (3952)51-16-59,

e-mail: akulova@crust.irk.ru.

Akulova Varvara Viktorovna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

Senior Researcher,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

tel.: (3952) 51-16-59,

email: akulova@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.*

Йи-минь Сунь,
*научный сотрудник,
Институт природных ресурсов и экологии Хэйлуцзянской академии наук, Харбин, Китай,
e-mail: 894817259@qq.com.*

Yi-ming Sun,
*Researcher,
Institute of Natural Resources and Ecology, Heilongjiang Academy of Sciences, Harbin, China,
email: 894817259@qq.com.*

Вулканизм

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.61>

^{207}Pb – ^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона

И.С. Чувашова ^{1,2}, С.В. Рассказов ^{1,2}, Е.В. Саранина ^{1,3}

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

² *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

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

Аннотация. Приводятся результаты определений изотопных отношений Pb в позднекайнозойских вулканических породах юго-западной части Байкальской рифтовой системы вдоль Китойско-Байдрагского трансекта. Полученные ^{207}Pb – ^{206}Pb -оценки времени инкубации реститового материала в источниках хорошо согласуются с докембрийскими датировками ансамблей древних континентальных блоков и офиолитовых поясов, экспонированных на земной поверхности. Вдоль трансекта различаются источники: древнего Гарганского блока Тувино-Монгольского микроконтинента (массива) с гадейским протолитом и архейско-неопротерозойскими событиями, Хамардабанского аккреционно-коллизийного ядра, ограниченного Ильчиро-Тункинским и, возможно, Джидино-Тункинским слэбами, Хангайского континентального домена, ограниченного Баянхонгор-Хангайским и, возможно, Джидино-Хангайским слэбами, и древнего Байдрагского блока – фрагмента Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента. Судя по датировкам источников, тектоносфера ранней и средней мантийных геодинамических эпох в Байкало-Монгольском регионе включала 3 слоя: нижний (протомантийный), средний (мантийный эволюционированный) и верхний (коро-мантийного перехода, КМП). В Хангайском континентальном домене протолиты широкого докембрийского возрастного спектра источников были в целом модифицированы около 660 млн лет назад. В конце неопротерозоя и в раннем-среднем фанерозое мантия стабилизировалась на фоне преобразований зоны КМП. В тектоносфере новейшего геодинамического этапа вновь активизировались процессы преобразования трех слоев: протомантийного, мантийного эволюционированного и КМП.

Ключевые слова: *конвергенция, ^{207}Pb – ^{206}Pb датирование, вулканические породы, офиолиты, гадей, архей, протерозой, кайнозой.*

^{207}Pb – ^{206}Pb age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: transect Kitoi–Baydrag of the Baikal-Mongolian region

I.S. Chuvashova ^{1,2}, S.V. Rasskazov ^{1,2}, E.V. Saranina ^{1,3}

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

² *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

³ *Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences, A.P. Vinogradov SB RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract. The results of determinations of Pb isotope ratios in Late Cenozoic volcanic rocks of the southwestern part of the Baikal rift system along the Kitoi-Baidrag transect are presented. The

obtained ^{207}Pb – ^{206}Pb estimates of the restite material incubation time in the springs are in good agreement with the Precambrian dating of ensembles of ancient continental blocks and ophiolite belts exposed on the Earth's surface. The sources are distinguished along the transect: the ancient Gargan block of the Tuva-Mongolian microcontinent (massif) with the Hadean protolith and Archean-Neoproterozoic events; Khangai and, possibly, Dzhida-Khangai slabs, and the ancient Baidrag block, a fragment of the Tarbagatai-Dzabkhan microcontinent. According by the dating of the sources, the tectonosphere of the early and middle mantle geodynamic epochs in the Baikal-Mongolian region included 3 layers: lower (proto-mantle), middle (mantle evolved), and upper (crust-mantle transition, CMP). In the Khangai continental domain, the protoliths of a wide Precambrian age range of sources were generally modified about 660 Ma ago. At the end of the Neoproterozoic and in the Early-Middle Phanerozoic, the mantle stabilized against the background of transformations of the ILC zone. In the tectonosphere of the latest geodynamic stage, the processes of transformation of three layers became active again: the proto-mantle, the evolved mantle, and the IMF.

Keywords: *convergence, ^{207}Pb – ^{206}Pb dating, volcanic rocks, ophiolites, Hadean, Archean, Proterozoic, Cenozoic.*

Введение

Геологическое строение юго-востока Восточного Саяна и сопредельной Центральной Монголии было предметом многочисленных геологических исследований и тектонических интерпретаций (Пинус и др., 1984; Беличенко, 1985; Tseden et al., 1992; Şengör, Natal'in, 1996; Zorin, 1999; Добрецов и др., 1989; Парфенов и др., 1999, 2003; Коваленко и др., 1996, 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Беличенко и др., 2006; Козаков и др., 2007, 2011, 2017, 2020; Windley et al., 2007; Jian et al., 2010, 2014; Buriánek et al., 2017). В одной из ранних обзорных работ (Zorin et al., 1993) демонстрировался геологический разрез коры по трансекту Южная Сибирь – Центральная Монголия, составленному по геологическим структурам земной поверхности. Продолжение структур трассировалось до подошвы Мохо по геофизическим данным, но возраст пород глубинных уровней коры не определялся. Трансект начинался от Сибирской платформы, пересекал северную

окраину Тувино-Монгольского микроконтинента (массива) (Ильин, 1971) и протягивался в Центральную Монголию приблизительно вдоль меридиана 100° в. д. через Байдрагский массив, занимающий пограничное положение между южной окраиной Тувино-Монгольского микроконтинента и Баянхонгорской складчатой зоной (рис. 1). На разрезе был показан коллаж докембрийских террейнов и микроконтинентов, образовавшийся, предположительно, в фанерозое.

Позже Тувино-Монгольский микроконтинент был разделен на два самостоятельных микроконтинента (с фундаментом древнее эдиокария): на территории Северной Монголии и сопредельной части Восточного Саяна микроконтинент по-прежнему назывался Тувино-Монгольским, тогда как подобный древний массив, расположенный южнее, рассматривался как самостоятельный Тарбагатай-Дзабханский микроконтинент (Коваленко и др., 2003; Козаков и др., 2011; Vazhenov et al., 2016) (рис. 2).

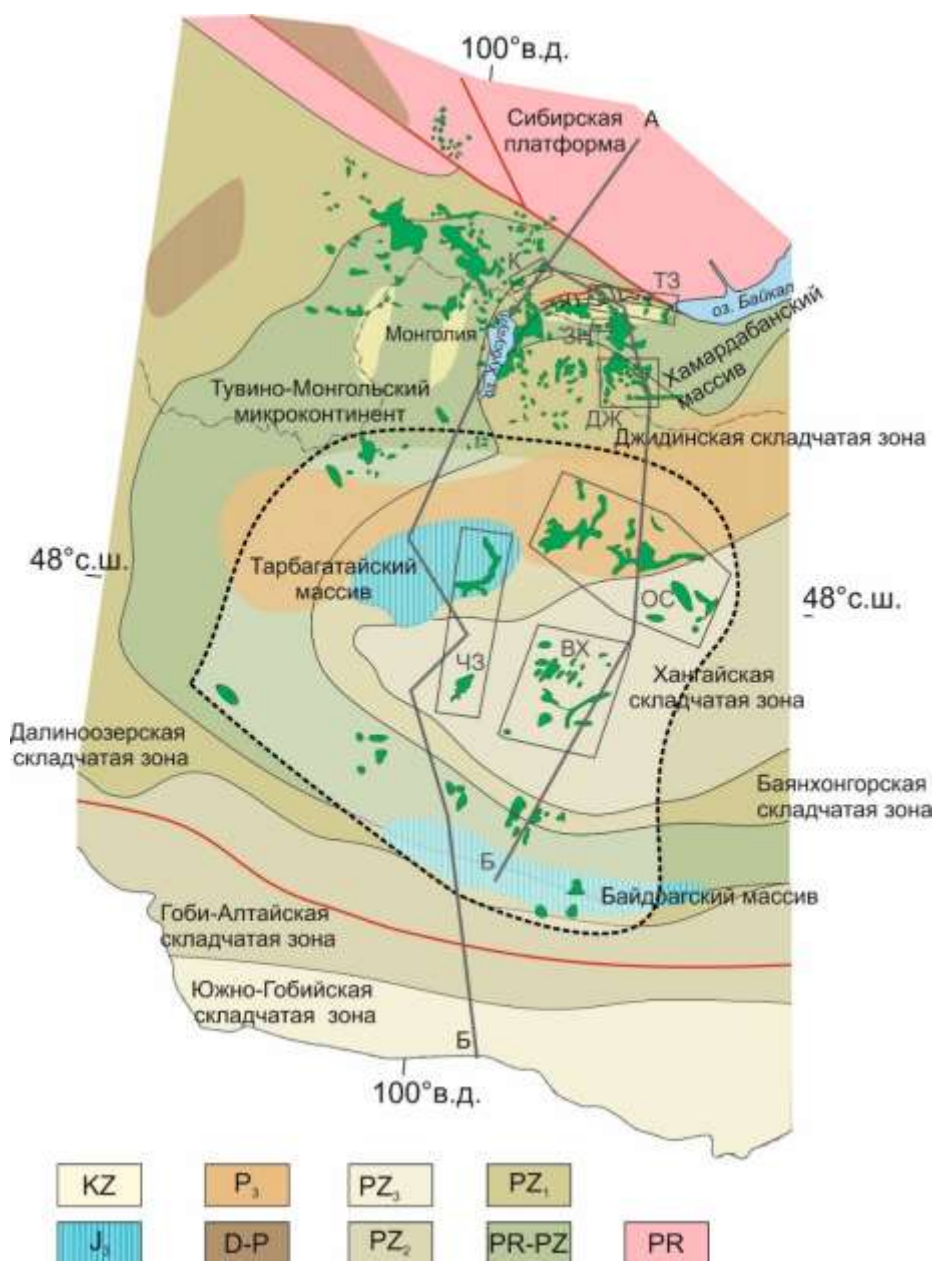


Рис. 1. Пространственное положение геофизического корового разреза на трансекте Южная Сибирь – Центральная Монголия (линия АБ) относительно Сибирской платформы, Тувинско-Монгольского микроконтинента и других террейнов юга Сибири и Центральной Монголии (Zorin et al., 1993). Показана также линия Китайско-Байдрагского трансекта источников КМП (КБ) (настоящая работа). Вдоль линии проводились определения изотопных отношений Рb на участках: К – Китайских гольцов, ТЗ – Тункинской зоны, ЗН – верховьев Зун-Мурина в осевой части Хамар-Дабана, ДЖ – бассейна Джиды, ОС – Орхон-Селенгинской межгорной седловины, ВХ – Восточного Хангая, ЧЗ – Чулутынской зоны. Штриховой линией оконтурена Хангайская области источников КМП, в центре которой находится субмеридиональная Чулутынская зона (ЧЗ) источников, подобных ОИВ.

Fig. 1. Spatial position of the geophysical crustal section at the intersection of South Siberia – Central Mongolia (line АБ) relative to the Siberian Platform, the Tuva-Mongolian microcontinent and other terranes in southern Siberia and Central Mongolia (Zorin et al., 1993). The line of the Kitoy-Baidrag transect of the sources of the CMT (КБ) is also indicated (this work). Along the high density of determination of Pb isotope ratios in the areas: К – Kitoy goltsy, ТЗ – Tunka zone, ЗН – the upper reaches of the Zun-Murin in the axial part of Khamar-Daban, ДЖ – Dzhida basin, ОС – Orkhon-Selenga intermountain saddle, ВХ – Eastern Khangai, ЧЗ – Chulutyn zone. The dashed line outlines the Khangai region of CMT sources, in the center of which is the submeridional Chulutyn zone (ЧЗ) of OIB sources.



Рис. 2. Тектоническая схема юга Сибири и Центральной Монголии. Обозначения: ТД – Тарбагатай-Дзабханский микроконтинент, ТМ – Тувино-Монгольский микроконтинент, ХХ – Хангай-Хэнтэйский пояс. Серой штрих-пунктирной линией показана государственная граница России и Монголии. Использован фрагмент схемы из работы (Bazhenov et al., 2016) с изменениями. Жирная черная линия (КБ) – Китайско-Байдрагский трансект источников КМП.

Fig. 2. Tectonic scheme of southern Siberia and Central Mongolia. Designations: ТД – Tarbagatai-Dzabkhan microcontinent; ТМ – Tuva-Mongolian microcontinent; ХХ – Khangai-Khentei belt. The gray dash-dotted line shows the state border of Russia and Mongolia. A fragment of the scheme from the work (Bazhenov et al., 2016) with changes was used. The thick black line (КБ) is the Kiti-Baidrag transect of the CMT sources.

В последние годы в юго-восточной части Байкальской рифтовой системы (БРС) были установлены литосферные источники кайнозойских вулканических пород коромантийного перехода (КМП). В расплавных аномалиях по геохимическим данным был идентифицирован комплементарно-связанный обогащенный материал коры и реститовой мантии. Геохимические характеристики источников КМП реститового типа были выявлены сначала для пород вулканических полей Орхон-Селенгинской межгорной седловины и Восточного Хангая в Центральной Монголии (Рассказов и др., 2012), а затем – для пород групп вулканических полей, рассредоточенных южнее Хангая (Долиноозерское, Байдарикское, Дзабханское) и севернее этого горного сооружения (Тацийнгольское, Верхнетацийнгольское, Хужиртайское, Цаганульское и Муренское (Чувашова, Рассказов, 2014) и для пород центральной и восточной частей Тункинской долины (Аило и др., 2021;

Rasskazov et al., 2021). Геохимические характеристики ОИВ-подобных источников были обозначены в вулканических породах Верхне-Чулутынского и Тарягского вулканических полей субмеридиональной Чулутынской зоны (Рассказов и др., 2012). Для источников позднефанерозойских вулканических пород Азии была предложена генеральная систематика на основе изотопных отношений ураногенного Pb с оценкой возраста протолитов и определением общих компонентов протомантии LOMU (low μ) и ELMU (elevated μ) (Rasskazov et al., 2020a).

Источники вулканических пород глубокой мантии не имеют связи с геологической структурой литосферы, тогда как источники КМП, по определению, должны характеризовать литосферу, в которой комплементарно разделяется ее мантийная и коровая части. Мы проводим Pb-изотопные исследования протолитов источников кайнозойских вулканических пород вдоль трансекта,

начинающегося от Китайских гольцов юго-восточной части Восточного Саяна и проходящего через Тункинскую долину, хр. Хамар-Дабан, Джидинское Забайкалье и Орхон-Селенгинскую межгорную седловину и хр. Восточный Хангай Центральной Монголии до Байдрага. При выборе трансекта (см. рис. 1) мы исходили из гетерогенности источников, установленной по изотопным отношениям торогенного свинца ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Для кайнозойские базальтов, излившихся в контуре северной части Тувино-Монгольского микроконтинента, была обозначена аномалия DUPAL ($\Delta 8/4 > 60$). В кайнозойских базальтах, излившихся за пределами Тувино-Монгольского микроконтинента, в Хамсаринской (Восточно-Тувинской) и Джидинской зонах каледонид аномалии не определялось ($\Delta 8/4 < 60$) (Рассказов и др., 2002). Цель настоящей работы – связать пространственную смену источников кайнозойских вулканических пород с геологическим содержанием поверхностных структур континентальной литосферы.

Вулканические объекты Pb-изотопных исследований и методика

Для определения характера источников кайнозойских вулканических пород мы используем образцы из разрезов вулканических толщ Китайских гольцов, Тункинской долины, хр. Хамар-Дабан, бассейна Джиды, Орхон-Селенгинской межгорной седловины, Восточного Хангая и Чулутынской зоны. Разрезы вулканических пород участков опробования охарактеризованы в работах (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2012, 2013б).

Изотопный анализ свинца проводился на приборе MC-ICP-MS Neptune Plus по методике, приведенной в статье (Rasskazov et al., 2020b). В работе используются также данные

по изотопным отношениям Pb, полученные при выполнении совместных российско-американских исследований вулканизма бассейна Джиды, Тункинской долины и юго-восточной части Восточного Саяна в начале 1990-х гг. С.В. Рассказовым совместно с американскими геологами. Измерения изотопных отношений Pb проводилось в университете Сан Луиса и в Массачусетском технологическом институте С.А. Баурингом и его сотрудниками. Характеристика использованного оборудования, методик, а также результаты, полученные при совместных работах, приведены в диссертационном исследовании (Harris, 1998).

Pb-изотопные характеристики источников кайнозойских вулканических пород

Китайские гольцы

Серия образцов, отобранных в разрезе г. Малгайта и р. Арлык-Гол, на диаграмме изотопных отношений ураногенного Pb дает ряд точек, которые аппроксимируются вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.72 млрд лет. Меньший наклон (возраст около 0.92 млн лет) дают две точки базальтов разреза Самарта. По пересечению вторичных изохронных линий кайнозойских вулканических пород Китайских гольцов реконструируется общий компонент вязкой протомантии, соответствующий геохроне с наклоном 4.5 млрд лет. Общий компонент вязкой протомантии LOMU служил в качестве исходного состава для разновозрастных источников вулканических пород. Базальты разреза Тумелик образуют рассеянное поле точек, перекрывающее состав общего компонента (рис. 3).

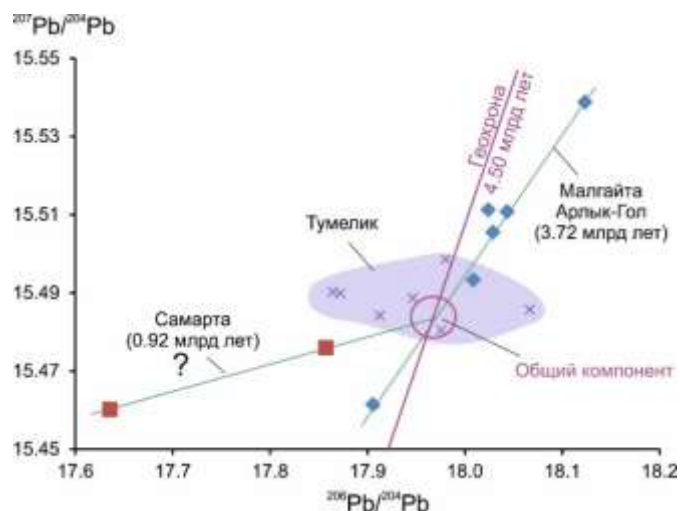


Рис. 3. Диаграммы $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для кайнозойских вулканических пород Китойских гольцов.

Fig. 3. Diagrams $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) for Cenozoic volcanic rocks of the Kitoy bald mountains.

Тункинская зона

На диаграмме изотопных отношений Pb для пород источников Тункинской впадины центральной части одноименной долины определен общий компонент вязкой протомантии, соответствующий геохроне 4.53

млрд лет. Вторичная изохрона 2.44 млрд лет направлена от общего компонента в область нерадиогенного Pb, две другие вторичные изохроны (1.63 и 1.31 млрд лет) – от общего компонента в область радиогенного Pb (рис. 4).

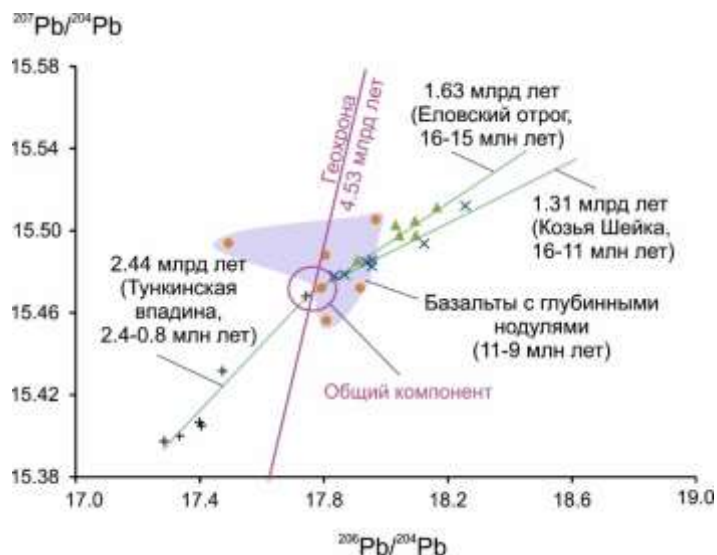


Рис. 4. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканических пород Тункинской впадины. Вторичная изохрона 1.63 млрд лет определяется для пород разреза Иркутта (обр. 654/1–4). Вблизи аппроксимирующей изохронной линии находятся точки пород оз. Хобок (обр. p516, p517). Вторичная изохронная линия с меньшим наклоном (1.31 млрд лет) получается для точек базальтов из разреза Козьей Шейки.

Fig. 4. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for volcanic rocks of the Tunka depression. The secondary isochrone of 1.63 Ga is determined for the rocks of the Irkut section (sample 654/1–4). Near the approximating isochron line, there are points of rocks from the lake Hobok (samples p516, p517). A secondary isochron line with a lower slope (1.31 Ga) is obtained for basalt points from the Koz'ya Sheika section.

Наклон, соответствующий возрасту 2.44 млрд лет, дает строй точек четвертичных вулканических пород Тункинской впадины. Направленность вторичной изохроны обусловлена обеднением материала общего компонента с относительным снижением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ), которое с течением времени реализовалось в разных амплитудах смещения фигуративных точек от общего компонента. Вторичная изохрона 1.63 млрд лет получена для генераций вулканических пород Еловского отрога возрастом 16–15 млн лет,

вторичная изохрона 1.31 млрд лет – для вулканических пород разреза Козьей Шейки и Еловского отрога возрастом 16–11 млн лет. Смещение фигуративных точек вторичных изохрон правее геохроны свидетельствует об относительном повышении μ в обогащенном протолите источника. Рассеянные точки вулканических пород возрастной генерации 11–9 млн лет с глубинными нодулями группируются в виде ареала вокруг состава общего компонента.

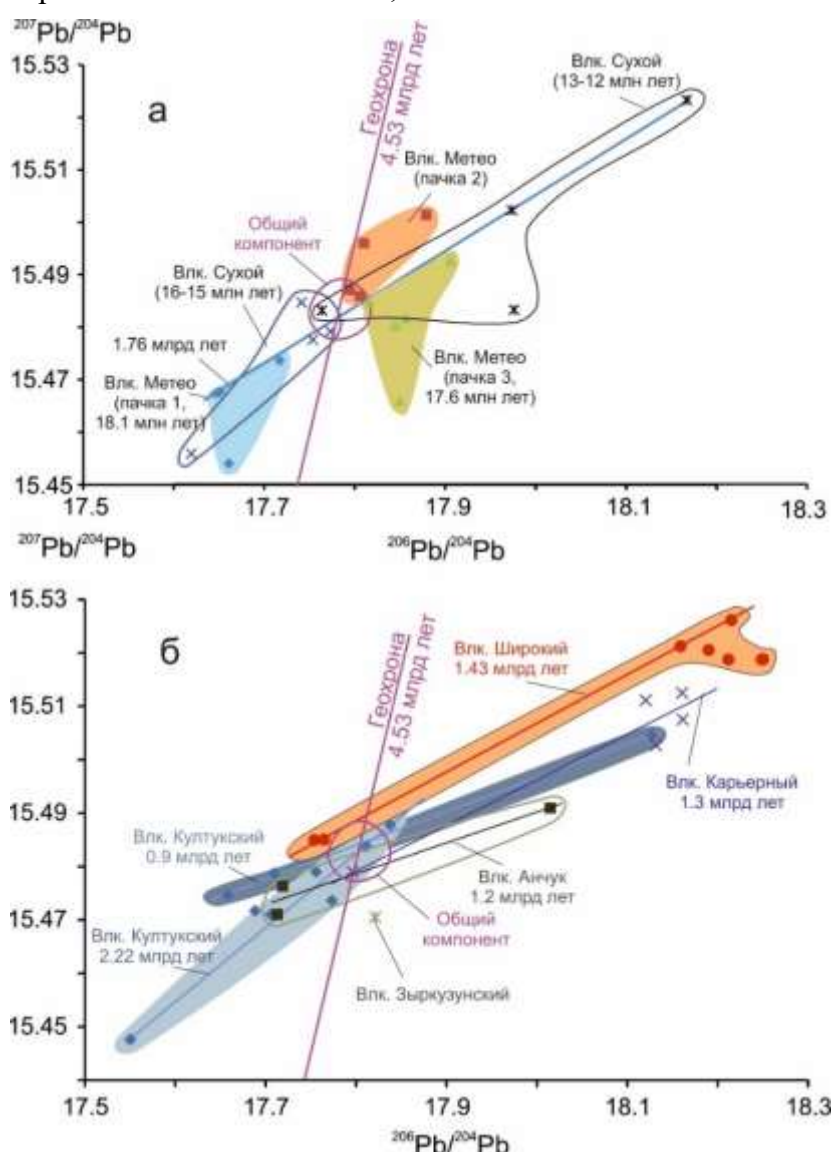


Рис. 5. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканических пород двух вулканов Камарского хр. (Метео и Сухой) (а) и пяти вулканов Тункинской зоны (Култукского, Широкого, Карьерного, Анчукского и Зыркузунского) (б).

Fig. 5. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for volcanic rocks from two volcanoes of the Kamarsky Ridge. (Meteo and Sukhoi) (a) and five volcanoes of the Tunkinskaya zone (Kultuksky, Shirokoye, Karerny, Anchuksky and Zyrkuzunsky) (b).

Подобный общий компонент, слегка смещенный вверх по геохроне 4.53 млрд лет, обозначается для базальтов восточной части Тункинской долины. Породы двух вулканов (Метео и Сухого) дают взаимосвязанную последовательность вариаций Рb-изотопных отношений (рис. 5а). Начальные лавы вулкана Метео (пачка 1, возраст 18.1 млн лет) и конечные – вулкана Сухого (возраст 13–12 млн лет) аппроксимируются единой линией с наклоном, соответствующим возрасту 1.76 млрд лет. Фигуративные точки пород пачки 2 вулкана Метео смещаются от общего компонента правее геохроны и выше изохронной линии, а фигуративные точки пород пачки 3 этого же вулкана (возраст 17.6 млн лет) – правее геохроны, но ниже изохронной линии. Фигуративные точки следующей возрастной генерации базальтов вулкана Сухого (16–15 млн лет) смещаются от общего компонента левее геохроны и сопоставляются с начальными лавами вулкана Метео (пачки 1), а точки заключительной возрастной генерации базальтов вулкана Сухого (13–12 млн лет) смещаются от общего компонента правее геохроны. При отчетливой связи групп точек этой последовательности с общим компонентом линейность в них отсутствует, за исключением вторичной изохроны начальных и конечных лав. На диаграмме 5б наблюдается линейное распределение точек пород разных вулканов. Выделяется общий компонент, соответствующий геохроне 4.53 млрд лет, относительно которого линейные совокупности фигуративных точек пород Култукского вулкана, дающие максимальную датировку (2.22 млрд лет), смещаются в нерадиогенную область диаграммы, а линейные совокупности фигуративных точек более молодых датировок (интервал 1.43–0.9 млрд лет) пород вулканов Култукского, Широкого, Карьерного и Анчукского – в радиогенную область диаграммы. Такое же смещение наблюдается для точки базальта Зыркузунского вулкана. По общему характеру вариаций Рb-изотопных отношений протолиты источников базальтов объединяются в единую группу пяти вулканов. Линейные тренды точек этой группы перекрываются между собой в области общего компонента протолитов источников Тункинской зоны.

Фигуративные точки базальтов вулкана Широкого аппроксимируются линией, наклон которой соответствует возрасту 1.43 млн лет. Часть точек смещена правее этой линии с узким интервалом отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Отклонение от изохронной линии свидетельствует о частичной кайнозойской конвективной гомогенизации и дифференциации материала источника этого вулкана. Меньшие наклоны с датировками 1.3 и 1.2 млрд лет дают точки базальтов Карьерного и Анчукского вулканов, минимальную оценку возраста (около 0.9 млрд лет) показывают точки базальтов Култукского вулкана.

Приведенные данные свидетельствуют о сходном характере вариаций изотопных отношений Рb в источниках базальтов пяти вулканов восточной части Тункинской долины и ее центральной части (Тункинской впадины) и о явном отличии источников базальтов двух вулканов (Метео и Сухого).

Джидинское Забайкалье и осевая часть хр. Хамар-Дабан

На диаграмме изотопных отношений Рb фигуративные точки разновозрастных групп пород бассейна Джиды рассеяны и не могут аппроксимироваться вторичными изохронами. Между тем, фигуративные поля пород разного возраста сходятся в одной точке $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.523$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.123$. Этот состав интерпретируется как общий компонент, соответствующий геохроне с наклоном около 4.49 млрд лет.

Фигуративные точки джидинских базальтов ранней генерации (возрастного интервала 21–14 млн лет) смещены правее этой геохроны, что свидетельствует об обогащении источников (повышении μ). Точки базальтов возрастной генерации около 3 млн лет распределяются вдоль геохроны и частично смещаются левее ее, в область обедненных источников (с пониженным μ). Точки более щелочных базанитов и фонотэфритов возрастной генерации 1.1–0.8 млн лет обнаруживают более существенное смещение вдоль оси абсцисс в область обедненных источников. Точки базальтов заключительного извержения вулкана Цакир (около 0.6 млн лет) смещаются правее геохроны и перекрывают

фигуративное поле базальтов ранней генерации (рис. 6).

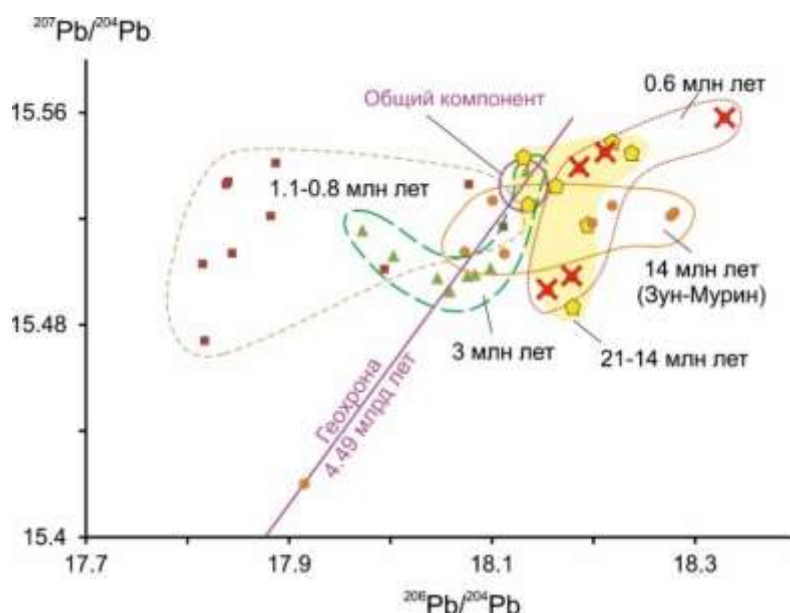


Рис. 6. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для кайнозойских вулканических пород бассейна Джиды. Использованы датировки вулканических пород из работы (Рассказов и др., 1996).

Fig. 6. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for Cenozoic volcanic rocks of the Dzhida basin. The dates of volcanic rocks from (Рассказов и др., 1996) were used.

Во-первых, явно выявляется возрастная смена источников: ранние (21–14 млн лет) и поздние (0.6 млн лет) базальты обогащены относительно первичного состава геохроны 4.49 млрд лет, промежуточные по возрасту базальты и щелочные базальтоиды (3.0–0.8 млн лет) обеднены. Во-вторых, отталкиваясь от общего компонента как состава вязкой протомантии, смещение точек от геохроны параллельно оси абсцисс нужно рассматривать как показатель процессов, наложенных в позднем кайнозое на этот первичный состав, эволюционированный вдоль геохроны. Точки ранних и поздних джидинских базальтов при смещении вправо дают большой разброс вдоль геохроны. Точки промежуточных по возрасту щелочных базальтоидов возрастом 1.1–0.8 млн лет при смещении влево сохраняют тренд, субпараллельный геохроны.

Вулканические породы из разрезов осевой части хр. Хамар-Дабан (в истоках р. Зун-Мурин) возрастом около 14 млн лет дают рассеяние фигуративных точек субпараллельно оси абсцисс со смещением правее геохроны. Зунмуринские точки практически не

смещены вдоль геохроны, поэтому дают тренд с минимальным рассеиванием по ординате. Эти базальты характеризуют материал позднекайнозойского протомантийного источника.

И джидинские, и зунмуринские источники вулканических пород обозначают позднекайнозойскую генерацию расплавов, произошедшую в источниках с относительным обогащением материала вязкой протомантии. В джидинских источниках эта преобладающая тенденция сменялась тенденцией обеднения во временном интервале 3.0–0.8 млн лет назад.

Хангайская группа вулканических полей (Орхон-Селенгинская межгорная седловина, хр. Восточный Хангай и Чулутынская зона)

Породы возрастной генерации базальтов 16–15 млн лет Восточного Хангая имеют максимальное отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Учитывая общее смещение точек хангайских пород левее тренда гобийских пород, радиогенное окончание вторичной изохроны этих базальтов принимается как исходный состав (общий компонент) протомантии, из которой

генерировались источники базальтов вулканических полей Хангайской группы. Геохрона этого состава (4.47 млрд лет) имеет более пологий наклон чем геохроны компонентов протомантии LOMU, но не достигает предельного наклона протомантийной геохроны ELMU (4.44 млрд лет).

Точки базальтов, соответствующие составу общего компонента и расположенные вблизи него, продолжают линейной совокупностью точек фонотефритов вдоль линии с наклоном 3.23 млрд лет (рис. 7а). Для хангайских вулканических пород этот источник имеет наиболее древний возраст. Выделяются также еще 3 возрастные генерации источников: 1) 1.9–1.8, 2) 1.5–1.1 млрд лет и 3) позднекайнозойская. Первый возрастной интервал представлен источниками базальтов Тарят-Чулутынского поля (возраст извержений 2.7–1.0 млн лет), Онгийн-Гольского поля (возраст извержений около 1 млн лет) и Хархоринского поля (возраст извержений 5–4 млн лет). На диаграмме рис. 7б слегка рассеянные фигуративные точки базальтов этих источников образуют вытянутое ядро в центре более рассредоточенного поля точек базальтов возрастного интервала последних 13 млн лет.

Точки базальтов Нижне-Орхонского поля аппроксимируются линией с наклоном 1.87 млрд лет, близким к наклону тренда базальтов Тарят-Чулутынского, Онгийн-Гольского и Хархоринского полей, при низком отношении $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Для фонотефритов вулканов, извергавшихся в районе голоценового вулкана Хорго около 50 тыс. лет назад, получена оценка возраста источника 1.45 млрд лет. Для пород вулкана Того и Верхне-Чулутынского вулканического поля протолиты источников оцениваются датой 1.12 млрд лет. Самый молодой (позднекайнозойский) возраст

источника определен для пород вулкана Эрдэнэ-Цогт, извергавшегося около 1.3 млн лет назад.

Обсуждение результатов

Полученные датировки реститовых источников КМП позднекайнозойских базальтов относятся к докембрийскому становлению мантийной части литосферы и сопоставляются с датировками древних блоков и офиолитов, экспонированных на земной поверхности. В анализе полученных данных по источникам вулканических пород Китоиско-Байдрагского трансекта решается 6 задач: 1) определить геологическое значение литосферы Гарганского блока и соответствующих ему источников кайнозойских вулканических пород, 2) обозначить тектонические соотношения Гарганского блока и Ильчирского офиолитового пояса с источниками кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны, 3) выявить характер смены источников кайнозойских вулканических пород от Тункинской зоны к Хамардабанскому (метаморфическому) и Джидинскому (палеоостроводужному) террейнам, 4) сопоставить возрастные характеристики протолитов источников кайнозойских вулканических пород с датировками пород Тарбагатай-Дзабханского массива и Баянхоногорской зоны офиолитов, 5) провести анализ полученных данных для северной и южной частей трансекта в сопоставлении с Re–Os датировками мантийных ксенолитов и 6) показать значение Pb-изотопных данных источников кайнозойских вулканических пород Китоиско-Байдрагского трансекта для понимания характера эволюции территории в ходе общей геологической эволюции Земли.

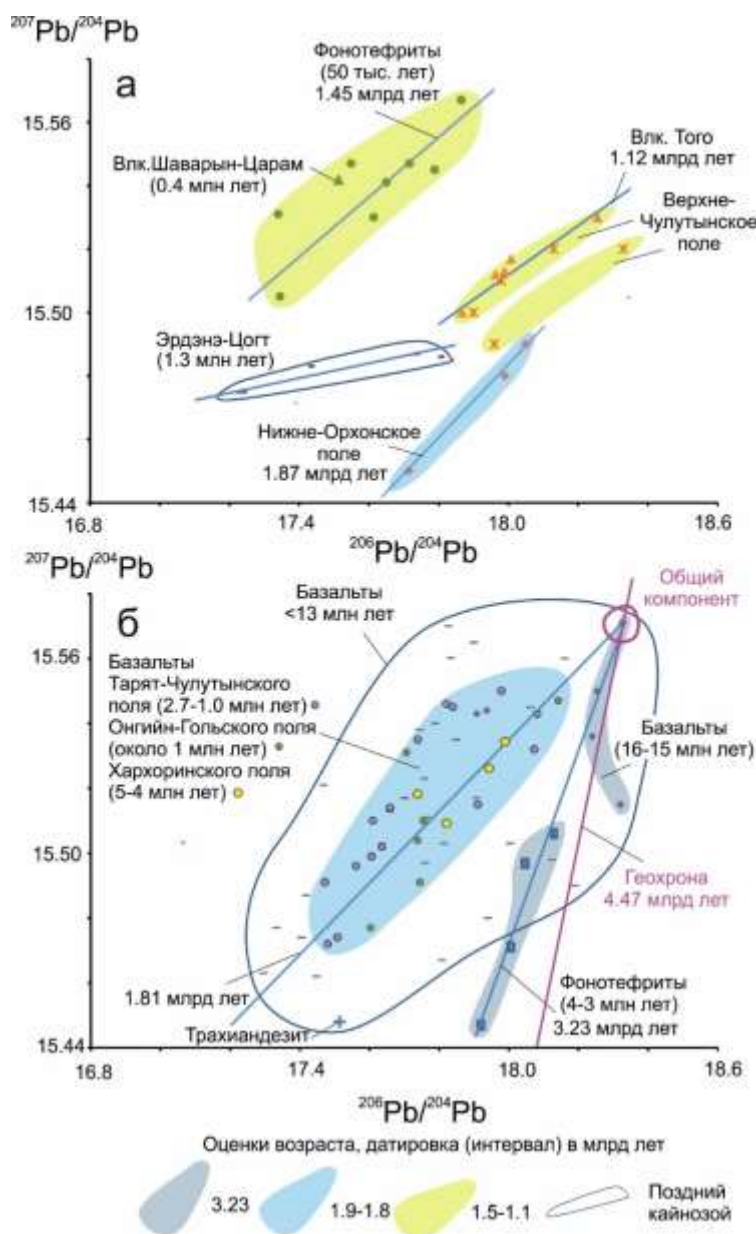


Рис. 7. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород Хангайской группы вулканических полей источников с возрастом <1.9 млрд лет (а) и других пород этой же группы вулканических полей с возрастом около 1.81 млрд лет и древнее (б) (объяснение в тексте).

Fig. 7. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for rocks of the Khangai group of volcanic source fields with an age of <1.9 Ga (a) and other rocks of the same group of volcanic fields with an age of about 1.81 Ga and older (b) (explanation in the text).

Геологическое значение литосферы Гарганского блока и соответствующих ему источников кайнозойских вулканических пород

Этот блок рассматривается как выход пород фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Беличенко, 1985). Мы определяем Pb-изотопные характеристики источников кайнозойских вулканических пород, извергнутых на Гарганском блоке, в сопоставлении с Pb-изотопными характеристиками

рудного свинца золотых месторождений блока. По этим данным Гарганский блок получает Pb-изотопные характеристики экспонированной коры и недоступной для непосредственных наблюдений литосферной части мантии как типичные для фундамента микроконтинента или его фрагментов, игравших роль аккреционных ядер.

Для галенитов золотых месторождений Гарганского блока на диаграмме изотопных отношений по сопряженной модели конкордии Холмса-Хоутерманса и диффузионной

дискордии Вассербурга получена оценка возраста протолита $T=4.31$ млрд лет ($\mu=11$) и возрастного интервала отторжения Pb 2.4–1.45 млрд лет. Большинство точек рудного Pb находится в интервале отторжения 2.4–2.2 млрд лет (Rasskazov et al., 2010) (рис. 8).

Общий компонент протомантии 4.5 млрд лет в источниках вулканических пород Китойских гольцов превышает оценку возраста протолита, служившего в качестве исходного субстрата в эволюции рудного Pb. Вязкая протомантия LOMU, образовавшаяся 4.5

млрд лет назад при отвердевании гадейского магматического океана, перерабатывалась во внешней оболочке Земли около 4.31 млрд лет назад. Время переработки совпало с завершением бомбардировок Земли космическими телами при первичной аккреции Земли и широким распространением обломочных цирконов (Rasskazov et al., 2010). Подобной переработкой характеризовался материал ELMU (elevated μ) в источниках базальтов о-ва Чеджу и глубинных мантийных ксенолитах из этих базальтов (Rasskazov et al., 2020a).

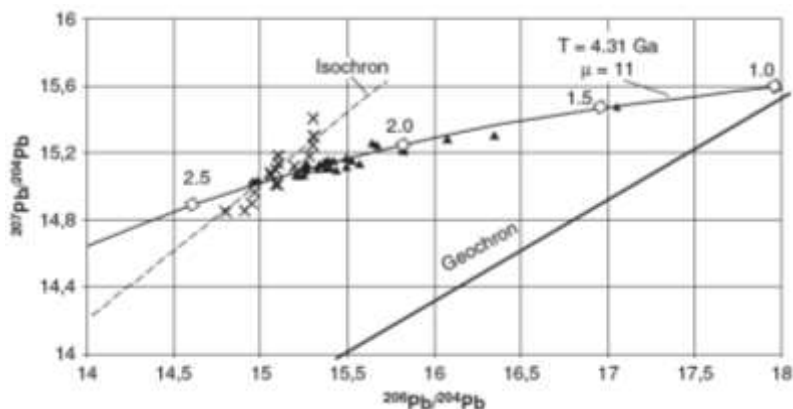


Рис. 8. Диаграмма отторженного рудного Pb из золотых месторождений Гарганского блока. Кривая диффузионной дискордии Вассербурга, сопряженной с конкордией Холмса-Хоутерманса аппроксимирует составы свинца галенитов (черные треугольники) с параметрами: $T = 4.31$ млрд лет и $\mu = 11$. Штриховой линией показана изохрона галенитов Водораздельного месторождения (косые кресты). Изохрона пересекает кривую роста диффузионной дискордии при значениях ~ 2.35 – 2.40 млрд лет (Rasskazov et al., 2010).

Fig. 8. Diagram of rejected ore Pb from gold deposits of the Gargan block. The curve of the Wasserburg diffusion discordia conjugated with the Holmes-Houtermans concordia approximates the Pb compositions of galena (black triangles) with the parameters: $T = 4.31$ Ga and $\mu = 11$. The dashed line shows the galena isochrone of the Vodorazdelnoe deposit (oblique crosses). The isochron intersects the diffusion discordia growth curve at ~ 2.35 – 2.40 Ga (Rasskazov et al., 2010).

Очевидно, что Гарганский блок представляет собой фрагмент древнейшей литосферы Земли. Именно к таким блокам часто приурочены крупные золотые месторождения (Дое, 1970). Можно предположить, что источником рудного вещества явился добавленный в Гарганский блок импактный первородный (primordial) космический материал, содержащий повышенные концентрации золота, платиноидов и других металлов, характерных для недифференцированного космического материала. В ходе послегадзейской эволюции внешний слой гарганской литосферы, контаминированный импактным космическим материалом, был переработан в континентальный субстрат.

Раннеархейская датировка 3.72 млрд лет источника базальтов Малгайты-Арлык-Гола относится к позднему этапу ранней мантийной геодинамической эпохи Земли. К этому же этапу принадлежит датировка 3.58 млрд лет, полученная для источника базальтов возрастом 17–16 млн лет (источник Тува-1) на северо-западном краю Тувино-Монгольского массива (Rasskazov et al., 2020a). Конечный этап ранней мантийной геодинамической эпохи не обозначен в развитии рудного процесса, наступившего позже в связи с резким изменением окислительно-восстановительного режима на Земле около 2.4–2.2 млрд лет назад.

Датировка 0.92 млрд лет источника самартинских базальтов сопоставляется с

неопротерозойским этапом развития Гарганского блока, во время которого образовались крупные массивы сумсунурского тоналит-трондьемитового комплекса, датированного U–Pb методом по циркону в интервале 785–700 млн лет и формировался офиолитовый меланж (Kuzmichev, 2015; Kiseleva et al., 2020).

Тектонические соотношения Гарганского блока и Ильчирского офиолитового пояса с источниками кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны

Гарганский блок окружен офиолитами, образующими три протяженные ветви: (1) южную (Ильчирскую) возрастом >1200–1100 млн лет, (2) северную Дунжугурскую возрастом 1020–850 млн лет и (3) Эхе-Шигна-Шишхидскую возрастом 850–800 млн лет (Khain et al., 2002; Kuzmichev et al., 2005; Kuzmichev, Larionov, 2013; Kiseleva, Zhmodik, 2017; Kiseleva et al., 2020). Предполагалось, что слэб Дунжугурской ветви офиолитов погружался под Окинскую структуру (к северу от Гарганского блока в современных координатах), и что в том же направлении погружался слэб Ильчирской ветви офиолитов, ныряя под Гарганский блок (Kiseleva et al., 2020).

При решении вопроса о связи глубинного реститового материала с офиолитами, обнажающимися на поверхности, мы исходим из характера развития позднефанерозойской субдукции. На восточной окраине Азии фанерозойские островные дуги развивались в течение первых десятков млн лет над короткими субдуцирующими слэбами, сменяясь активностью новых дуг и новых слэбов. Погружение океанического слэбового материала обеспечивало его короткопериодное поступление в континентальную мантию. До

Тихоокеанского слэба (т.е. в мелу и палеогене) под Восточную Азию погружались слэбы, материал которых объединяется под общим названием слэба Кула-Изанаги (или Палео-Пацифика). Погружение Тихоокеанского слэба под активную континентальную окраину Восточной Азии было ограничено временным интервалом надсубдукционного вулканизма в островной дуге Северо-Восточной Японии последних 18 млн лет (Rasskazov, Taniguchi, 2006; Рассказов, Чувашова, 2018).

Современные океанические слэбы часто уходят в мантию субвертикально. В случае некоторого наклона слэбов, их передовые, продвинутые на глубину части входят по латерали в область КМП континентальной литосферы. Мог ли слэб Ильчирской офиолитовой ветви погрузиться не к северу, а к югу (т.е. под Тункинский террейн)? Если да, то под Тункинской зоной можно ожидать распространение законсервированного реститового океанического материала, возраст которого должен приблизительно соответствовать или несколько превышать датировку (или датировки) ильчирских офиолитов.

Для вулканических пород Тункинской зоны определены геохимические характеристики источников КМП реститового типа в Камарско-Становой зоне горячей трансформации восточной части Тункинской долины и в ее центральной части (в Тункинской впадине) (Аило и др., 2021a; Rasskazov et al., 2021). По полученным геохронометрическим данным корневая часть Ильчирского палеоокеанического слэба трассируется в область источников КМП кайнозойских вулканических пород под центральной и восточной частями Тункинской впадины и сопредельного склона Хамар-Дабана (рис. 9).

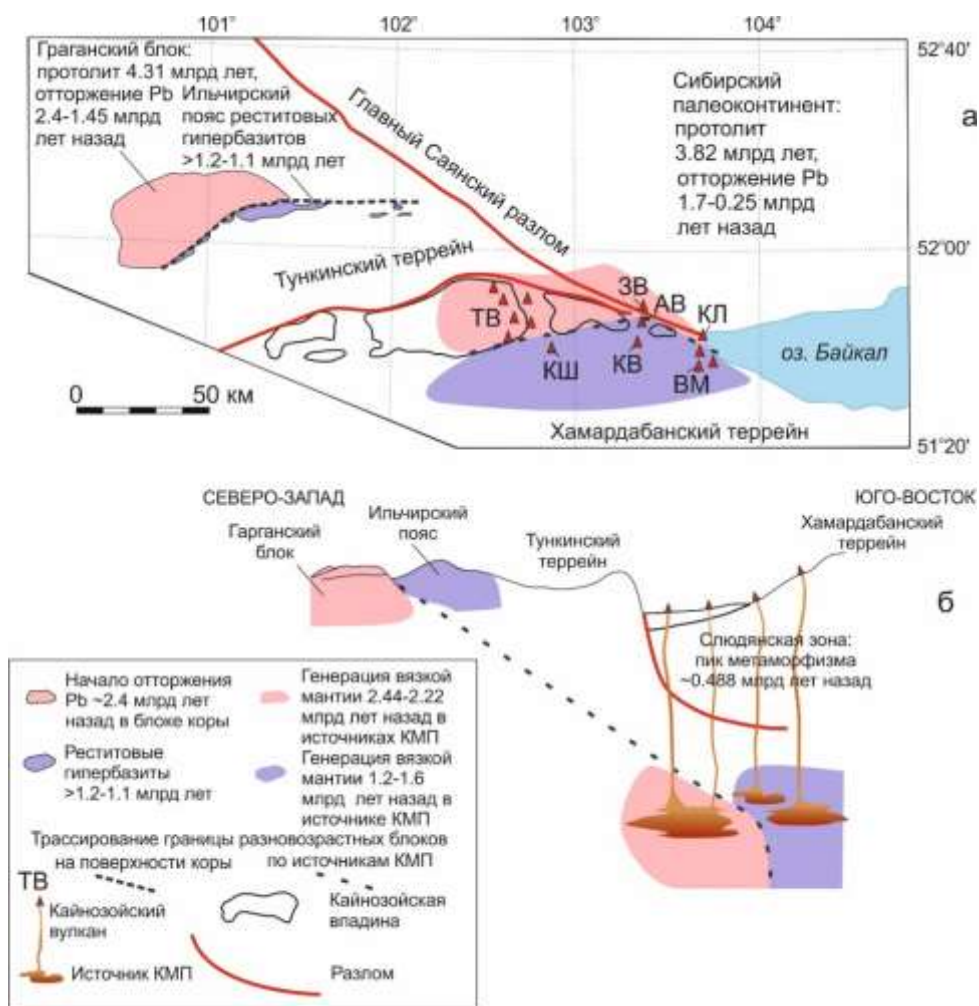


Рис. 9. Трассирование мезопротерозойской границы Гарганского блока – Ильчирского пояса гипербазитов к источникам КМП позднекайнозойских вулканических пород Тункинской зоны на карте–схеме (а) и в разрезе (б). Вулканы Тункинской зоны: ТВ – группа Тункинской впадины, ЗВ – Зыркузунский, КВ – Култукский. Вулканы Хамардабанской зоны: КШ – Козья Шейка, КР – Карьерный, АВ – Анчукский, ВМ – Метео.

Fig. 9. Tracing of the Mesoproterozoic boundary of the Gargan block – the Ilchir belt of hypermafic rocks to the sources of the CMT of Late Cenozoic volcanic rocks of the Tunka zone on the map-scheme (a) and in section (b). Volcanoes of the Tunka zone: ТВ – the Tunka depression group, ЗВ – Zyrkuzun, КВ – Kultuk. Volcanoes of the Khamardaban zone: КШ – Kozya Sheika, КР – Karerny, АВ – Anchuk, ВМ – Meteo.

Протолит Гарганского блока образовался в гадейское время. Блок претерпел существенное преобразование с развитием рудных процессов 2.4–2.2 млрд лет назад и последующие рудообразующие события, продолжавшиеся до 1.45 млн лет назад. Запущенные 2.4–2.2 млрд лет назад рудообразующие события Гарганского блока соответствовали по времени флюидному преобразованию пород источников Тункинской зоны КМП, которое характеризовалось широкими вариациями окисленности–восстановленности, ярко выраженной в ксенолитах фассаитовых

шпинелевых и бесшпинелевых клинопироксенитов (Рассказов и др., 1989).

В это время получили распространение различные окислительно-восстановительные процессы. Учитывая маркирующую роль фассаитов, мы предполагаем, что имела место реакция взаимодействия ортопироксена и кальцита с образованием диопсидового компонента фассаита и высвобождением углекислого газа + оксида железа: $(Mg,Fe)_2Si_2O_6 + CaCO_3 \rightarrow (Mg,Ca)_2Si_2O_6 + CO_2 + FeO$. Содержание SiO₂ в ортопироксене из ксенолитов вулканических пород Тункинской впадины составляет 56–58 мас. %, тогда как в

фассаите пироксенитовых ксенолитов – около 49 мас.%. В этой реакции высвобождается не только FeO, но и SiO₂. Оба компонента присутствуют в аморфных Fe–Si фазах, обнаруженных в группе ксенолитов метасоматитов с низкими отношениями Mg/Si и Al/Si (Аило и др., 2021а,б). Рудообразующие события Гарганского блока и процессы фассаитизации с образованием Fe–Si фаз в области источников КМП Тункинской зоны совпали с проявлением Великого Окислительного События, произошедшего на Земле 2.4–2.2 млрд лет назад (Yokota et al., 2013; Bindeman et al., 2016; Маслов, Подковыров, 2018; Eguchi et al., 2020).

Рудный Pb отторгнулся в Гарганском блоке до образования гипербазитового меланжа Ильчирского пояса. Соответственно, граница Гарганского блока и Ильчирского гипербазитового пояса трассируется к источникам КМП Тункинской зоны, обозначающей

корневую пограничную часть Хамардабанского аккреционно-коллизийного (метаморфического) ядра (рис. 10).

Смена источников кайнозойских вулканических пород от Тункинской зоны к Хамардабанскому (метаморфическому) и Джидинскому (палеостроводужному) террейнам

Тункинская зона источников кайнозойских вулканических пород пространственно соответствует одноименной рифтовой долине, которая унаследовала тектоническую границу между Тункинским и Хамардабанским террейнами (Беличенко и др., 2006). Хамардабанскому террейну пространственно соответствует поднятие хр. Хамар-Дабан. На юге Хамардабанский террейн граничит с Джидинским островодужным террейном, на который наложен плиоцен-четвертичный периферический предрифтовый прогиб.

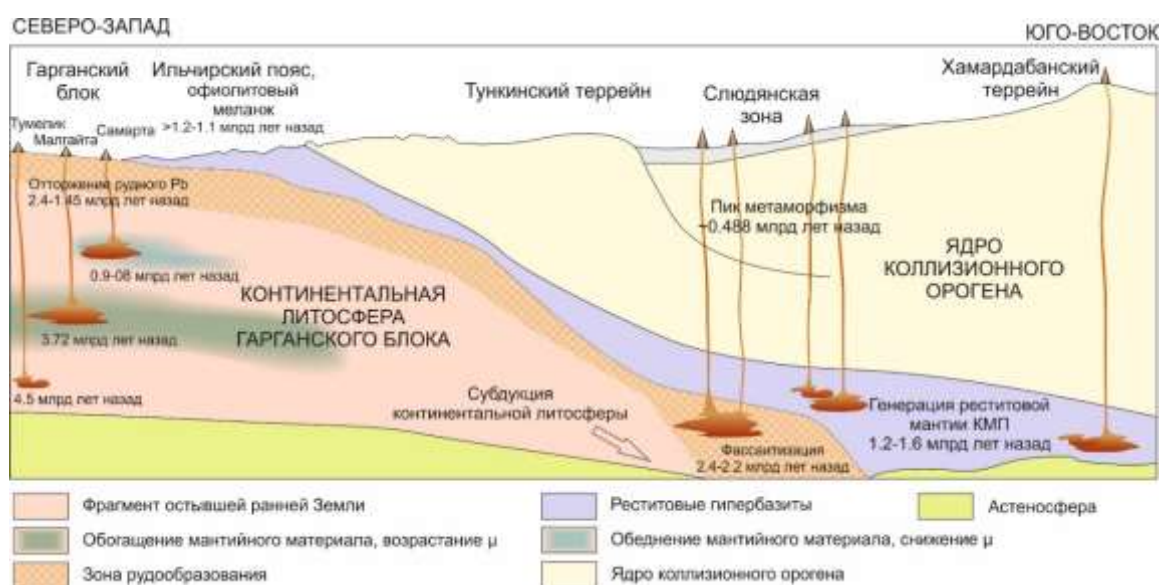


Рис. 10. Схематичный разрез Ильчиро-Тункинской палеосубдукционной зоны (объяснение в тексте). Наиболее молодые события, связанные с Ильчиро-Тункинским слэбом, возможно, имели место 0.9–0.8 млрд лет назад.

Fig. 10. Schematic section of the Ilchira-Tunka paleosubduction zone (explanation in the text). The youngest events associated with the Ilchira-Tunkinka slab probably took place 0.9–0.8 Ga ago.

Источники кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны и Хамар-Дабана отчетливо различаются в восточной части Тункинской долины. Пять вулканов (Култукский, Широкий, Карьерный, Анчукский и Зыркузунский) дренируют КМП Тункинской зоны, два вулкана хр. Камар (Метео и Сухой) – КМП Хамардабанского террейна. Базальты

источников Тункинской зоны дают линейные совокупности точек интервалов 2.44–2.22 и 1.6–0.9 млн лет, базальты источников двух камарских вулканов – тренд точек соответствующий промежуточному возрасту 1.76 млрд лет начальных и конечных изверженных лавовых порций и рассеянные составы промежуточных продуктов извержений с

отклонениями от общего компонента (см. рис. 5а,б). Характер временной смены источников вулканических пород бассейна Джиды и короткой фазы извержений около 14 млн лет назад в осевой части хр. Хамар-Дабан (в верховьях Зун-Мурина) подобен смене источников двух камарских вулканов (Метео и Сухого).

Источники базальтов Камара, Зун-Мурина и Джиды связаны с общими компонентами, но разного состава. Общий компонент продуктов извержений двух камарских вулканов, соответствующий геохроно 4.53 млрд лет, подобен общему компоненту базальтов Тункинской зоны. Этот компонент характеризует протомантийный материал, который служил в качестве основы для генерации протерозойских (2.4–0.9 млрд лет) протолитов КМП в Тункинской зоне, на северном краю Хамардабанского террейна, и получил особое выражение в источниках, формировавшихся под двумя вулканами около 1.76 млрд лет. Общий компонент джидинских и зунмуриных пород, соответствующий геохроно 4.49 млрд лет, свидетельствует о более молодом возрасте протомантийного материала, поступавшего из глубокой мантии под южный край Хамардабанского террейна и сопредельный Джидинский террейн в позднем кайнозое (см. рис. 6).

Вывод о разделении Хамардабанским метаморфическим террейном протерозойских источников КМП протомантии 4.53 млрд лет его северного края и позднекайнозойских источников более молодой протомантии 4.49 млрд лет его южного края и Джидинского террейна дополняет установленную прежде смену источников по изотопным отношениям торогенного свинца ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Аномалия DUPAL свойственна источникам кайнозойских базальтов, излившихся в северной части Хамардабанского террейна, и не характерна для источников кайнозойских базальтов, излившихся в его южной части и на

Джидинском террейне (Расказов и др., 2002). В связи с выявленным различием урагеногенного Pb источников северного и южного краев Хамардабанского террейна образование аномалии DUPAL объясняется накоплением торогенного ^{208}Pb в ходе длительной инкубации протолитов в источниках под северной частью Хамардабанского террейна и отсутствием фактора инкубации под южной частью Хамардабанского террейна и Джидинским террейном. Здесь протомантийный материал поступал в источники из глубокой мантии в кайнозое, поэтому времени для накопления торогенного ^{208}Pb не было.

В геологическом отношении Тункинский и Хамардабанский террейны рассматривались как единое целое с Тувино-Монгольским массивом (Хаин и др., 1995) или как террейны с разной геологической историей (Беличенко и др., 2006). Обращаясь к метаморфическому содержанию Хамардабанского террейна, мы рассматриваем его как результат генерации континентальной литосферы Земли при конвергенции континентальных блоков. Идеальный сформировавшийся и распавшийся коллизионный ороген ограничен встречными, спускающимися на глубину океаническими слэбами (рис. 11). В его поперечном разрезе присутствуют структурные, седиментационные, петрологические и метаморфические признаки разновозрастных процессов. Фрагменты древних аккреционных орогенов участвовали в более позднем коллизионном горообразовании и, таким образом, обнаруживаются в более молодых коллизионных террейнах (Kusky et al., 2016; Windley et al., 2021). Глубинные геологические структуры встречных слэбов определены в сейсмографических моделях Тянь-Шаньского и Гималайско-Тибетского орогенов (Gao et al., 2013; Li et al., 2009). В верхней части субмеридионального профиля MANAS (Тянь-Шань) ширина зоны слэбов составляет около 400 км. На глубине ~300 км ширина уменьшается до 250 км. Палеослэбовые стагнирующие фрагменты интерпретируются как фрагменты литосферы Туркестанского палеоокеана, закрывшегося в позднем палеозое.

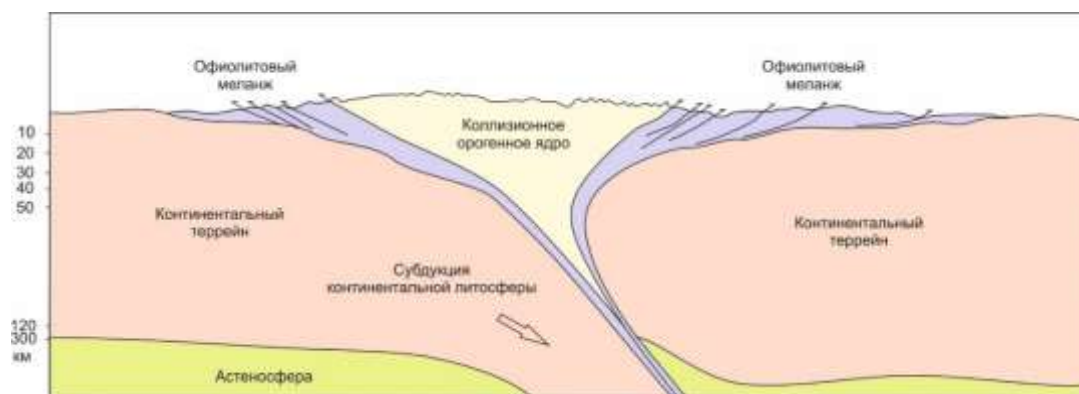


Рис. 11. Схематичный разрез идеального коллизионного орогена, ограниченного встречными слэбами. Упрощенный вариант схемы из работы (Kusky et al., 2016).

Fig. 11. Schematic section of an ideal collisional orogen bounded by opposing slabs. Simplified version of the scheme from (Kusky et al., 2016).

С одной стороны, мы получили серию датировок 1.43, 1.3, 1.2 и 0.9 млн лет для источников вулканических пород КМП восточной части Тункинской долины и датировки 1.63 и 1.31 млрд лет для источников вулканических пород КМП ее центральной части. Реститы КМП Тункинской зоны могли генерироваться неоднократным конвергентным поступлением слэбового материала. По крайней мере часть конвергентных фаз (1.3, 1.2, 0.9 млрд лет назад) можно рассматривать как производные субдукции Ильчиро-Тункинского слэба. Отсутствие конкретных геохронологических данных о конвергентных событиях в Ильчирском офиолитовом поясе древнее 1.2 млрд лет (Kiseleva et al., 2020) пока не позволяет проводить уверенные корреляции с протолитами источников Тункинской зоны.

Джидинский палеоостроводужный террейн реконструируется, наряду с другими палеоостроводужными террейнами неопротерозоя и палеозоя Центральной Азии (Гордиенко, 2019). Для джидинских офиолитов определен возраст 570–560 млн лет и предполагается субдукция слэба от офиолитов в сторону Сибирского палеоконтинента (Гордиенко и др., 2015; Елбаев и др., 2018; Гордиенко, 2019). Если это так, то Джидинский слэб мог погружаться в конце неопротерозоя навстречу Ильчиро-Тункинскому слэбу, способствуя созданию ядра континентального коллизионного орогена (см. рис. 10, 11). Более древние протолиты источников вулканических пород Тункинской зоны также могли быть производными слэбов,

субдуцированных от джидинских офиолитов. Это предположение требует проведения дополнительного датирования офиолитов. Слэб мог погружаться от джидинских офиолитов и в противоположную сторону (т. е. к югу в современных координатах).

Для пика метаморфизма в Слюдянском метаморфическом субтеррейне Хамардабанского террейна приведена оценка возраста 0.488 млрд лет (Sal'nikova et al., 1998). Датировки источников КМП под Тункинской долиной 2.44–2.22 и 1.6–0.9 млрд лет свидетельствуют о мезо-неопротерозойском соединении литосферных блоков Хамардабанского и Тункинского террейнов, т. е. намного раньше метаморфизма Слюдянского субтеррейна. Если реститовый слэбовый материал генерировался в Тункинской зоне в одну из ранних фаз конвергенции от северной ветви Джидинского офиолитового меланжа, возраст такого меланжа должен в этом случае приблизительно соответствовать или быть несколько моложе реститового материала, субдуцированного в Тункинскую зону. Хамардабанское аккреционно-коллизионное ядро могло первоначально оформиться во временном интервале встречной субдукции 1.6–0.9 млрд лет назад и в раннем палеозое получить дополнительный конвергентный эффект с переработкой коры.

Возрастные характеристики протолитов источников кайнозойских вулканических пород в сопоставлении с датировками пород Тарбагатай-Дзабханского массива и офиолитов

Подобно Гарганскому блоку Тувино-Монгольского микроконтинента, Тарбагатайский и Байдарикский террейны считаются фундаментом Тарбагатай–Дзабханского микроконтинента. Они сложены древними (2650–1830 млн лет) и более молодыми (но древнее 850 млн лет) комплексами ювенильной и коровой природы. Становление структуры раннедокембрийских блоков Тарбагатайского и Байдарикского террейнов произошло в интервале 1860–1850 млн лет (Козаков и др., 2011). Наиболее древний возраст, имеющийся к настоящему времени для Тарбагатайского террейна, – Pb–Pb датировка циркона анортозитового плутона около 3.05 млрд лет (Митрофанов и др., 1981). Байдрагский террейн содержит архейские парагнейсы, тоналитовые гнейсы (U–Pb возраст цирконов 2650 ± 30 млн лет и 2833 ± 35 млн лет; Kozakov et al., 2001), гранулиты и амфиболиты, а также палеопротерозойские гнейсы, гранулиты (SHRIMP возраст циркона 1826 ± 27 Ma, Demoux et al., 2009), сланцы, мраморы и кварциты, прорванные гранитно-гранодиоритовыми дайками (U–Pb возраст циркона 1854 ± 5 млн лет (Kotov et al., 1995) и роговообманково-биотитовые пегматиты (U–Pb возраст циркона 1825 млн лет, Kozakov et al., 2001).

Тарбагатай–Дзабханский массив пространственно индивидуализирован по модельным (TNd 2 ст) датировкам гранитов более молодого возрастного интервала 1715–1058 млн лет (Коваленко и др., 1996).

Промежуточные процессы между становлением древних террейнов и переработкой источников гранитов обозначены датировками анортозитов. Для Олонхудукского массива Байдарикского террейна (в районе самона Тарят) получена датировка 1772 ± 1 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID TIMS). Сходная датировка 1784 ± 10 млн лет получена для анортозитов Хунжилингольского массива Идерского блока Тарбагатайского террейна (Анисимова и др., 2009; Козаков и др., 2020).

В Дзабханском террейне установлены островодужные комплексы, формировавшиеся в интервалах 890–860 и 810–780 млн лет назад. В зоне меланжа юго-западной части террейна определены породы островодужного комплекса Хараулинского блока, для метатрондьемитов которого получены значения

возраста циркона 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, для метагаббро – 930 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2017). Древние офиолиты южных склонов хр. Эрдэнэ-Уул имеют толеитовый островодужный состав и охарактеризованы U–Pb датировками 1493 ± 33 и 973 ± 12 млн лет (Jian et al., 2010).

Между Байдраг–Дзабханским и Хангайским (Тарбагатайским) микроконтинентами расположена Баянхонгорская зона (см. рис. 2). Она состоит из различных тектонических единиц, простирающихся с северо-запада на юго-восток с падением на юго-запад, – неопротерозойского меланжа, раннеордовикской терригенной вулканокластической толщи, меланжа с преобладанием осадочных пород, офиолитового меланжа и меланжа с преобладанием осадочных пород, реликтами симаунтов (Levashova et al., 2010; Wilhem et al., 2012).

Вулкано-плутонические и осадочные формации океанической коры баянхонгорских офиолитов датированы интервалом 665–636 млн лет (Ковач и др., 2005; Терентьева и др., 2010; Jian et al., 2010). Имеются и более молодые возрастные определения. U–Pb датировки циркона из классических выходов Хан-Тайширских офиолитов к югу от Алтая (180 км северо-западнее Эрдэнэ Уул) составляют 568 ± 4 (Gibsher et al., 2001) и 566–573 млн лет (Jian et al., 2010). Подобные датировки были получены и для других офиолитов Главного монгольского линеймента, например, для плагиогранитов из даривских офиолитов (571 ± 4 млн лет) (Kozakov et al., 2002), для амфиболового габбро из Баянхонгорских офиолитов (Sm–Nd изохронные данные, 569 ± 21 млн лет) Kepezhinskas et al., 1991. Для офиолитов приведены также средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировки цирконов из микрогаббро и четырех плагиогранитов: 568 ± 5 млн лет, 567 ± 4 млн лет, 560 ± 8 млн лет (Дарив), 573 ± 8 млн лет и 566 ± 7 млн лет (Хан-Тайшир) (интервал 573–560 млн лет) (Jian et al., 2014).

В целом датировки событий Байдрагского блока и баянхонгорских офиолитовых меланжей укладываются в возрастной интервал с 0.97 до 0.56 млн лет (Buriánek et al., 2017).

Сравнивая полученные оценки возраста протолитов источников кайнозойских

вулканических пород и датировки пород древних блоков и офиолитов, мы идентифицируем в источниках компонент протомантии возрастом 4.47 млрд лет, но не видим признаков проявления ранней мантийной геодинамической эпохи в поверхностных структурах коры. Протолит источника образовался 3.2 млрд лет и первый анортозитовый массив внедрился 3.05 млрд лет назад перед началом средней мантийной геодинамической эпохи, в течение которой шло становление древних террейнов. Датировки источников КМП 1.9–1.8 млрд лет совпали с завершением их становления и проявлением анортозитового магматизма. Затем была переключка между событием в мантийном источнике 1.45

млрд лет назад и событием офиолитового меланжа Эрдэнэ-Уул. За событием мантийного источника 1.1 млрд лет назад последовали события офиолитовых меланжей временных интервалов 0.97–0.78 и 0.665–0.56 млрд лет назад (рис. 12).

Для базальтов Хангайской группы вулканических полей получены источники древнее неопротерозоя. Однако на Pb–Pb изохронной диаграмме вся рассеянная совокупность точек этих базальтов дает общий тренд, наклон которого соответствует возрасту 660 млн лет (рис. 13). Вероятно, в это время источники КМП Хангайского домена претерпели общую модификацию в связи с развитием офиолитов (рис. 13).

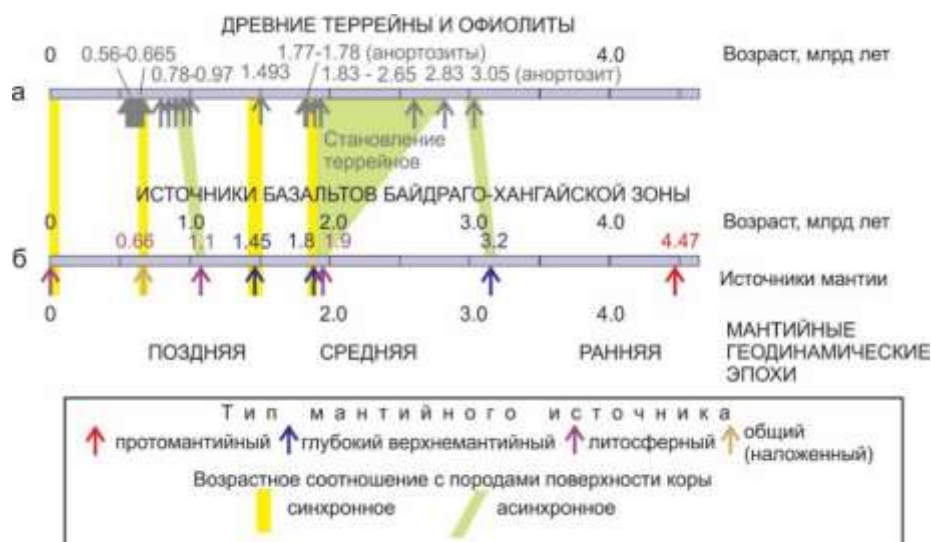


Рис. 12. Корреляция датировок пород древних террейнов Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента и офиолитов (а) и источников кайнозойских вулканических пород Хангайской группы полей (б). В Байдраг-Хангайской зоне около 0.66 млн лет назад новых индивидуальных источников не генерировалось, но имело место общее преобразование глубинного материала.

Fig. 12. Correlation of dating of rocks of ancient terranes of the Tarbagatai-Dzabkhan microcontinent and ophiolites (a) and sources of Cenozoic volcanic rocks of the Khangai group of fields (b). About 0.66 Ma ago, no new individual sources were generated in the Baidrag-Khangai zone, but a general transformation of the deep material took place.

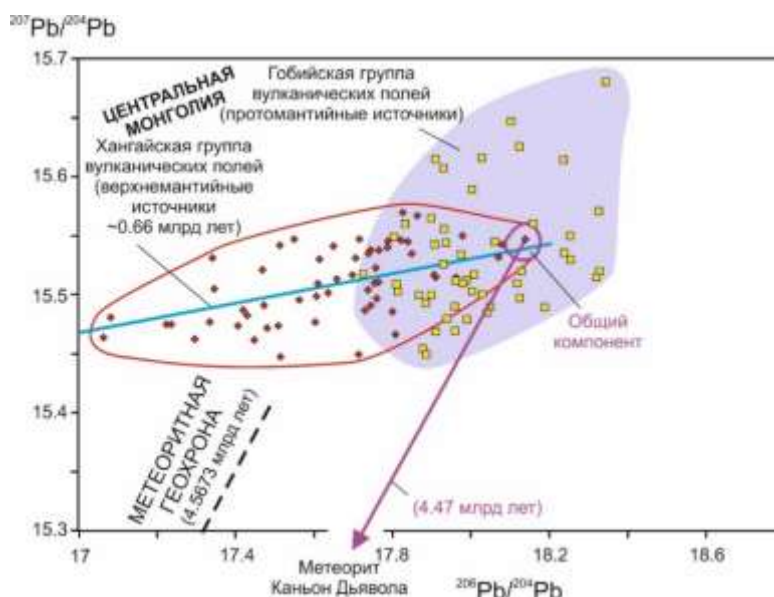


Рис. 13. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для общего тренда пород Хангайской группы вулканических полей в сопоставлении с общим трендом пород Гобийской группы. Из работы (Rasskazov et al., 2020a) с изменениями.

Fig. 13. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the general trend of rocks of the Khangai group of volcanic fields in comparison with the general trend of rocks of the Gobi group. From (Rasskazov et al., 2020a) with modifications.

Генеральный наклон тренда базальтов Хангайской группы вулканических полей резко отличается от генерального наклона тренда базальтов Гобийской группы вулканических полей. Фигуративные точки гобийских базальтов распределяются приблизительно вдоль геохроны.

Анализ полученных данных по источникам северной и южной частей трансекта в сопоставлении с Re–Os-датировками мантийных ксенолитов

Кайнозойские вулканические породы Гаргано-Тункинской и Байдраго-Хангайской зонах микроконтинентов и офиолитов дают в целом близкие возрастные спектры источников кайнозойских вулканических пород. В источниках Гаргано-Тункинской зоны проявлена тенденция к удревнению датировок относительно датировок источников в Байдраго-Хангайской зоне, в гадее (в первой зоне – от 4.53 млрд лет, во второй – до 4.47 млрд лет), в архее (соответственно, от 3.7 до 3.2 млрд лет) и в палеопротерозое (соответственно, от интервала 2.4–2.2 до интервала 1.9–1.8 млрд лет). За последней сменой

начинается ряд асинхронного чередования датировок протолитов источников с квазипериодичностью 0.4 и 0.2 млрд лет. Байдраго-хангайский протолит возрастом 1.9–1.8 млрд лет сменяется гаргано-тункинским протолитом возрастом около 1.6 млрд лет, гаргано-тункинский протолит 1.3 млрд лет сменяется байдраго-хангайским протолитом 1.1 млрд лет и гаргано-тункинским протолитом 0.9 млрд лет. Наблюдается синхронизация источников с возрастом протолитов около 1.8 млрд лет для вулканов Метео, Сухого хр. Камар – базальтов Тарят-Чулутынского, Онгийн-Гольского и Хархоринского полей и 1.45 млрд лет для базальтов вулкана Широкого (Тункинская зона) – фонотефритов вулканов, извергавшихся рядом с голоценовым вулканом Хорго около 50 тыс. лет назад. К синхронным относятся также источники, частично модифицированные в обеих зонах в позднем кайнозое. Особое состояние мантии Хангайского континентального домена устанавливается в общей модификации компонентов его источников около 0.66 млрд лет назад (рис. 14).

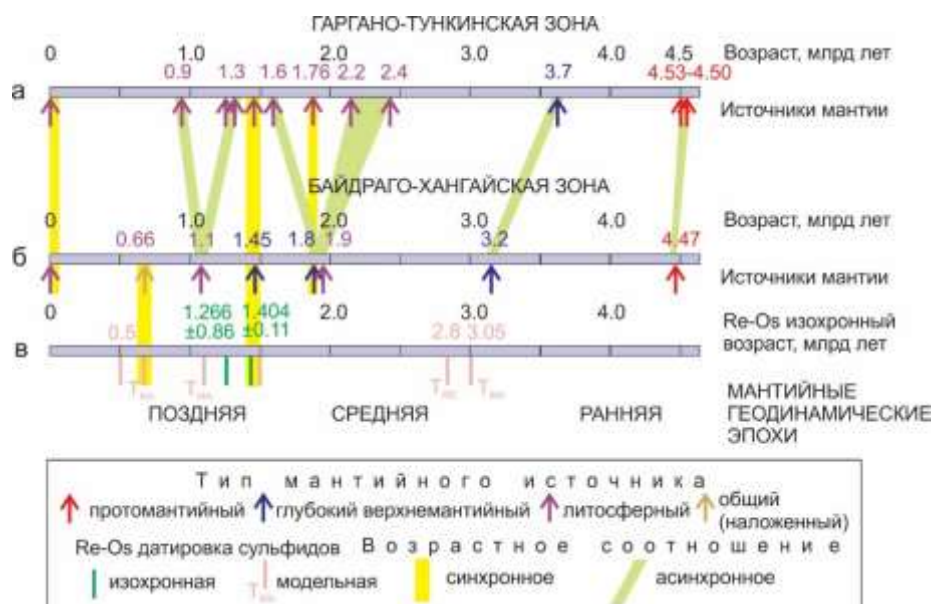


Рис. 14. Корреляция датировок источников кайнозойских вулканических пород Гаргано-Тункинской (а), Байдраго-Хангайской (б) зон микроконтинентов и офиолитов и с Re–Os датировками ксенолитов из вулканических пород (в). Для источников вулканических пород использованы данные, приведенные в настоящей работе, для ксенолитов – данные из работы (Wang et al., 2013).

Fig. 14. Correlation of datings of sources of Cenozoic volcanic rocks of the Gargano-Tunka (a), Baidrago-Khangai (b) zones of microcontinents and ophiolites and with Re–Os dating of xenoliths from volcanic rocks (c). For the sources of volcanic rocks, the data presented in this work were used, for xenoliths, the data from (Wang et al., 2013).

Сравнивая полученные датировки источников кайнозойских вулканических пород из-под Байдраго-Хангайской зоны с Re–Os датировками, полученными для сульфидов глубинных ксенолитов из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам (Чулутын-Тарятское поле) (Wang et al., 2013), можно видеть отражение в кристаллизации сульфидов в основном событий с 1.5 до 0.5 млрд лет. Начальные события этого интервала (около 1.5–1.4 млрд лет), запечатленные в изохронных и модельных (T_{MA}) датировках, сопоставляются с Pb–Pb датировками источников вулканических пород Байдраго-Хангайской зоны, синхронизированными с источниками Гаргано-Тункинской зоны (модельная Re–Os T_{RD} датировка снижается до 1.3 млрд лет). Модельный возраст TNd(DM) 1.5–1.0 млрд лет определялся для коровых ксенолитов из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам (Kovalenko et al., 2004). Воспроизводимость датировок около 1.5–1.4 млрд лет в разных изотопных системах подчеркивает общее синхронное вступление мантийных процессов в начале мезопротерозоя и их последующее развитие с перерывами на протяжении мезо-неопротерозоя.

Модельный T_{RD} возраст 3.0 млрд лет близок к возрастной оценке источников ранних

базальтов (16–15 млн лет) и плиоценовых фанотэфритов (4–3 млн лет) 3.2 млрд лет и соответствует наиболее древней датировке анортозита (см. рис. 12, 14). В связи с датированными источниками вулканических пород 1.9–1.8 млрд лет отметим также датировку TNd(DM) 2.0 млрд лет, полученную для перидотитовых ксенолитов из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля (Stosch et al., 1986).

Экзотическая датировка сульфида 4.524 млрд лет (Wang et al., 2013) получена с большой погрешностью (± 2.4 млрд лет), но, наряду с модельными Re–Os возрастными оценками, свидетельствует о том, что по крайней мере часть континентальной мантии исследуемого региона была изолирована от конвектирующей мантии с раннего докембрия. 4524 ± 2400 Ma Точки сульфидов даты 4.524 млрд лет дают низкое начальное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.108 ± 0.012 (2σ , СКВО = 2.7), что соответствует модельному возрасту T_{RD} 2.8 млрд лет. Эта оценка возраста совпадает с началом становления древних террейнов Тарбагатай-Дзобханского массива (см. рис. 12).

По Pb–Pb генеральной систематике источников вулканических пород (Rasskazov et al., 2020a), древние сульфиды 3.0–2.8 млрд лет относятся к началу средней мантийной

геодинамической эпохи эволюции Земли, тогда как более представительная группа 1.5–0.5 млрд лет – к поздней мантийной геодинамической эпохе. Отсутствие более молодых сульфидов средней мантийной геодинамической эпохи объясняется их перераспределением в конце этой эпохи (около 2 млрд лет назад) из мантии в ядро (Hart, Gaetany, 2006).

Источники кайнозойских вулканических пород южной части трансекта (Хангайской группы полей) отличаются от источников его северной (Китойско-Тункинской) и средней (Хамардабан-Джидинской) частей. Во-первых, общие компоненты базальтов северной и средней частей трансекта дают тренды обеднения и обогащения производных составов. Общий компонент базальтов южной части трансекта соответствует наиболее радиогенному начальному составу источника вязкой протомантии Хангая, принадлежащему геохроно 4.47 млрд лет (см. рис. 7). Смещение всех фигуративных точек хангайских базальтов левее геохроны свидетельствует о преобладании в источниках производных протолитов процессов обеднения. Во-вторых, базальты северной и средней частей трансекта не дают оценок времени инкубации материала источников моложе 0.9 млн лет. Точки базальтов южной части трансекта образуют отчетливый тренд от общего компонента с наклоном, соответствующим возрасту 660 млн лет.

Ильчиро-Тункинский и Баянхонгоро-Хангайский слэбы спускаются в мантию от древних блоков, соответственно, Гарганского и Байдрагского. Переход от древнего Гарганского блока к Тункинской зоне через Ильчирский офиолитовый меланж сопоставляется с переходом от древнего Байдрагского блока к Хангайской зоне через Баянхонгорский офиолитовый меланж (рис. 15). События Гарганского блока и Ильчирского офиолитового меланжа согласуются с событиями в источниках КМП вулканических пород Тункинской зоны, восходящими к раннему докембрию и завершившимися около 0.9 млрд лет назад. Полученный ряд древних мантийных датировок накладывает ограничения на участие мантийных процессов в генерации коры после 0.9 млрд лет назад. События Байдрагского блока, как одного из составляющих Тарбагатай-Дзабханского массива, и Баянхонгорского офиолитового меланжа согласуются с событиями в источниках КМП вулканических пород Хангайской группы полей, которые также по протолиту восходят к раннему докембрию, но проявляются на поверхности коры и в мантии, начиная с 3.2–3.0 млрд лет назад. Мантийные датировки источников накладывают ограничения на участие мантийных процессов в генерации коры после 0.66 млрд лет назад.

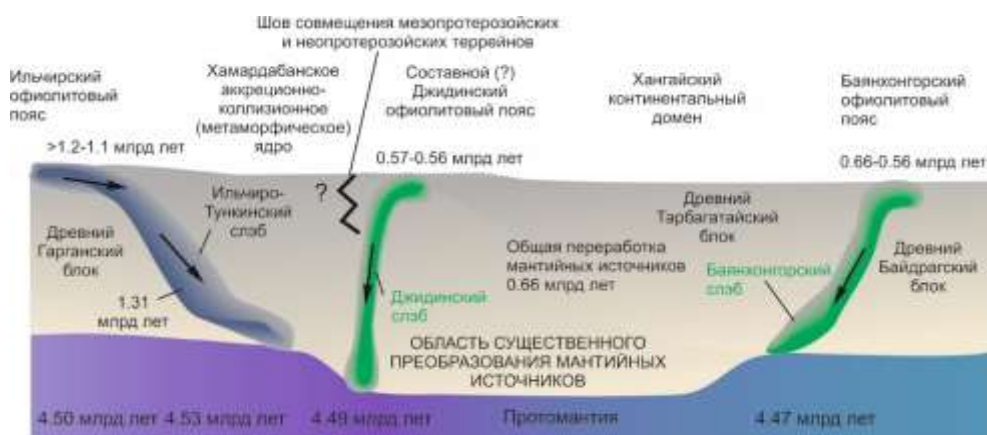


Рис. 15. Схема соотношений разновозрастных литосферных источников кайнозойских вулканических пород с древними блоками и слэбами, субдуцирующими от офиолитовых поясов вдоль Китойско-Байдрагского трансекта. Джидино-Тункинский и Джидино-Хангайский слэбы показаны штриховыми линиями предположительно.

Fig. 15. Scheme of relationships between lithospheric sources of Cenozoic volcanic rocks of different ages with ancient blocks and slabs subducting from ophiolite belts along the Kitoy-Baidrag transect. The Dzhidino-Tunka and Dzhida-Khangai slabs are presumably shown by dashed lines.

Отчетливый тренд источников всей совокупности вулканических пород Хангайской

группы полей, соответствующий приближительной $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ оценке возраста около 660

млн лет, несколько превышает имеющиеся датировки офиолитов Джидинского террейна и Баянхонгорской зоны (до 560 млн лет), но сопоставляется с начальными датировками баянхонгорских офиолитов (700–600 млн лет) и пиком Re–Os модельных датировок (см. рис. 146,в). Следовательно, Pb–Pb изотопные отношения всей совокупности хангайских мантийных источников были модифицированы около 660 млн лет назад перед запуском (или во время запуска) субдукции слэба Баянхонгорской зоны от Байдрагского континентального блока.

Значение Pb-изотопных данных источников кайнозойских вулканических пород Китойско-Байдрагского трансекта для понимания характера эволюции территории в ходе общей геологической эволюции Земли

Клод Аллегро (Allégre, 1997, 2002) предполагал, что в течение большей части геологической истории (в докембрии) в мантии существовал режим с двумя отдельными слоями конвекции (нижне- и верхнемантийной), который сменился в фанерозое современным режимом с двумя типами поведения слэбов – задерживающихся в переходном слое мантии на глубине 660 км и проникающих в нижнюю мантию. В разработке гипотезы о скорости генерации и роста континентальной коры в процессе эволюции Земли привлекалась гистограмма датировок гранитоидов, составляющих главный максимум в фанерозое. Считалось, что кора интенсивно перерабатывалась после 3.2 млрд лет назад с относительным снижением степени ее преобразования в фанерозое (Hawkesworth et al., 2019).

На примере данных, полученных для источников позднекайнозойских базальтов Байкало-Монгольского региона, мы также видим смену роли мантии в процессах образования коры от позднего докембрия к фанерозою. В источниках позднекайнозойских базальтов выстраивается эволюция Земли по смене объема тектоносферы, который оценивается вовлекавшимися в преобразования слоями мантии и коры. После отвердевания гадейского магматического океана в интервале 4.54–4.44 млрд лет назад, запечатленного компонентами протомантии LOMU и ELMU (Rasskazov et al., 2020a), за счет

протомантийного материала сформировались две внешние оболочки Земли: оболочка переработанной мантии и оболочка коромантийного перехода (КМП). В конце докембрия (около 0.66 млрд лет назад) тектоносфера вошла в аномальный режим общего преобразования компонентов источников. В дальнейшем мантия стабилизировалась, поскольку датировки протолитов источников позднего докембрия и раннего-среднего фанерозоя отсутствуют. Между тем, в верхней части коры в это время запечатлены многочисленные магматические тела разного состава. Следовательно, коровые компоненты генерировались из мантии в докембрии, а после аномального преобразования компонентов источников (около 0.66 млрд лет назад) докембрийский коровый материал перерабатывался без добавления нового мантийного материала (см. например, последовательную смену коровых источников в палеозое юго-восточной части Восточного Саяна (Рассказов и др., 2013а). На новейшем геодинамическом этапе (в последние 90 млн лет) расплавленные аномалии вновь генерировались в трехуровневой тектоносфере (рис. 16).

Заключение

Мы представили результаты Pb-изотопной генеральной систематики источников кайнозойских вулканических пород вдоль Китойско-Байдрагского трансекта с датированием реститового материала источников КМП и на этой основе провели анализ мезопротерозойских и неопротерозойских событий, связанных со становлением древних континентальных блоков и офиолитовых поясов, обнаженных на земной поверхности.

В юго-восточной части Восточного Саяна мы определили геологическое значение Гарганского континентального блока, имеющего гадейский протолит (возраст 4.50–4.31 млрд лет) и Pb-изотопные метки: 1) архейского события преобразования источника (возраст 3.72 млрд лет), 2) существенных палеопротерозойских рудообразующих событий (возраст 2.4–2.2 млрд лет), которые продолжались до середины мезопротерозоя (возраст 1.45 млрд лет), и 3) неопротерозойского события преобразования источника (возраст 0.9–0.8 млрд лет).

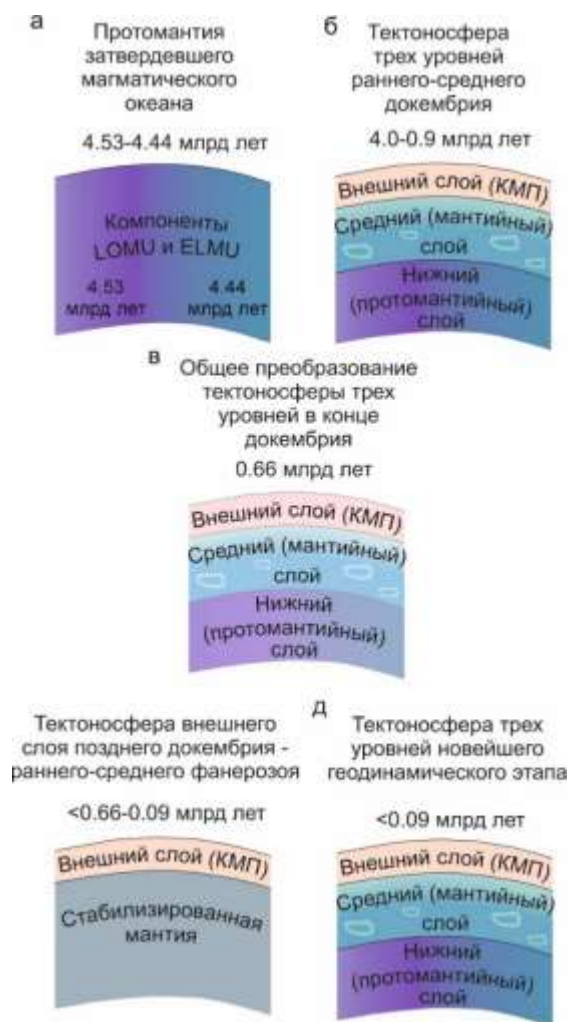


Рис. 16. Смена объемов тектоносферы (вовлекавшей в преобразования мантии и коры) в источниках позднекайнозойских базальтов Байкало-Монгольского.

а – первичная гетерогенность мантии Земли, образовавшаяся в ходе затвердевания гадейского магматического океана, *б* – преобладающая в истории Земли трехуровневая тектоносфера, *в* – общее аномальное преобразование слоев тектоносферы, *г* – ограниченное преобразование внешнего слоя Земли при стабильной нижележащей мантии, *д* – новейшая трехуровневая тектоносфера.

Fig. 16. Change in the volumes of the tectonosphere (involved in the transformation of the mantle and crust) in the sources of the Late Cenozoic basalts of the Baikal-Mongolian.

a – primary heterogeneity of the Earth’s mantle formed during the solidification of the Hadean magmatic ocean, *b* – the three-level tectonosphere prevailing in the Earth’s history, *v* – general anomalous transformation of the layers of the tectonosphere, *z* – limited transformation of the

Earth’s outer layer with a stable underlying mantle, *d* – the latest three-level tectonosphere.

Рассматривая тектонические соотношения Гарганского блока и Ильчирского офиолитового пояса с источниками кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны, мы обозначили Ильчиро-Тункинское крыло Хамардабанского аккреционно-коллизийного ядра орогена, отделенного мезопротерозойским реститовым слэбом (возраст 1.3–1.2 млрд лет). В источниках КМП Тункинской зоны мы определили реститовый материал с общим компонентом гадейского протолита (возраст 4.53 млрд лет) и производные от него источники (возраст 2.44, 2.22 млрд лет, 1.76, 1.63, 1.43, 1.31 и 0.9 млрд лет).

Мы выявили резкую смену источников кайнозойских вулканических пород от Тункинской зоны к Хамардабанскому (метаморфическому) и Джидинскому (палеоостроводужному) террейнам. Докембрийские источники Тункинской зоны протомантии 4.53 млрд лет с аномалией DUPAL северного края Хамардабанского террейна сменяются позднекайнозойскими источниками протомантии возрастом 4.49 млрд лет без аномалии DUPAL ее южного края и Джидинского островодужного террейна. Мы связали эту смену с образованием структуры Хамардабанского аккреционно-коллизийного ядра, вовлеченного в новейшее поднятие хр. Хамар-Дабан.

Мы сопоставили возрастные характеристики протолитов источников кайнозойских вулканических пород Хангайской группы полей с датировками пород Тарбагатай-Дзабханского массива и офиолитов Баянхоногорской зоны и показали общую согласованность полученных датировок протолитов источников, производных протомантии возрастом 4.47 млрд лет, с событиями, запечатленными в структурах земной поверхности, получивших развитие до 0.9 млрд лет назад с общей переработкой протолитов источников около 0.66 млрд лет назад.

Мы провели анализ полученных данных для северной и южной частей трансекта в сопоставлении с Re–Os датировками мантийных ксенолитов и пришли к выводу о становлении мантии территории в начале ранней геодинамической эпохи, на рубеже ранней и

поздней эпох, в среднюю геодинамическую эпоху и на ее рубеже с поздней эпохой.

Наконец, мы показали значение Rb-изотопных данных источников кайнозойских вулканических пород Китайско-Байдрагского трансекта для понимания характера эволюции территории в ходе общей геологической эволюции Земли. Объем тектоносферы (вовлекавшейся в преобразования мантии и коры) менялся с течением времени. В ранней Земле образовалась первичная гетерогенность мантии в ходе затвердевания гадейского магматического океана. В ходе эволюции Земли преобладала трехуровневая тектоносфера (протомантии, преобразованной мантии и КМП), но около 0.66 млрд лет назад эти слои испытали общее аномальное преобразование, за которым установился режим ограниченного преобразования внешнего слоя Земли (КМП) при стабилизации нижежащей мантии. Этот режим был нарушен на новейшем геодинамическом этапе с возобновлением развития глубинных процессов на трех уровнях тектоносферы.

Благодарности

В аналитических работах использовался прибор MC-ICP-MS Neptune Plus Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН).

Литература

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021а. Т. 21, № 4. С. 517–545.

Аило Ю., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Находка Fe–Si включений в глубинных нодулях из трахибазальтов вулкана Карьерный (Тункинская долина Байкальской рифтовой системы) и ее значение для понимания происхождения железистых кварцитов события Великого Окисления // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября. Иркутск: ИГХ СО РАН и ИЗК СО РАН. 2021б. С. 18–23.

Анисимова И.В., Козаков И.К., Ярмолук В.В. и др. Анортозиты докембрийских террейнов

ЦАСП – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Центральной Монголии) // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 1. С. 80–86.

Беличенко В.Г. Палеотектоническое районирование палеозоид юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугуля // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 11–20.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.

Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры монголо-забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm–Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 1–47. doi:10.5800/GT-2021-12-1-0510

Гордиенко И., Гороховский Д., Елбаев А., Баянова Т. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Доклады АН. 2015. Т. 463, № 5. С. 576–576.

Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 127 с.

Елбаев А., Гордиенко И., Баянова Т., Гороховский Д., Орсов Д., Бадмацыренова Р., Зарубина О. U–Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады академии наук. 2018. Т. 478, № 4. С. 452–455.

Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве. // Мат-лы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: Недра. 1971. С. 67–73. (Тр. НИИ «Зарубежгеология», вып. 22).

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm–Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 3. С. 1280–1293.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палео-Азиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Доклады АН. 2005. Т. 404, № 2. С. 229–234.

Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическое положение, возраст // Петрология. 2020. Т. 28, № 2. С. 139–149. DOI: 10.31857/S0869590320020041

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.

Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента ЦАСПа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25, № 5. С. 3–16.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3–24.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3. С. 207–231.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палие И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.

Парфенов Л.М. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 7–41.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской

рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 54–61.

Рассказов С.В., Меньшагин Ю.В., Ясныгина Т.А., Ильясова А.М., Саранина Е.В., Скопинцев В.Г. Хушагольский полихронный массив: гетерогенность источников палеозойских щелочных сиенитов и гранитов в Восточном Саяне, Юг Сибири // Литосфера. 2013а. № 4. С. 88–109.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Аг–Аг и К–Аг датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 3–15.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Логачев Н.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Брандт С.Б. Мантийная аномалия DUPAL Тувино-Монгольского массива и ее палеогеодинамическое значение // Доклады АН. 2002. Т. 382, № 1. С. 110–114.

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

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013б. Т. 4, № 2. С. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова Л.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в эволюции Ранних каледонид Баян-Хонгорской зоны Центральной Азии: геологические и геохронологические исследования Хан-Улинского габброидного плутона // Доклады АН. 2010. Т. 433, № 2. С. 237–243.

Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян

(изотопно-геохронологические данные) // Доклады РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 776–780.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.

Allégre C. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 150. P. 1–6.

Allégre C.J. The evolution of mantle mixing // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. V. 360. P. 2411–2431. Doi: 10.1098/rsta.2002.1075

Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Fedorova N.M., Meert J.G. Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // *Gondwana Research*. 2016. V. 40. P. 124–141.

Bindeman I.N., Bekker A., Zakharov D.O. Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 437. P. 101–113.

Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 200–227.

Demoux D., Kröner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Michael T.D.W. Geochronological constraints on Cambrian accretion-related magmatism in central Mongolia: evidence from the Bayankhongor and Baydrag terrains // *Journal of Geology*. 2009. V. 117. P. 377–397.

Doe B.R. Lead isotopes. Springer-Verlag, Berlin, 1970. 137 p.

Eguchi J., Seales J., Dasgupta R. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon // *Nature Geoscience*. 2020. V. 13. P. 71–76.

Gao R., Hou H., Cai X., Knapp J.H., He R., Liu J., Xiong X., Guan Y., Li W., Zeng L., Roecker S.W. Fine crustal structure beneath the junction of the southwest Tian Shan and Tarim Basin, NW China //

Comparative evolution of past and present accretionary orogens: Central Asia and the circum-Pacific / R. Hall, B.-M. Jahn, J. Wakabayashi, W. Xiao (eds.). Lithosphere GSA Data Repository Item 2013224. Geological Society of America, 2013. doi: 10.1130/L248.1

Gibsher A.S., Khain E.V., Kotov A.B., Salnikova E.V., Kozakov I.K., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Fedorenko A.M. Late Vendian age of the Han-Taishiri ophiolite complex in western Mongolia // *Russ. Geol. Geophys.* 2001. V. 42. P. 1110–1117.

Jian P., Kröner A., Jahn B.M., Windley B. F., Shi Y., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 133. P. 62–93.

Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Miao L., Tojurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // *Precambrian Research*. 2010. V. 177. P. 162–180.

Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. Cambridge: PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 440 p.

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

Hawkesworth C., Cawood P.A., Dhuime B. Rates of generation and growth of the continental crust // *Geoscience Frontiers*. 2019. V. 10. P. 165–173. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.004>

Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Pukhtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm–Nd isotope and trace element data // *Geophysical Research Letters*. 1991. V. 18. P. 1301–1304.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 311–325.

Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia.

// *Geosci. Front.* 2017. V. 8. P. 721–731. doi:10.1016/j.gsf.2016.04.003

Kiseleva O.N., Airiyants E.V., Dmitriy K. Belyanin D.K., Zhmodik S.M., Ashchepkov I.V., Kovalev S.A. Multistage magmatism in ophiolites and associated metavolcanites of the Ulan-Sar'dag mélangé (East Sayan, Russia) // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 1077.

Kotov A.B., Kozakov I.K., Bibikova E.V. Duration of regional metamorphic episodes in areas of polycyclic endogenic processes: a U–Pb geochronological study // *Journal of Petrology*. 1995. V. 3. P. 567–575.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 605.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P., Nutman A.P., Bibikova T.I., Kirnozova T.I., Todt W., Kröner A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. Timing of the structure evolution of metamorphic rocks in the Tuva-Mongolian Massif // *Geotectonics*. 2001. V. 35. P. 165–184.

Kozakov I.K., Salnikova E.B., Khain E.V., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Yakovleva N.G., Plotkina Y.V. Early Caledonian crystalline rocks of the Lake zone, Mongolia: stages and tectonic environments as deduced from U–Pb and Sm–Nd isotopic data // *Geotectonics*. 2002. V. 36. P. 156–166.

Kusky T.M., Polat A., Windley B.F., Burke K.C., Dewey J.F., Kidd W.S.F., Maruyama S., Wang J.P., Deng H., Wang Z.S., Wang C., Fu D., Li X.W., Peng H.T. Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: a record of outward growth of Precambrian continents // *Earth Sci. Rev.* 2016. V. 162. P. 387–432. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.002>

Kuzmichev A.B. The Central Asian Fold Belt. Geology, Evolution, Tectonics and Models. / Kröner A. (Ed.). *Burntraeger Science Publisher*: Studgart, Germany, 2015. 200 p.

Kuzmichev A.B., Larionov A.N. Neoproterozoic island arcs of East Sayan: Duration of magmatism (from U–Pb zircon dating of volcanic clastics) // *Russ. Geol. Geophys.* 2013. V. 54. P. 34–43.

Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E., Liu D.Y., Wan Y.S. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic

island-arc system in Central Asia // *Precambrian Res.* 2005. V. 138. P. 125–150.

Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Jessica Yff, Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*. 2010. V. 485, P. 306–320.

Li Z.W., Roecker S., Li Z.H., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin V. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination // *Tectonophysics*. 2009. V. 477 (1-2). P. 49–57.

Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / *CNEAS Monograph Series No. 21*. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020a. V. 10, No. 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739

Rasskazov S., Sun Y.-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // *Minerals*. 2020b. V. 10, No. 9. P. 319. doi:10.3390/min10040319

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, No. 5. P. 487.

Sal'nikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U–Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia // *Gondwana Research*. 1998. V. 1. P. 195–205.

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, M. Harrison. Cambridge: Cambridge University Press. 1996. V. 21. P. 486–640.

Stosch H.-G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression,

Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. V. 50. P. 2601–2614.

Tseden T., Murao S., Dorjgotov D. Introduction to geology of Mongolia // *Bulletin of the Geol. Survey of Japan*. 1992. V. 43, No. 12. P. 735–744.

Wang K-L., O'Reilly S.Y., Kovach V., Griffin W.L., Pearson N.J., Yarmolyuk V., Kuzmin M.I., Chieh C-J., Shellnutt J.G., Iizuka Y. Microcontinents among the accretionary complexes of the Central Asia Orogenic Belt: In situ Re–Os evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 37–50. doi:10.1016/j.jseaes.2011.09.016

Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth Science Reviews*. 2012. doi:10.1016/j.earscirev.2012.04.001

Windley B.F. Alexeiev D., Xiao Wenjiao et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian

Orogenic Belt // *J. the Geological Society, London*. 2007. V. 164. P. 31–47.

Windley B.F., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // *Precambrian Research*. 2021. V. 352. P. 105980

Yokota K., Kanzaki Y., Murakami T. Weathering model for the quantification of atmospheric oxygen evolution during the Paleoproterozoic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 117. P. 332–347.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Ruzhentsev S.V., Dergunov A.B., Filippova I.B., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Bayasgalan Ts., Biambaa Ch., Khosbayaar P. The South Siberia–Central Mongolia transect // *Tectonophysics*. 1993. V. 225. P. 361–378.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геол. 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.

Расказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геол. 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.*

Саранина Елена Владимировна,
*кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,
тел.: (3952) 51–16–59,
Saranina Elena Vladimirovna,
*candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
tel.: (3952) 51–16–59.**

Соотношения петрологического коро-мантийного перехода и сейсмического раздела Мохо под гранулитовыми террейнами: признаки преобразований корневой части Восточно-Тункинского блока в глубинных нодулях из позднекайнозойских вулканических пород

С.В. Рассказов^{1,2}, Ю. Аило^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹

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

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³ Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор, Сирия

Аннотация. Под гранулитовыми террейнами кратонных и внекратонных областей по составу гранатсодержащих и безгранатовых ассоциаций глубинных нодулей, вынесенных на поверхность кайнозойскими и более древними (фанерозойскими) магматическими расплавами реконструируются петрологические зоны коро-мантийного перехода (ПЗКМП). Современные скоростные разделы Мохо лишь частично совпадают с петрологическими оценками смены пород кислого-основного состава (принадлежащих континентальной коре) породами преимущественно ультраосновного состава (образующими континентальную мантийную литосферу) и часто находятся значительно глубже ПЗКМП. Глубинное положение таких зон с течением времени меняется. Для безгранатовой ассоциации глубинных нодулей, вынесенных базальтовыми расплавами около 13 млн лет назад из корневой части гранулитового террейна, обнажающегося в восточной части Тункинской долины, получено два РТ тренда, один из которых соответствует высокой (до 120 мВт/м²) рифтовой кондуктивной геотерме, другой пересекает низкие кондуктивные геотермы (опускается ниже геотермы 60 мВт/м²). ПЗКМП имеет температуры приблизительно на 200 °С ниже, чем ПЗКМП гранулитовых террейнов Восточной Австралии, Китая и Шпицбергена. Глубинные нодули характеризуют развитие горячей транстенсии под рифтовой долиной в холодной корневой части Восточно-Тункинского блока с накоплением и разрядкой упругих напряжений, сопровождавшихся существенными синкинематическими (метасоматическими и магматическими) процессами во временном интервале 18–12 млн лет назад. Транстенсия сменялась транспрессией коры с инверсионным поднятием территории и вероятным относительным увеличением глубины раздела Мохо, определенным по скоростям Р- и S-волн для современной коры и литосферной части мантии.

Ключевые слова: транстенсия, транспрессия, ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb датирование, вулканические породы, офиолиты, гадей, архей, протерозой, кайнозой.

Relationship between petrological core-mantle transition and the seismic Moho discontinuity below granulite terranes: evidence on transformation of a root part beneath the Eastern Tunka block in deep-seated nodules from late cenozoic volcanic rocks

Rasskazov S.V.^{1,2}, Ailow Yu.^{1,3}, Chuvashova I.S.^{1,2}, Yasnygina T.A.¹

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

²Irkutsk State University, Irkutsk

³Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

Abstract. From compositions of garnet-bearing and garnet-free assemblages of deep-seated nodules brought to a surface by Cenozoic and older (Phanerozoic) magmatic melts, petrological zones of crust-mantle transition (PZCMT) are defined under granulite terranes of craton and non-craton regions. Present-

day Moho discontinuities only partially coincide with petrological estimates of a change from felsic-basic rocks (that belong to the continental crust) by predominantly ultramafic rocks (that represent the continental mantle lithosphere) and often lie much deeper than the PZCMT. Depths of such zones change over time. For a garnet-free assemblage of deep-seated nodules ejected by basaltic melts about 13 Ma ago from the root of a granulite terrane exposed in the eastern part of the Tunka Valley, two PT trends were obtained, one of which corresponds to a high (up to 120 mW/m²) rift conductive geotherm, another one crosses low conductive geotherms (drops below 60 mW/m² one). The PZCMT shows here a temperature approximately 200°C lower than the PZCMT of granulite terranes in Eastern Australia, China, and Svalbard. Deep-seated nodules characterize the development of hot transtension under the rift valley in the cold root part of the East Tunka block with the accumulation and release of elastic stresses accompanied by significant synkinematic (metasomatic and magmatic) processes in the time interval 18–12 Ma ago. The transtension was followed by a crustal transpression with inversional uplift of an area and a probable relative increase in the depth of the Moho discontinuity, determined from the both P- and S-wave velocities for the modern crust and lithospheric part of the mantle.

Keywords: *transtension, transpression, ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb dating, volcanic rocks, ophiolites, Hadean, Archaean, Proterozoic, Cenozoic.*

Введение

Представления о строении и составе континентальной коры крайне важны для понимания ее становления и эволюции и, в конечном счете, для понимания характера соотношений между верхними континентальными слоями Земли, образовавшимися в геологическом прошлом. Термин «континентальная кора» изначально имел геофизический смысл верхнего слоя литосферы, ограниченного снизу сейсмическим разделом Мохоровичича (Мохо). На этом разделе был обнаружен скачок скорости продольных сейсмических волн (V_p) от 6.7–7.6 до 7.9–8.2 км/с и поперечных сейсмических волн (V_s) от 3.6–4.2 до 4.4–4.7 км/с. Развитие геологии привело к параллельному использованию терминов «континентальная кора» и «континентальная мантия». Этими терминами петрологи обозначали, соответственно, предполагаемые слои менее плотных пород основного-кислого состава и более плотных пород ультраосновного состава. Закономерно возник вопрос о том, насколько определения петрологических зон коро-мантийного перехода (ПЗКМП) соответствуют определениям геофизических разделов Мохо. Для решения этого вопроса определялся переход от слоя пород земной коры кислого-основного состава к породам преимущественно ультраосновного состава литосферной части мантии посредством изучения состава и РТ параметров нодулей, вынесенных из глубинных частей литосферы щелочными базальтами и базальтоидами

(Rudnick, Fountain, 1995; Taylor, McLennan, 1985; O'Reilly, Griffin, 1985, 2013).

Парадокс возникшей ситуации заключался в том, что внешний слой литосферы, обозначенный с геофизической точки зрения как коровый, стал рассматриваться петрологами не только как слой коровых пород, но и как слой, включающий породы мантии. На земной поверхности гранулиты и другие породы кислого-основного состава нередко сочетаются с телами ультраосновного состава. В качестве примеров служат зоны Ивреа-Вербано (ИВЗ, Италия), Бетикских Кордильер (Южная Испания и Северная Африка) и хребта Масгрейв (Центральная Австралия). С геофизической точки зрения (относительно раздела Мохо) такие ассоциации пород занимают коровые глубины (Fountain, Christensen, 1989).

При определении границы Мохо по смене скоростей сейсмических волн использовалось понятие коро-мантийной границы (crust–mantle boundary) с аббревиатурой СМВ (O'Reilly, Griffin, 1985, 2013), которая параллельно широко применялась также для обозначения границы ядро–мантия (core–mantle boundary) (Maruyama et al., 2007; Rubie et al., 2007; и др.). Для того, чтобы исключить двусмысленность аббревиатуры СМВ, смена пород коры породами литосферной части мантии характеризуется как коро-мантийный переход (КМП) (crust–mantle transition, CMT) (Musacchio et al., 1998; Berger et al., 2007; Ras-skazov et al., 2021).

Первое определение состава континентальной коры Ф.У. Кларком в 1889 г. было дополнено новыми определениями ее состава

в работах первой половины 20-го столетия. Во второй половине 20-го столетия и в 21-м столетии петрологические определения состава коры по петрогенным оксидам и малым элементам сопровождались использованием геофизических данных (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Fountain, 1995; Rudnick, Gao, 2003; и др.). Выявились многообразие разрезов коро-мантийных переходов (КМП) в геофизических и петрологических вариантах (Griffin, O'Reilly, 1986).

Валовый состав коры принимался разными авторами как диоритовый (интервал SiO_2 57–62 мас.%). Состав нижней континентальной коры получался вычитанием компонентов верхней коры из ее валового состава. Типичная кора складчатых областей рассматривалась как состоящая из верхнего слоя (65.9 мас.% SiO_2 , глинистые сланцы или метапеллиты) и нижнего слоя (54.4 мас.% SiO_2 , гранулиты) (Taylor, McLennan, 2009). Различался также слой средней коры (60.6 мас.% SiO_2 , породы преимущественно амфиболитового состава) (Rudnick, Fountain, 1995). На региональном примере территории Китая средняя континентальная кора характеризовалась породами амфиболитовой фации с содержанием SiO_2 62–69 мас.%, а нижняя континентальная кора восточного Китая – средним составом, хотя глобальная нижняя континентальная кора должна иметь основной состав. Предполагалось, что восточно-китайская нижнекоревая аномалия образовалась в результате отслоения нижней коры от подстилающей литосферной мантии, утраты архейского киля и проявления больших объемов мезозойского внутриплитного магматизма в Северо-Китайском кратоне (Gao, 2010).

Стандартный набор слоев континентальной коры КМП складчатых областей явно нарушается в гранулитовых террейнах, в которых на земную поверхность выходят блоки, соответствующие по РТ параметрам ее нижней части. Гранулиты обнажаются во многих районах мира и с поверхности обычно не несут какой-либо информации о характере строения ПЗКМП. В настоящей работе приводится обзор строения ПЗКМП гранулитовых террейнов разных районов мира по ассоциациям глубинных нодулей из кайнозойских вулканических пород в сопоставлении с глубинным положением границ Мохо. Особое внимание уделяется анализу становления ПЗКМП под гранулитовым террейном в восточной части Тункинской долины Байкальской рифтовой системы (под Восточно-Тункинским блоком).

Методические подходы к изучению ПЗКМП гранулитовых террейнов

Принципы построения разрезов ПЗКМП демонстрировались в работах (O'Reilly, Griffin, 1985, 2013). Для гранулитовых террейнов был выбран наиболее показательный разрез коры и подстилающей литосферной мантии, составленный по широкому спектру глубинных нодулей из четвертичных вулканических пород района Булленмерри в Юго-Восточной Австралии. При сопоставлении с полученным петрологическим эталонным разрезом КМП учитывалось глубинное положение современного сейсмического раздела Мохо. Высокая геотерма, построенная по глубинным ксенолитам из вулканических пород этой территории, была принята как эталонная для сопоставлений с геотермами корневых частей гранулитовых террейнов других регионов мира.

Граница Мохо и ПЗКМП под гранулитовыми террейнами в Восточной Австралии

Под районом Булленмерри в верхней коре находятся мафические гранулиты, а в средней и нижней коре – гранулиты в сочетании с шпинелевыми и амфиболовыми лерцолитами и пироксенитами. При переходе к мантии, сложенной гранатовыми перидотитами, появляются эклогиты (O'Reilly, Griffin, 1985, 2013). Скачок сейсмической скорости при переходе от коры к мантии связывался с появлением на границе Мохо плотной минеральной фазы – граната, поскольку другие породообразующие магнезиальные минералы (форстерит, энстатит, диопсид) имеют низкую плотность и не обеспечивают возрастание скорости. По скоростным характеристикам породы, сложенные этими минералами, входят в состав коры в ассоциации с гранулитами и пироксенитами (рис. 1).

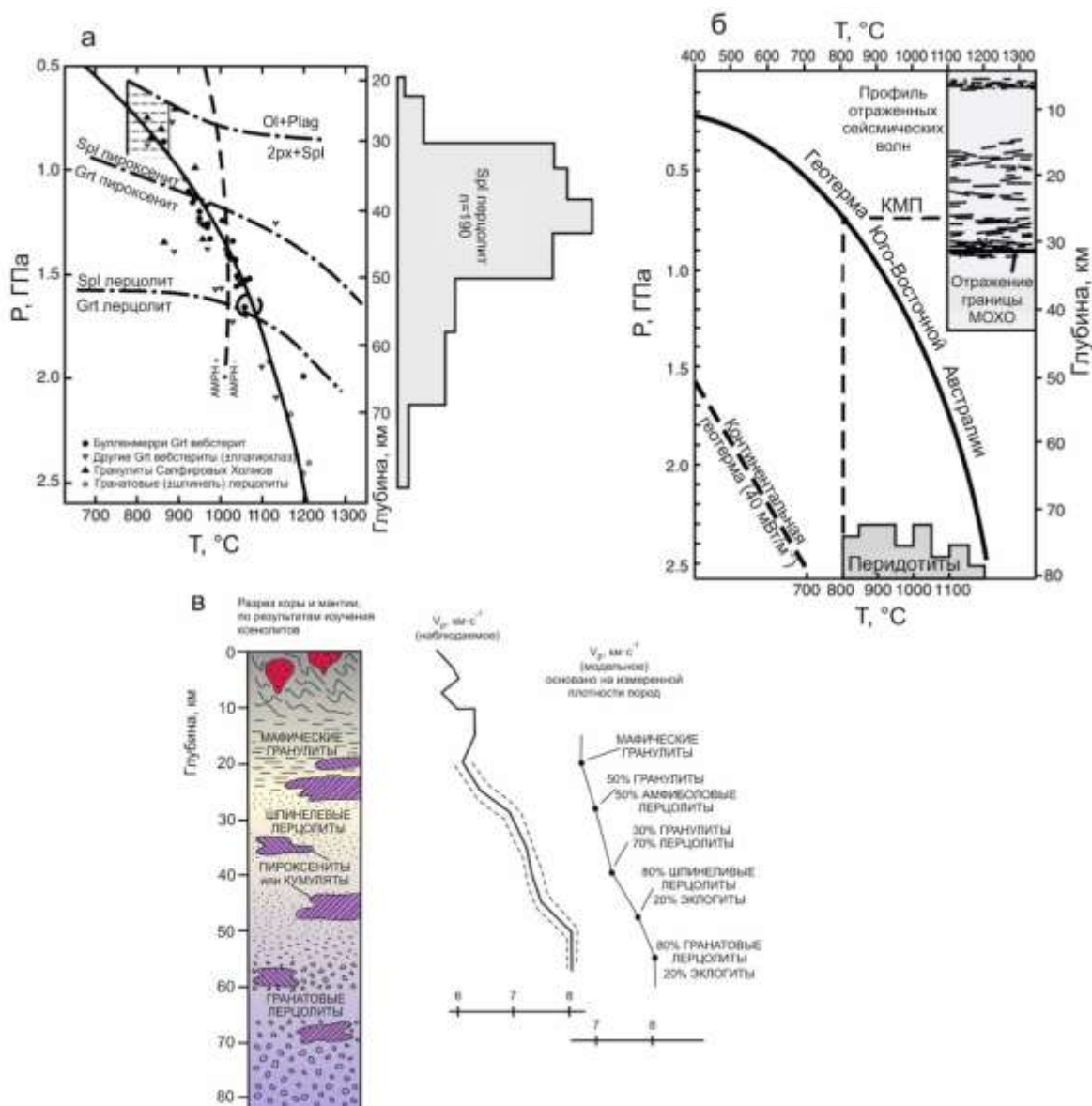


Рис. 1. Интерпретация сейсмических данных, состава и плотности глубинных ксенолитов из базальтов Юго-Восточной Австралии с построением эталонного разреза КМП (по материалам (O’Reilly, Grffin, 1985, 2013) с упрощениями). *a* – геотерма, полученная по гранат-двопироксеновым глубинным ксенолитам из щелочных базальтов Восточной Австралии. Геотерма определяется относительно полей комплексов ключевых фаз перидотитов и пироксенитов (Herzberg, 1978). Гистограмма показывает распределение оценок температур для глубинных ксенолитов шпинелевых лерцолитов. Проецирование этих температур на эмпирическую геотерму свидетельствует об отторжении большинства глубинных ксенолитов с глубины 30–60 км. Из этого следует, что пироксениты, использованные для РТ оценок, в основном характеризуют мантию, представляя собой второстепенные типы пород в зоне перидотитов, особенно многочисленные на глубине 35–55 км; *б* – распределение перидотитов под местонахождением Булленмерри Юго-Восточной Австралии по сравнению с профилем сейсмических отражений по всей восточной части континента (Finlayson et al., 1993). Граница кора–мантия определяется самыми низкими оценками температуры/глубины преобладающих перидотитовых глубинных ксенолитов. Эти оценки соответствуют середине пакета отражений Мохо; *в* – корово-мантийная стратиграфия под местонахождением Булленмерри, реконструированная по глубинным ксенолитам, в сравнении с профилем сейсмической скорости (Finlayson et al., 1979). Из панели *в* удален некорректный график первоначально рассчитанной скорости V_p в зоне КМП (O’Reilly, Grffin, 1985).

Fig. 1. Interpretation of seismic data, composition, and density of deep-seated xenoliths from basalts of Southeast Australia with the construction of a reference section of the CMT (simplified after O'Reilly and Griffin (1985, 2013)). *a* – geotherm obtained from deep-seated garnet-two-pyroxene xenoliths from alkaline basalts of Eastern Australia. The geotherm is determined relative to the fields of complexes of key phases of peridotites and pyroxenites (Herzberg, 1978). Histogram shows the distribution of temperature estimates for deep-seated xenoliths of spinel lherzolites. Projection of these temperatures onto the empirical geotherm indicates that the majority of deep-seated xenoliths were rejected from a depth of 30–60 km. So, pyroxenites used for PT estimates mainly characterize the mantle, representing minor rock types in the peridotite zone, especially numerous at a depth of 35–55 km; *b* – distribution of peridotites under the Bullenmerry locality in Southeast Australia as compared to the seismic reflection profile across the entire eastern part of the continent (Finlayson et al., 1993). The crust–mantle boundary is defined by the lowest temperature/depth estimates of the predominant peridotite deep-seated xenoliths. These estimates correspond to the middle of the Moho reflection packet; *c* – crust–mantle stratigraphy under the Bullenmerry locality, defined from deep-seated xenoliths, compared with the seismic velocity profile (Finlayson et al., 1979). The incorrect graph of the originally calculated velocity V_p in the CMT zone has been removed from the figure (O'Reilly, Griffin, 1985).

Глубинные ксенолиты дают отчетливо выраженную петрологическую границу коры и мантии примерно на глубине 25 км, в то время как по сейсмическим данным раздел Мохо определяется на глубине около 50 км (Finlayson et al., 1979). Главная особенность КМП района Булленмерри заключается в совпадении сейсмически определенного раздела Мохо с фазовым переходом от шпинелевого перидотита к гранатовому перидотиту на глубине 55–60 км (в условиях высокой геотермы) и проявление петрологической смены коровой характеристики доминирующих пород кислого-основного состава мантийной характеристикой доминирующих перидотитов значительно ниже раздела Мохо.

В Северо-Восточном Квинсленде Австралии по гранат-гранулитовым и гранат-пироксенитовым глубинным ксенолитам из комплекса третичных щелочных базальтов определяется геотерма, идентичная геотерме местонахождения Булленмерри (Griffin et al., 1987). В ассоциации глубинных ксенолитов находятся двупироксеновые гранулиты и шпинелевые лерцолиты. Гранулиты распространяются на глубину до 30 км. Глубже доминируют шпинелевые лерцолиты с жилами гранатовых пироксенитов (рис. 2).

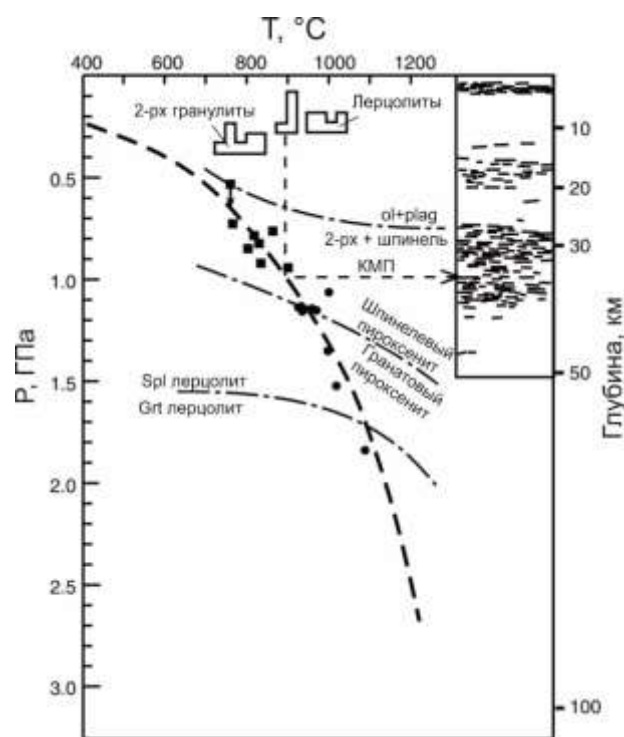


Рис. 2. Геотерма глубинных ксенолитов из щелочных базальтов северо-восточного Квинсленда (Австралия) с гистограммами температур ксенолитов двупироксеновых гранулитов (глубокая кора) и шпинелевых лерцолитов (петрологическая верхняя мантия) (Griffin et al., 1987). Проекция этих температур на геотерму показывает, что граница коры и мантии находится в пределах мощного пакета сейсмических отражающих площадок в глубинном интервале 27–40 км.

Fig. 2. Geotherm of deep-seated xenoliths from alkaline basalts of northeast Queensland (Australia) with temperature histograms of xenoliths of two-pyroxene granulites (deep crust) and spinel lherzolites (petrological upper mantle) (Griffin et al., 1987). The projection of these temperatures onto the geotherm shows that the boundary between the crust and mantle is located within a thick package of seismic reflecting planes in the depth interval of 27–40 km.

Граница Мохо и ПЗКМП под Северо-Китайским кратоном и юго-западным побережьем Китая

Для изучения ПЗКМП Северо-Китайского кратона использовались глубинные ксенолиты из магматических пород всего палеозоя. В местонахождении ксенолитов Фуксиан из магматических пород раннего палеозоя (восточный край кратона, п-ов Датунь) определены метагаббро и гранатовые пироксениты неогархей (2.7–2.5 млрд лет), переработанные в палеопротерозое (около 1.85 млрд лет назад). В более молодых фанерозойских магматических телах установлены глубинные ксенолиты гранулитов, эклогитов, гнейсов и амфиболитов такого же возраста и более широкого возрастного спектра, среди которых различались комплексы аккрецированной коры и переработанной нижней коры (табл. 1, рис. 3).

В поле развития гранулитов северной окраины Северо-Китайского кратона находится район Ханнуобы. В щелочных базальтах возрастного интервала 22–10 млн лет этого района распространены глубинные ксенолиты мантийного и корового происхождения. По скачку сейсмической скорости V_p граница Мохо определяется здесь на глубине около 40 км. Для корреляций с ПЗКМП района Ханнуобы использовались глубинные ксенолиты из пород четвертичного вулкана Нушан, расположенного на юго-восточном краю кратона, которые обозначили высокую геотерму, подобную геотерме Восточной Австралии. В этих построениях, имевших предварительный характер, скоростная граница Мохо соответствовала основанию 10-километровой зоны (глубина 35–45 км) смешанных гранулитов, пироксенитов и лерцолитов (рис. 4а). Предполагалось подслаивание (андерплэитинг) поднимающихся

магматических расплавов основного состава под ранее существовавшую кору с увеличением ее мощности и, как следствие, понижение границы докайнозойской коры и мантии до ее современного уровня (около 40 км) (рис. 4б) (Chen et al., 2001; Zheng et al., 2009; O’Reilly, Griffin, 2013).

Таблица 1. Разновидности пород глубинных ксенолитов из магматических тел фанерозоя Северо-Китайского кратона (Zheng, 2021)

Table 1. Rock varieties of deep-seated xenoliths from Phanerozoic igneous bodies of the North China Craton (Zheng, 2021)

Район (время извержения)	Типы пород в ксенолитах
Кайнозой	
Нушан (~2 млн лет)	Кислые/средние/основные гранулиты
Ханнуоба (~4 млн лет)	Пироксениты, кислые/средние/основные гранулиты
Мезозой	
Жунан (~67 млн лет)	Основные гранулиты
Кяндао (~87 млн лет)	Основные гранулиты
Сихуэй (~130 млн лет)	Гранулиты, эклогиты, гнейсы, амфиболиты
Синьянь (~180 млн лет)	Пироксениты, кислые/средние/основные гранулиты, метагаббро, эклогиты
Палеозой	
Фуксиан (~480 млн лет)	Метагаббро, Grt-пироксениты

Нодули из базальтов Ханнуобы представлены шпинелевыми лерцолитами, мафическими гранулитами, гранулитами среднего состава и пироксенитами (Chen et al., 2001; Choi et al., 2008; Wei et al., 2019). Часть гранулитов и пироксенитов относится к кумулатам, другая часть гранулитов – к материалу нижней коры (Choi et al., 2008; Su et al., 2020). По сейсмическим данным, граница Мохо определяется на глубине 42 км. Выше нее находится зона перехода к коре шириной около 10 км, в которой шпинелевые лерцолиты ассоциируются с мафическими гранулитами (Chen et al., 2001).

По разновозрастному ксеногенному материалу в работах разных авторов восстанавливалась длительная геологическая история подслаивания магматического материала в нижнюю часть коры Северо-Китайского кратона. Для нижнекоровых гранулитовых ксенолитов получены докембрийские и

палеозойские датировки и их преобладающие значения в диапазоне мезозоя (Wilde et al., 2003). Более молодыми датировками кумулятов магматических расплавов основного состава (около 47 млн лет) (Zheng et al., 2009; Zheng, 2021) обозначено последнее застревание в коре порции кайнозойских расплавов,

которая предшествовала извержениям вулканических пород, вмещающих ксеногенный материал. Широкий возрастной диапазон корового ксеногенного материала подтвержден модельными датировками сульфидов в Re–Os изотопной системе (Yu et al., 2007; Xu et al., 2008).

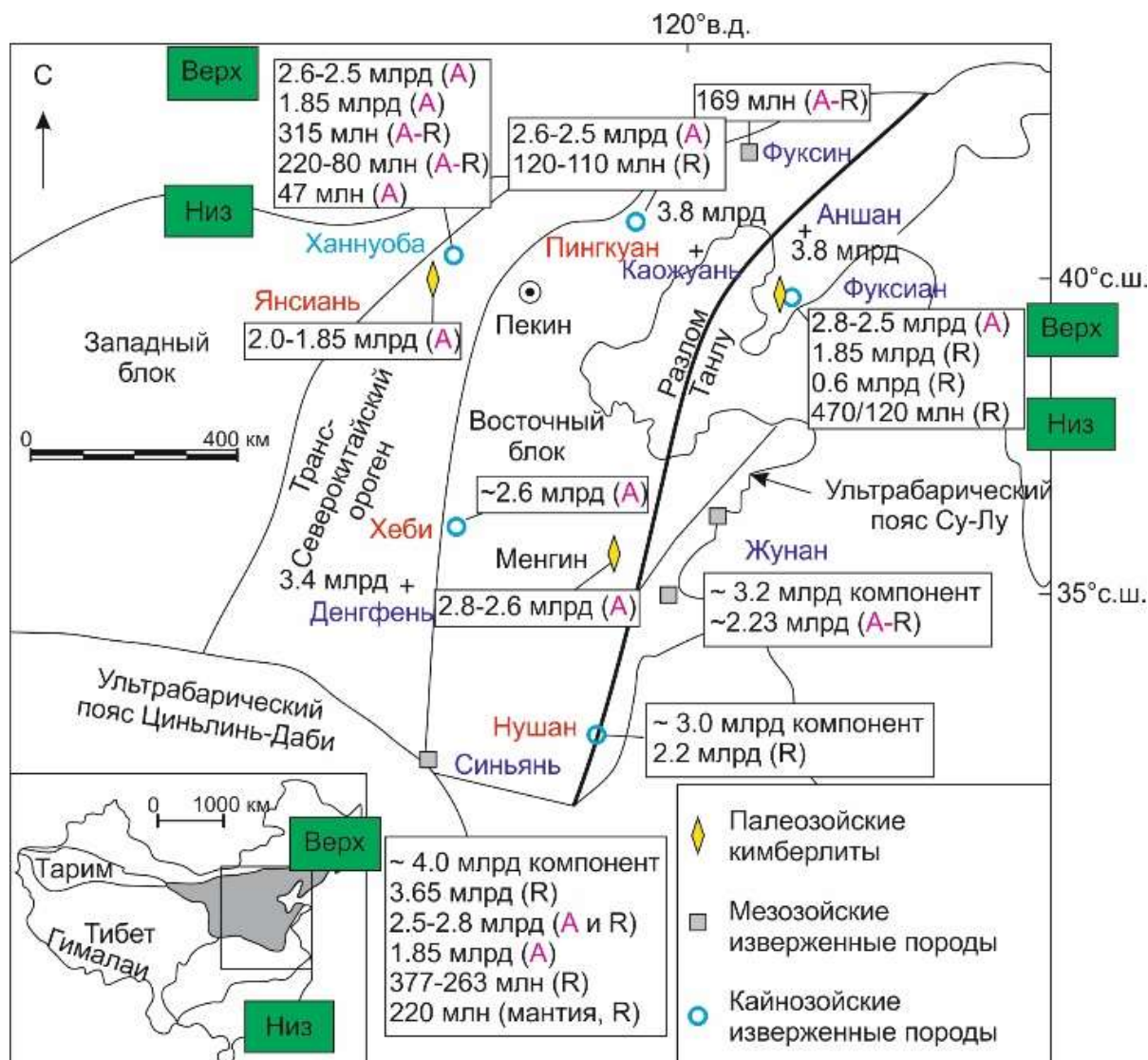


Рис. 3. Пространственное распределение разновозрастной аккрецированной коры (A) и переработанной нижней коры (R) в Северо-Китайском кратоне (Zheng, 2021). Приведены датировки в млрд и млн лет. Транс-Северокитайский ороген разделяет западный и восточный блоки Северо-Китайского кратона.

Fig. 3. Spatial distribution of unevenly-aged accreted crust (A) and reworked lower crust (R) in the North China Craton (Zheng, 2021). Dates are given in billions and millions of years. The Trans-North China Orogen separates the western and eastern blocks of the North China Craton.

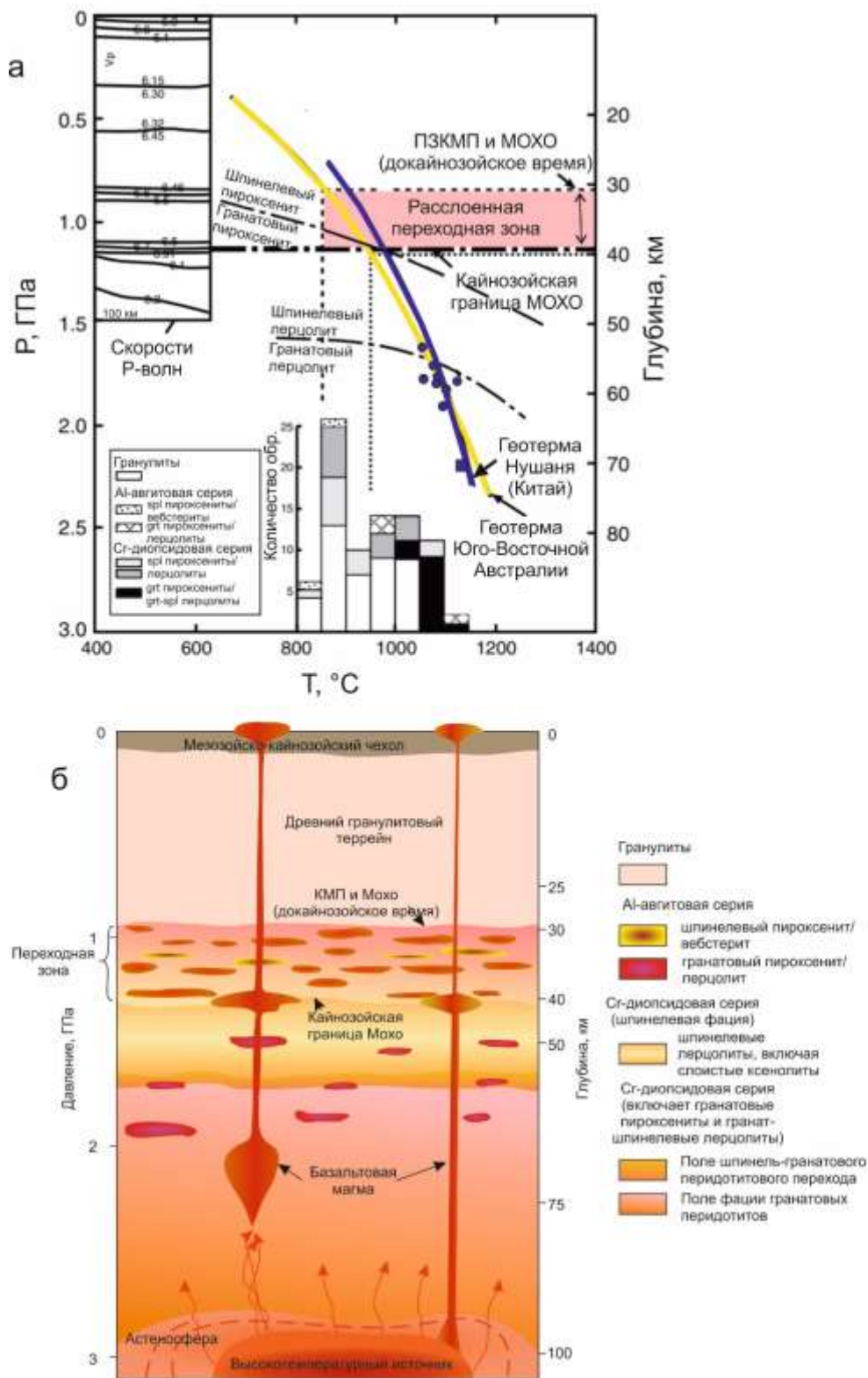


Рис. 4. РТ диаграмма (а) и разрез КМП (б) в районе Ханнуобы, северный край Северо-Китайского кратона (Chen et al., 2001; Zheng et al., 2009; O'Reilly, Griffin, 2013). а – РТ диаграмма гранатосодержащих глубинных ксенолитов из вулканических пород Ханнуобы рассредоточены вдоль эталонной геотермы Юго-Восточной Австралии. Для сравнения показана геотерма Нушань. Гистограмма показывает температурное распределение образцов без граната; б – реконструированный разрез кора-мантия, показывающий развитие переходной зоны кора-мантия, построенный Кайнозойское накопление основных расплавов ниже границы коры и мантии, эффективно перемещающее сейсмический Мохо с глубины примерно 30–40 км.

Fig. 4. PT diagram (a) and KMP section (b) in the Hannuoba area, northern edge of the North China Craton (Chen et al., 2001; Zheng et al., 2009; O'Reilly and Griffin, 2013). a – PT diagram of garnet-bearing deep-seated xenoliths from Hannuoba volcanic rocks distributed along the reference geotherm of Southeast Australia. The Nushan geotherm is shown for comparison. A histogram indicates the temperature distribution of samples without garnet; b – reconstructed crust-mantle section showing the development of the crust-mantle transition zone, built by the Cenozoic accumulation of basic melts below the crust-mantle boundary, effectively moved the seismic Moho from a depth of approximately 30–40 km.

Нижняя кора территории была подразделена на разновозрастные слои, включающие верхнюю, среднюю и самую нижнюю части. Древнейший возраст получен для кровли нижней коры и наиболее молодой – для ее подошвы. В нижней коре под вулканом Нушань, извергавшимся на юго-восточном краю Северо-Китайского кратона 0.72–0.55

млн лет назад (Zou et al., 2000), по ксенолитам были выделены три слоя: верхний фельзических гранулитов (возраст около 2.7 млрд лет), средний гранулитов среднего состава (возраст около 2.1 млрд лет) и нижний мафических гранулитов (возраст около 140 млн лет) (Zheng, 2021) (рис. 5).

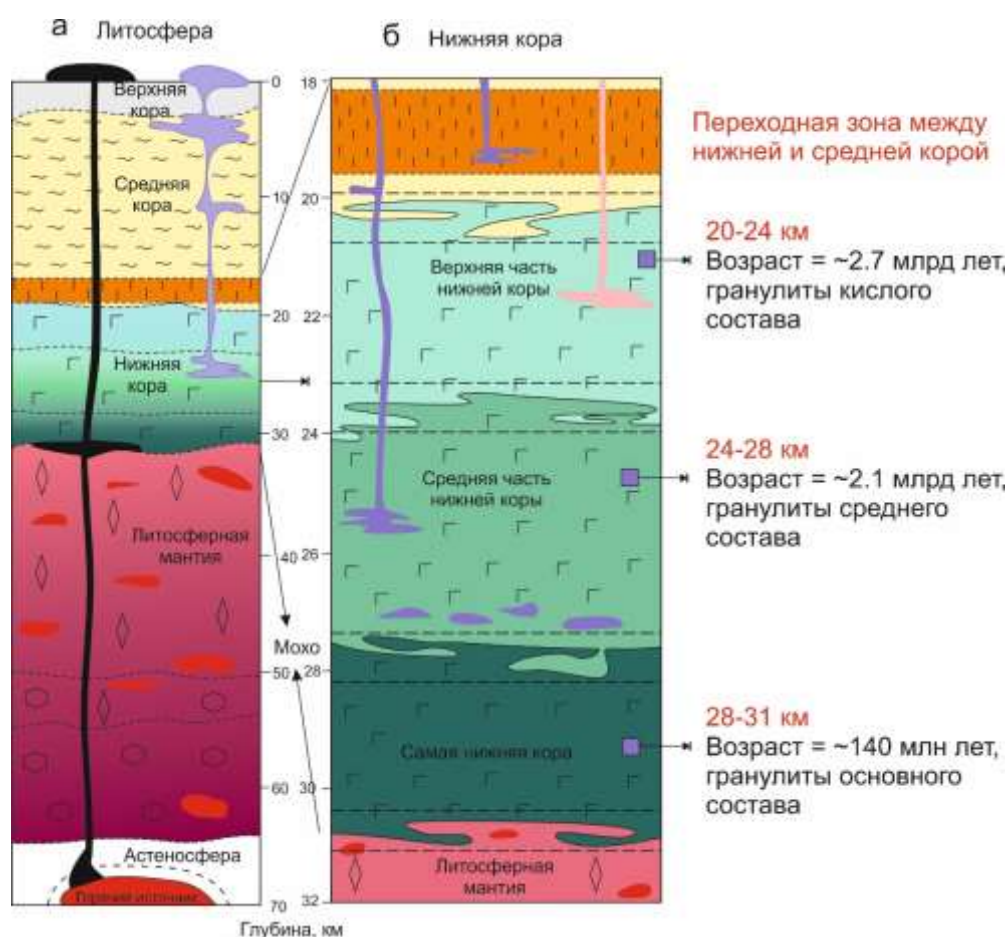


Рис. 5. Разрез ПЗКМП под вулканом Нушань (Zheng, 2021) в масштабе литосферы (a) и нижней коры (b). Раздел Мохо находится на глубине 31 км и соответствует ПЗКМП. В верхней части литосферной мантии находятся шпинелевые перидотиты (ромбики), сменяющиеся на глубине 50–53 км гранат-шпинелевыми породами (ромбики и шестиугольники) и глубже – гранатовыми перидотитами (шестиугольники. По $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датированию валовых составов пород вулкана Нушань (Rasskazov et al., 2020) их источник образовался около 3.74 млрд лет назад, т.е. раньше первого преобразования коры под вулканом. Датировка источника близка к датировкам древнейших пород, обнаженных на поверхности Северо-Китайского кратона (см. рис. 3).

Fig. 5. Section under the Nushan volcano (Zheng, 2021) on scales of the lithosphere (a) and lower crust (b). The Moho discontinuity is located at a depth of 31 km and complies with the PZCMT. In the upper part of the lithospheric mantle, there are spinel peridotites (rhombuses) that change to garnet-spinel rocks at a depth of 50–53 km (rhombuses and hexagons) and deeper by garnet peridotites (hexagons). From $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating of the basalt compositions from the Nushan volcano (Rasskazov et al., 2020), their source was generated about 3.74 Ga ago, i.e. before the first transformation of the crust under the volcano. This age estimate of the source is close to this of the oldest rock exposed on the surface of the North China Craton (Fig. 3).

Изучение и датирование ксенолитов из лав Ханнуобы, излившихся около 4 млн лет назад, также показало возрастную дифференциацию пород трех слоев нижней коры ПЗКМП: верхнего, фельзических гранулитов (глубина 24–33 км, возраст около 2.5 млрд лет и моложе), среднего, мафических гранулитов (глубина 33–38 км, возраст около 2.5 млрд лет, около 1.8 млрд лет и около 140 млн лет) и нижнего, преобладающих гранулитов с участием пироксенитов (глубина 38–42 км, возраст 140–47 млн лет). Обособляются

разновозрастные пики цирконов гранулитов кислого и среднего состава верхней и средней частей нижней коры с древними положительными (мантийными) и молодыми отрицательными (коровыми) значениями эpsilon Hf. Значения эpsilon Hf цирконов гранулитов основного состава и пироксенитов самой нижней части нижней коры широко варьируются и не обнаруживают возрастных различий по мантийным и коровым характеристикам (Wei et al., 2019; Zheng, 2021) (рис. 6).

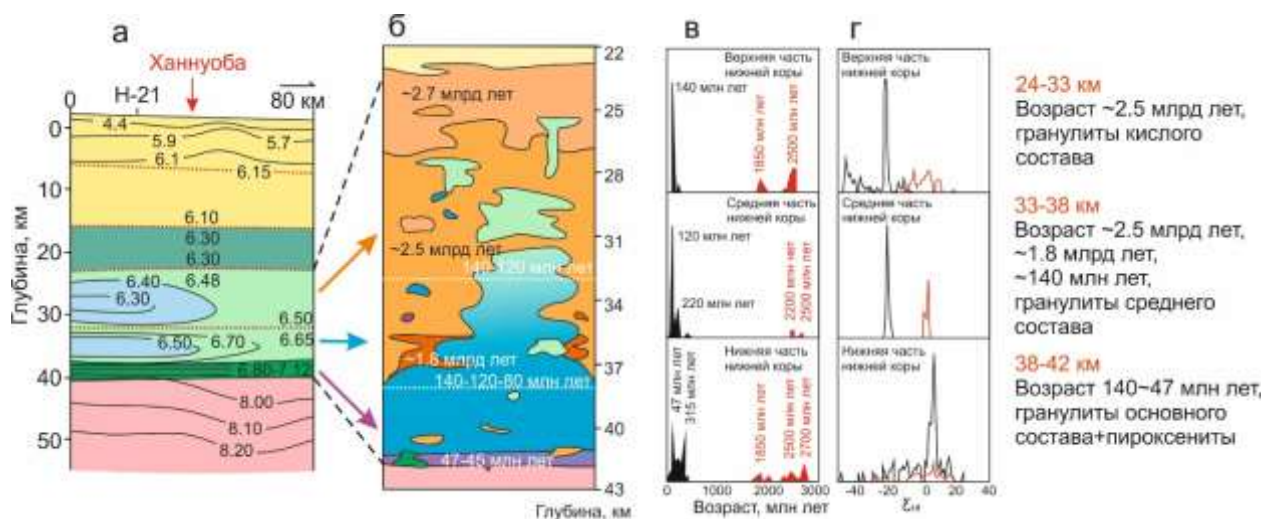


Рис. 6. Район Ханнуобы: а – разрез скорости Р-волн, б – датированные слои ПЗКМП, в – пики датировок цирконов ксенолитов нижней коры и г – пики значений эpsilon Hf цирконов (Wei et al., 2019; Zheng, 2021). Ранние эпизоды преобразования коры соответствуют времени генерации источников миоценовых лав Ханнуобы около 2.6 и 1.8 млрд лет назад, определенному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датированием валовых составов толеитовых базальтов (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022).

Fig. 6. Hannuoba area: а – P-wave velocity section, б – dated layers of the PZCMT, в – dating peaks of zircons from xenoliths of the lower crust, and г – peaks of epsilon Hf values of zircons (Wei et al., 2019; Zheng, 2021). The early episodes of crust transformations correspond to timing generation of the Hannuoba Miocene lava sources about 2.6 and 1.8 Ga, determined by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating of bulk compositions of tholeiitic basalts (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022).

Широкий спектр гранулитовых и перидотитовых глубинных ксенолитов содержится в диатремах района Синьянь возрастом 160 млн лет, расположенных недалеко от южной окраины Северо-Китайского кратона. Здесь на земную поверхность выходят

неоархейские породы (2.85 млрд лет). В глубинных ксенолитах кислых гранулитов с глубины 15–30 км были получены более древние U–Pb датировки циркона и модельный возраст изотопов Hf до 3.5 млрд лет (Zheng et al., 2004). Предполагалось, что первоначальная

мезоархейская кора удалялась в неоархейское время и подслаивалась основными гранулитами сначала 2000–1900 и 1800–1680 млн лет назад, а затем около 350 млн лет назад, способствуя последовательному углублению коро-мантийной границы не

менее чем на 15 км (Zheng et al., 2008, 2012). Сейсмический раздел Мохо определен у основания расслоенной зоны глубинного интервала 35–45 км, в котором находится петрологический КМП (рис. 7).

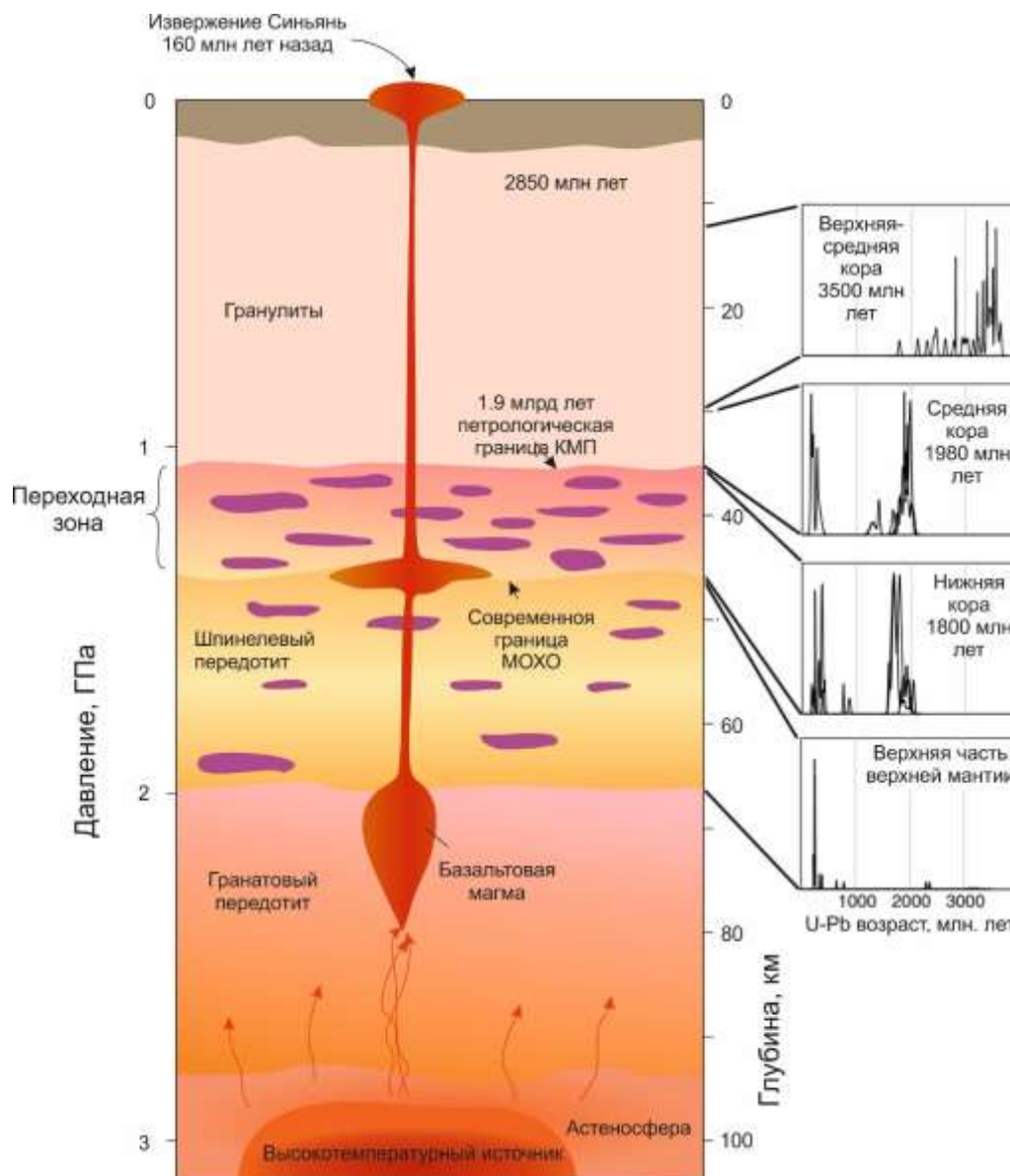


Рис. 7. Коро-мантийный разрез под районом Синьянь, на южной окраине Северо-Китайского кратона. По работе (O'Reilly, Griffin, 2013) с изменениями. Гистограммы показывают U–Pb датировки цирконов, выделенных из гранулитовых, пироксенитовых и перидотитовых глубинных ксенолитов. В нижнюю кору и расположенную под ней верхнюю мантию неоднократно проникали магматические расплавы основного состава.

Fig. 7. Crust–mantle section under the Xinyan region, on the southern margin of the North China Craton (modified after O'Reilly, Griffin (2013)). Histograms show U–Pb dates of zircons from granulite, pyroxenite, and peridotite deep-seated xenoliths. Mafic igneous melts repeatedly penetrated into the lower crust and the upper mantle below it.

В более позднем представительном исследовании ксенолитов из мезозойских диатрем района Синьянь слои нижней коры были

разделены по температурным и возрастным характеристикам (Zheng, 2021). По преобладающим возрастным генерациям цирконов в

нижней коре выделены слои (сверху вниз): верхний (глубина <30 км, температура <700 °С, возраст >3.3 млрд лет), средний (глубина 30–35 км, температура 700–750 °С, возраст 2.0–1.9 млрд лет, более древние датировки цирконов отсутствуют) и самый нижний (глубина 35–45 км, температура 750–850 °С, возраст 440–350 млн лет, часть датировок цирконов сопоставляется с датировками

вышележащих слоев). Ксенолиты перидотитов не обозначены РТ параметрами и отнесены в целом к сильно переработанному материалу литосферной мантии (датировки цирконов находятся преимущественно в интервале 240–210 млн лет, в отличие от слоев нижней коры, в перидотитах встречаются цирконы возрастом более 3 млрд лет) (рис. 8).

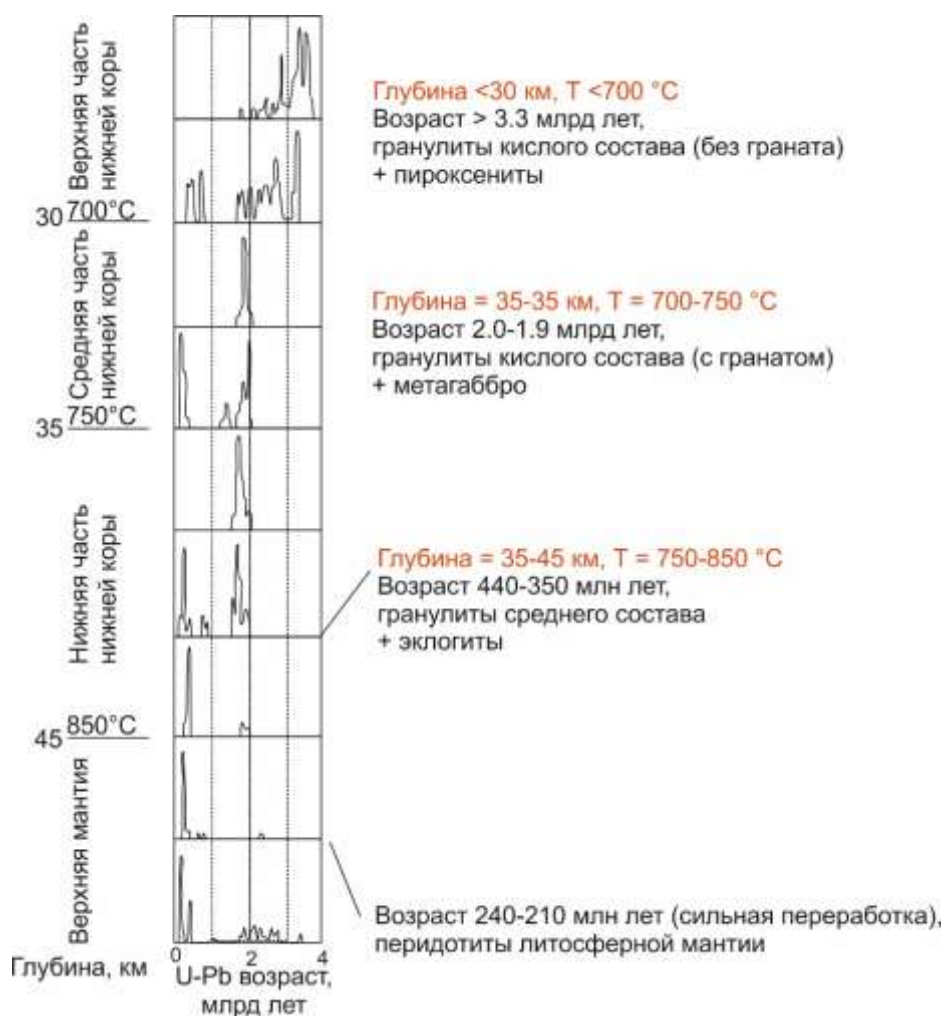


Рис. 8. Возрастная дифференциация слоев нижней коры по ксенолитам из мезозойских диатрем района Синьянь (Zheng, 2021).

Fig. 8. Age differentiation of lower crust layers by xenoliths from the Mesozoic diatremes of the Xinyan region (Zheng, 2021).

Пример разреза петрологической зоны КМП за пределами Северо-Китайского кратона представляют собой глубинные ксенолиты из базальтов района Цилинь на побережье Юго-Восточного Китая. Определен относительно узкий коро-мантийный переход (Xu et al., 1996). Геотерма находится выше

морской геотермы и сильно изогнута. Глубина слоя преобладающих перидотитов составляет около 27 км, а расслоенная зона ограничивается глубинами 27–31 км. Ее основание совпадает с сейсмическим разделом Мохо, расположенным на глубине 31 км (рис. 9) (Liao et al., 1988).

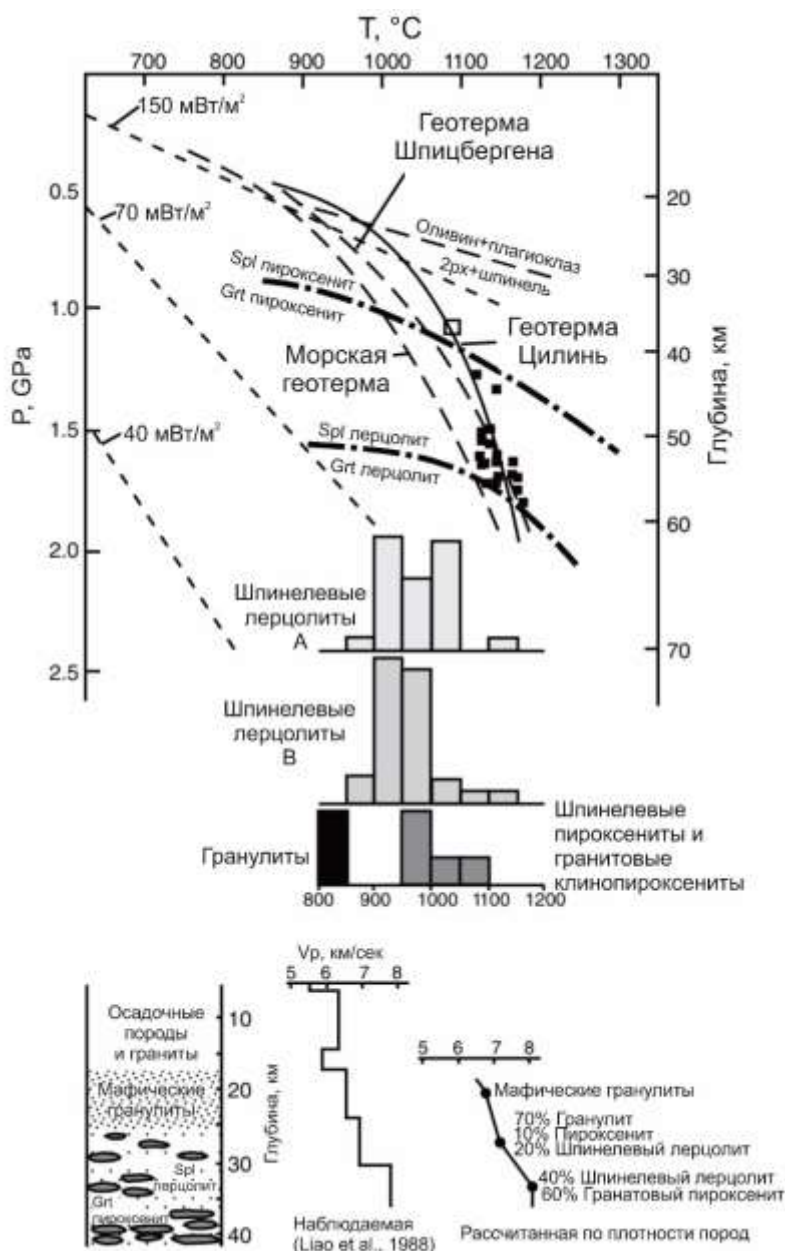


Рис 9. Геотерма глубинных ксенолитов местонахождения Цилян на побережье Юго-Восточного Китая (Ху и др., 1996). На гистограммах показано распределение температуры для шпинелевых лерцолитов (рассчитано двумя методами). Сейсмический раздел Мохо залегает значительно ниже петрологически определенной границы коры и мантии.

Fig. 9. Deep-seated xenolith geotherm at the Qilin locality on the coast of Southeast China (Xu et al., 1996). The histograms show the temperature distribution for spinel lherzolites (calculated by two methods). The Moho seismic discontinuity lies well below the petrologically determined boundary between the crust and mantle.

Граница Мохо и ПЗКМП под гранулитовым террейном на Шпицбергене, Арктическая Норвегия

Четвертичные щелочные базальты с глубинными ксенолитами извергались на северо-западном краю Шпицбергена (самого большого острова архипелага Шпицберген)

по обе стороны крупного сдвигового разлома, обозначающего край грабена, заполненного красноцветными девонскими осадочными породами. Верхняя кора представлена неопротерозойскими гнейсами по одну сторону разлома и мезопротерозойскими гнейсами (под красными слоями) с другой. U–Pb-датирование цирконов показывает

образование большей части нижнекоровых гранулитов с обеих сторон разлома в архее (3.2–2.5 млрд лет назад). Разлом проходит по единому литосферному террейну, поверхностные различия которого отражают расчленение и надвигание верхней коры во время каледонского орогенеза и девонского рифтогенеза.

Среди глубинных ксенолитов из базальтов распространены гранатовые вебстериты, по которым получены сходных геотермы по обеим сторонам разлома. Имеются также шпинелевые перидотиты и нижнекоровые гранулиты (Amundsen et al., 1987, 1988; Griffin et al., 2012). Для сульфидов из глубинных ксенолитов перидотитов, отобранных на западном крыле разлома (Griffin et al., 2012), получена архейская Re–Os датировка (до 3.3 млрд лет). Модельные TRD Re–Os датировки по валовым составам дают оценку возраста до 2.8 млрд лет (Choi et al., 2010) и

многократные наложенные протерозойские события. В глубинных ксенолитах, отобранных в восточном крыле разлома, архейские сульфиды не обнаружены. Их отсутствие связывалось с обширным кайнозойским метасоматозом архейского протолита, что подтверждается распространением в перидотитовых нодулях метасоматических минералов амфибола, апатита и флогопита (Griffin et al., 2012).

Сейсмическая зона перехода кора–мантия толщиной 5 км (Chan and Mitchell, 1982) сопоставляется с гранулит-перидотитовой ассоциацией глубинных ксенолитов (рис. 10) (Amundsen et al., 1987, 1988; Griffin et al., 2012). По результатам изучения глубинных ксенолитов ПЗКМП определяется на глубине около 25 км, в середине сейсмической переходной зоны. В этом случае оценки глубин сейсмического раздела Мохо и ПЗКМП хорошо согласуются между собой.

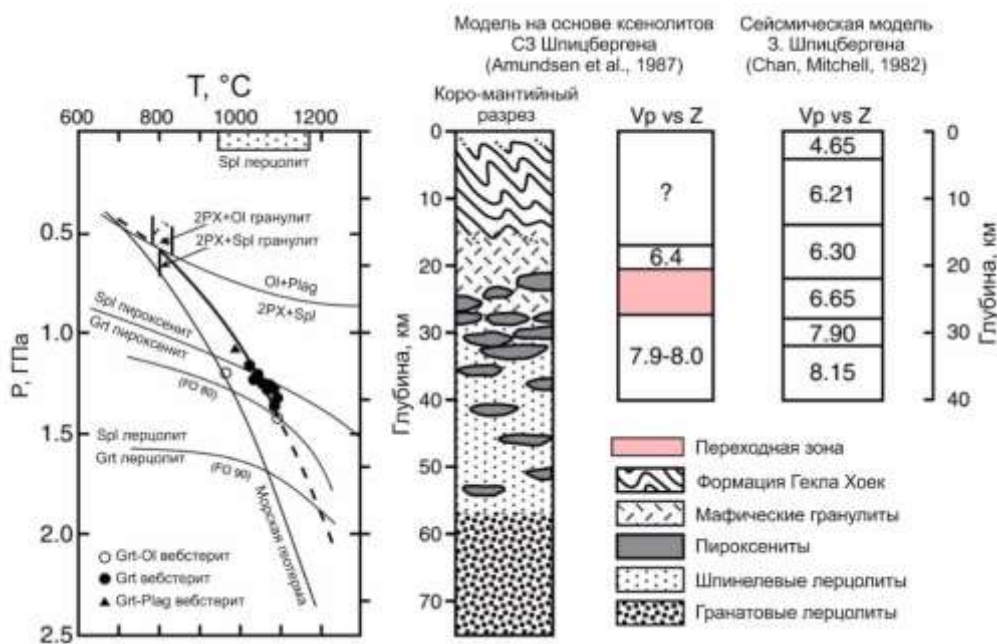


Рис. 10. Геотермальные и корово-мантийные разрезы, построенные по глубинным ксенолитам для северо-западного Шпицбергена, Арктическая Норвегия, в сопоставлении с сейсмическими данными (Amundsen et al., 1987). Геотерма расположена намного выше эталонной геотермы Юго-Восточной Австралии. Сейсмические и петрологические данные свидетельствуют о переходе от архейской нижней коры к литосферной мантии с высоким содержанием пород основного состава, роль которых к низу снижается.

Fig. 10. Geothermal and crust-mantle discontinuities built from deep-seated xenoliths for northwestern Svalbard, Arctic Norway, compared with seismic data (Amundsen et al., 1987). The geotherm is located well above the reference geotherm of South East Australia. Seismic and petrological data indicate a transition from the Archean lower crust to a lithospheric mantle with a high content of mafic rocks, the role of which decreases downward.

Граница Мохо и ПЗКМП под гранулитовым рельефом в Восточно-Тункинском блоке, Южная Сибирь

На Vp разрезе, составленном по данным глубинного сейсмического зондирования вдоль осевых рифтовых структур центральной части Байкальской рифтовой зоны (Крылов и др., 1981), отчетливо проявилась смена характера коро-мантийного перехода между Тункинской долиной и Южно-Байкальской впадиной. Под Южно-Байкальской впадиной, в верхней части мантии, на глубинах от 93 до 35 км, выделена линза аномально низких скоростей (7.7–7.8 км/с). Подобная низкоскоростная линза показана под Тункинской впадиной, но между впадинами получен резкий скоростной переход от коры к мантии. Под восточной частью долины определен раздел Мохо с пограничной скоростью 8.1 км/с на глубине около 49 км. На Vs-разрезе сейсмической томографии, также составленном вдоль осевых рифтовых структур (по профилю п. Монды – п. Хурамша) раздел Мохо обозначен на такой же глубине (Мординова и др., 2019).

В восточной части Тункинской долины и на сопредельных территориях шарыжалгайский и слюдянский метаморфические комплексы по степени метаморфизма картировались в 1970-1980-х гг. в рамках единой геологической структуры (Васильев и др., 1980). В слюдянском кристаллическом комплексе была установлена ярко выраженная метаморфическая зональность (Шафеев, 1970). Позже Шарыжалгайский блок был отделен от Слюдянского блока по Главному Саянскому разлому, который рассматривался как шов Сибирской платформы (Замараев и др., 1979; Васильев и др., 1997). В районе пос. Култук для этого разлома было установлено отчетливое падение к юго-западу под углом около 70° (Замараев и др., 1979; Rasskazov et al., 2021; ссылки в этих работах). Слюдянский кристаллический комплекс рассматривался как метаморфический субтеррейн Хамардабанского террейна, представляющий собой структуру докайнозойского фундамента, в которой ярко проявились процессы конвергенции, выразившиеся в складчатом строении и зональном метаморфизме кристаллических пород (Беличенко и др., 2006).

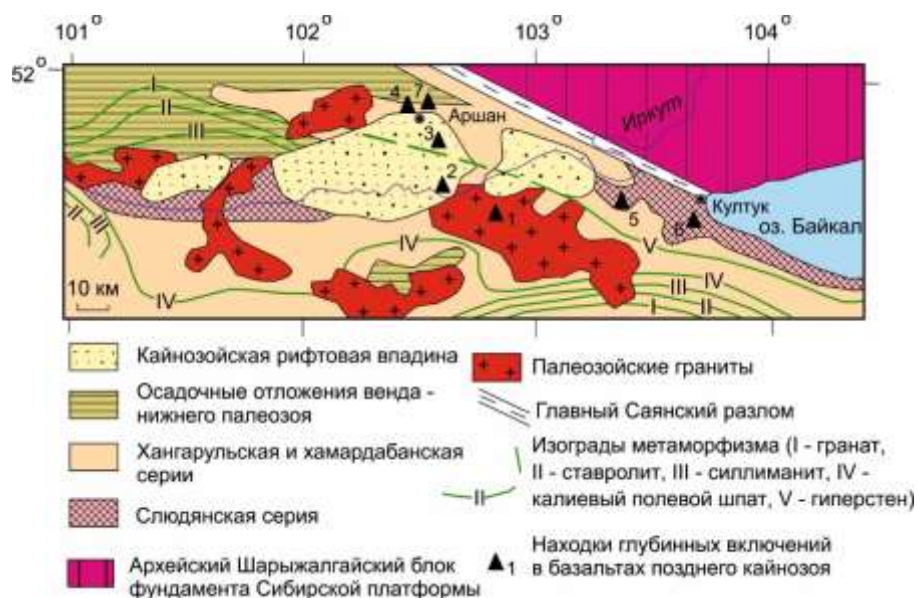


Рис. 11. Геологическая схема района Тункинской долины. Схема составлена по материалам А.А. Шафеева (1970), В.Г. Беличенко и др. (2006), Е.П. Васильева и др. (1981, 1997) с изменениями авторов. Местонахождения глубинных включений: 1 – Козья Шейка, 2 – Иркут, 3 – Хобок, 4 – Тункинские Гольцы-1, 5 – вулкан Карьерный, 6 – вулкан Сухой, 7 – Тункинские Гольцы-2.

Fig. 11. Geological scheme of the Tunka Valley area. The scheme was compiled after A.A. Shafeev (1970), V.G. Belichenko et al. (2006), E.P. Vasilyev et al. (1981, 1997) with additions. Locations of deep-seated inclusions: 1 – Kozya Sheika, 2 – Irkut, 3 – Hobok, 4 – Tunkinskiye Goltsy-1, 5 – Karerny volcano, 6 – Sukhoi volcano, 7 – Tunkinskiye Goltsy-2.

В кайнозое структура слюдянского кристаллического комплекса была унаследована восточной частью Тункинской рифтовой

долины (рис. 11). Вулканизм ее восточной части получил развитие в Камарско-Становой зоне горячей трансформации во временном

интервале 18–12 млн лет назад. Позже обстановка дивергенции в Восточно-Тункинском блоке сменилась конвергенцией, в результате которой образовался резкий структурный контраст между поднятой восточной частью долины и Южно-Байкальской рифтовой впадиной (Rasskazov et al., 2021).

В вулканических породах центральной и восточной частей Тункинской долины распространены глубинные включения. Каждое местонахождение характеризуется своей ассоциацией, не похожей на ассоциации глубинных включений других местонахождений. В разных местонахождениях определяются близкие по составу глубинные породы (Рассказов и др., 1989а,б; 1992, 2000; Ionov et al., 1995; Ащепков и др., 2003; Аило и др., 2019, 2021).

В зоне двупироксеновых гранулитов слюдянского кристаллического комплекса

находится ассоциация глубинных нодулей из пород вулканов Сухой Камарской вулканической зоны и Карьерный Быстринской вулканической зоны (соответственно, местонахождения 6 и 5 на рис. 11). По результатам изучения представительной коллекции образцов из пород Карьерного вулкана глубинные нодули разделены на группы: 1) вторично обогащенных реститов шпинелевых перидотитов, 2) вторично обогащенных шпинелевых перидотитов, близких по составу к первичной мантии, 3) метасоматитов подгрупп I и II, 4) магматических пород, комплементарных реститам и 5) пород смешанного метасоматического и магматического генезиса, в том числе, микропикродолеритов подгруппы 5а, других магматических пород подгруппы 5б и пород смешанного магматического-метасоматического генезиса 5в (Аило и др., 2021) (рис. 12).

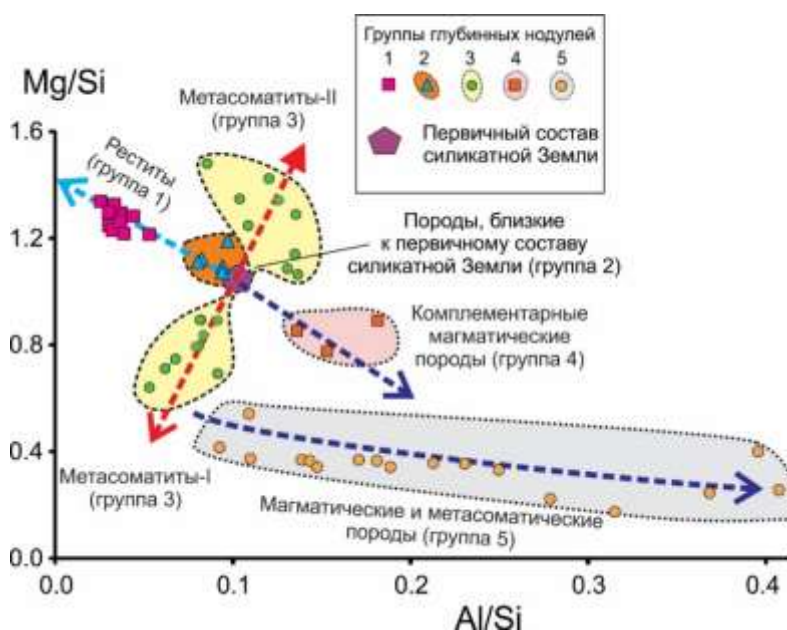


Рис. 12. Группирование глубинных нодулей на диаграмме Mg/Si – Al/Si (концентрации элементов в мас. %). Из работы (Аило и др., 2021) с дополнениями и упрощениями. Синими штриховыми линиями со стрелками обозначены тренды: обеднения пород групп 1 и 2 относительно первичного состава силикатной Земли (светло-синяя линия) и комплементарных магматитов (темно-синяя линия). Темно-синей штриховой линией выделен тренд магматитов и метасоматитов, красной штриховой линией – комплементарные тренды метасоматитов (подгруппы I и II). В группу 2 добавлены точки нодулей этого типа из вулканических пород Козьей Шейки (Рассказов и др., 2000).

Fig. 12. Grouping of deep-seated nodules in the Mg/Si – Al/Si diagram (element concentrations in wt %) (simplified after (Аило и др., 2021)). Blue dashed lines with arrows indicate trends: depletion of rocks of groups 1 and 2 relative to the primordial composition of the Silicate Earth (light blue line) and complementary magmatic rocks (dark-blue line). The dark-blue dashed line shows a trend of magmatites and metasomatites, the red dashed line demonstrates complementary trends of metasomatites (subgroups I and II). Group 2 includes data points of this type nodules from the Kozya Sheika volcanic rocks (Рассказов и др., 2000).

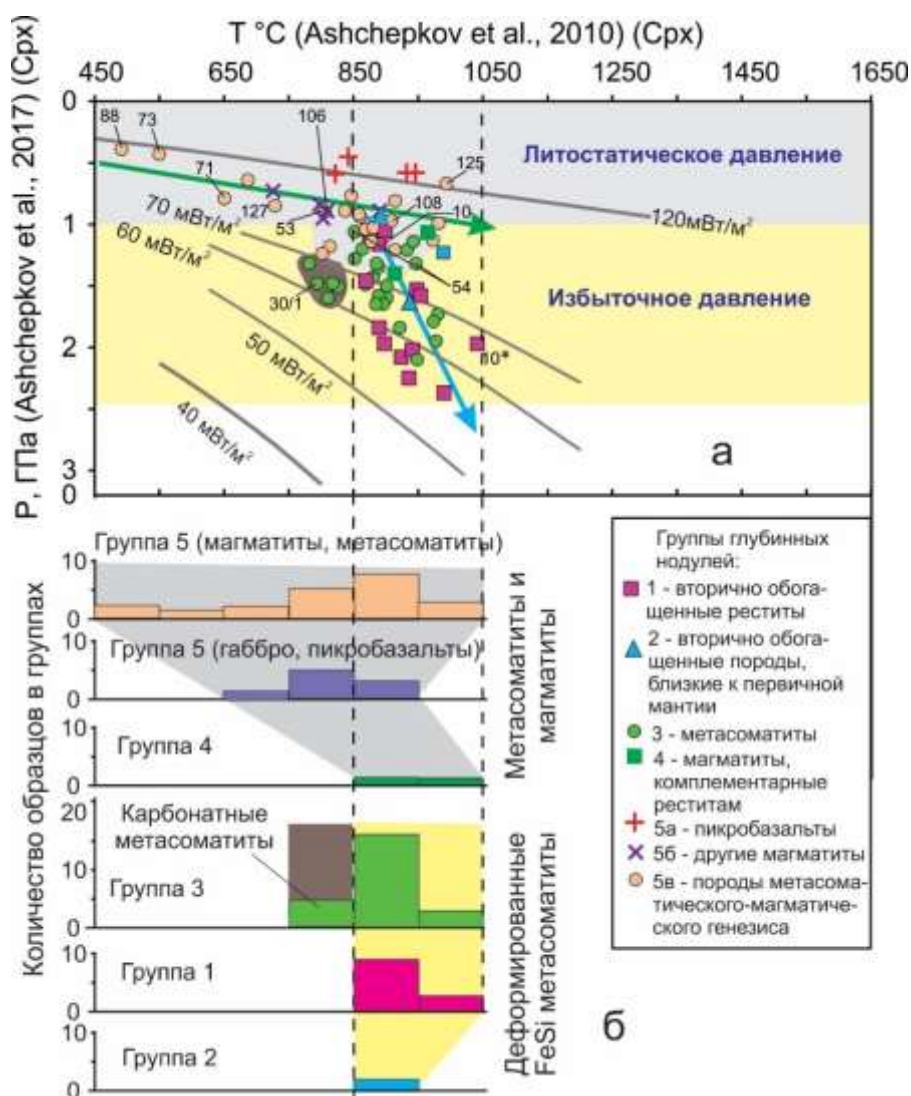


Рис. 13. Два тренда на РТ диаграмме глубинных нодулей из местонахождений Карьерного вулкана (а) и спроецированные температурные гистограммы выделенных петрогенетических групп пород (б). Зеленой линией со стрелкой показан тренд, соответствующий кондуктивному распределению тепла рифтов, синей линией со стрелкой – тренд, пересекающий кондуктивные геотермы. Кондуктивные геотермы показаны по работам (Pollack, Chapman, 1977; Koga et al., 1999; Goncharov, Ionov, 2012), геотерма 120 мВт/м^2 – по работе (Hasterok, Chapman, 2011). 10^* – результат повторного измерения.

Fig. 13. Two trends on РТ diagram of deep-seated nodules from the Karerny volcano (а) and projected temperature histograms of the identified petrogenetic rock groups (б). The green line with an arrow shows the trend corresponding to heat distribution in the lithosphere of rifts, the blue line with an arrow shows the trend that crosses conductive geotherms. Conductive geotherms are shown after Pollack, Chapman (1977), Koga et al. (1999), Goncharov, Ionov (2012). The 120 mW/m^2 geotherm is shown after Hasterok, Chapman (2011). 10^* – result of a repeated measurement.

По пироксеновым термобарометрам (Ashchepkov et al., 2010, 2017) для глубинных пород получено два тренда: один – с существенным изменением температуры при слабом изменении давления, другой – с существенным изменением давления при слабом изменении температуры (рис. 13). Первый тренд находится в области низких давлений

($P=0.39\text{--}1.0$ ГПа) при температурном диапазоне $492\text{--}994$ °С и соответствует РТ-условиям высокой кондуктивной геотермы (около 120 мВт/м^2). Подобные высокие кондуктивные геотермы характеризуют разогретую литосферу рифтов (Mercier, 1980). Второй тренд начинается от этой геотермы приблизительно при температуре $850\text{--}900$ °С и

пересекает низкие кондуктивные геотермы 70 и 60 мВ/м² с ростом давления до 2.4 ГПа при узком диапазоне температур (от 852 °С до 990 °С).

Рифтовому тренду (высокой кондуктивной геотерме) соответствуют точки групп 4 и 5. Низкие температуры при низком давлении получены для фассаитового пироксенита BS-16-73 и пироксенита BS-16-88 (соответственно, T=550 °С, P=0.43 ГПа, и T=492 °С, P=0.39 ГПа). Породы рифтового тренда с низкими давлениями относятся к верхней части зоны КМП.

Тренд повышенных давлений обозначается точками пород групп 1 и 3. Пересечение этим трендом кондуктивных геотерм объясняется, исходя из анализа характера строения и вариаций состава изученных образцов группы 3. Среди них распространены находки пород с прожилками и контактами разного состава. Прожилково-контактовое строение характерно для пород II подгруппы метасоматитов группы 3, смещенных относительно примитивного состава Земли на диаграмме Mg/Si – Al/Si с возрастанием обоих отношений (за счет снижения Si). В I подгруппе метасоматитов группы 3 оба элементных отношения, наоборот, снижаются (за счет возрастания Si).

Из деформированного субстрата вместе с кремнием перераспределялось железо. Метасоматические FeSi компоненты комплементарно перераспределялись из глубинных пород, испытавших хрупкие деформации с разрывами, в породы-концентраторы этих компонентов. Подобная тесная связь между Fe и Si была установлена в источниках псевдотехилитов, образовавшихся в результате развития косейсмических процессов в коровых очагах землетрясений, и в источниках вулканических пород Култукского вулкана (Rasskazov et al., 2021). Ряд глубинных нодулей «метасоматит с высокими отношениями Mg(Fe)/Si и Al/Si → метасоматит с низкими отношениями Mg(Fe)/Si и Al/Si → метасоматит+магматит» служит еще одним свидетельством развития процессов синкинематического перераспределения Si и Fe в области коромантийного перехода.

Соответственно, сложные деформированные образцы рассматриваются как показатель избыточного давления, которое было следствием концентрации тектонических напряжений и разрушения хрупких пород. Как следствие, синкинематическое возрастание давления в этих породах повлекло за собой изменения барофильных компонентов клинопироксена. Из полного взаимного перекрытия фигуративных полей глубинных пород групп 3 и 1 на РТ диаграмме рис. 13 следует, что тектонические напряжения, вызывавшие избыточное давление, концентрировались в литологически индивидуализированном слое перидотитов и пироксенитов, который составлял нижнюю часть области коромантийного перехода.

Разрез области КМП Восточно-Тункинского блока

По РТ-параметрам, геохимическим критериям (Аило и др., 2019, 2021), а также присутствию минеральных фаз малой плотности (магнезиальных пироксенов и оливина) при отсутствии более плотной фазы граната нодули тренда, соответствующего кондуктивным геотермам, условно рассматриваются как отторженцы литологически неоднородного деформированного и метасоматизированного слоя с магматическими выплавками, расположенного под гранулитами (ориентировочная глубина 25–35 км), а нодули тренда, пересекающего кондуктивные геотермы, – как отторженцы более прочного (деформированного и метасоматизированного с избыточными давлениями) слоя шпинелевых перидотитов и пироксенитов (ориентировочная глубина 35–40 км).

Под Восточно-Тункинским блоком выделяются слои: 1) гранулитов; 2) пород четвертой и пятой групп низкого давления (P=0.4–1.0 ГПа) (авгитовые, салитовые, диопсидовые и фассаитовые пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, габброиды и пикробазальты), 3) пород первой–третьей групп повышенного давления (от 1.0 до 2.4 ГПа) (перидотиты и пироксениты) и 4) литосферных источников базальтовых расплавов, излившихся в Тункинской долине (реститовые гранатовые перидотиты) (рис. 14).

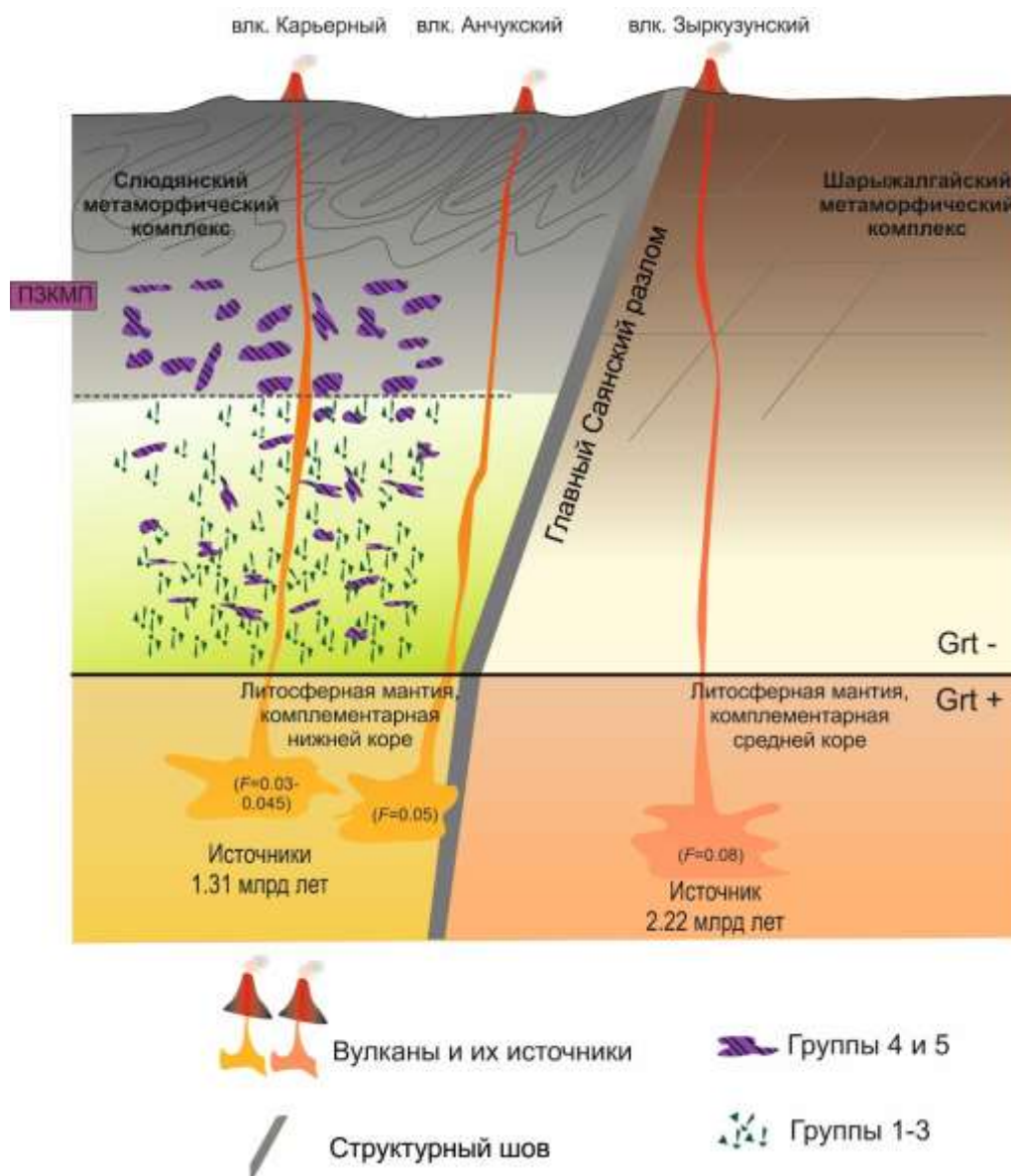


Рис. 14. Схема слоев литосферы под вулканом Карьерный Быстринской вулканической зоны, реконструированных на время лавовых извержения около 13 млн лет назад. F – степень частичного плавления.

Fig. 14. Scheme of layers in the lithosphere under the Karerny volcano of the Bystraya volcanic zone, defined at the time of lava eruptions about 13 Ma. F – degree of partial melting.

Обсуждение

Предварительные замечания

Под современной континентальной Азией геофизический раздел Мохо находится в основном на глубине около 40 км. Под орогенами эта геофизическая граница опускается на глубину 50–60 км. Максимальная глубина раздела Мохо (74 км) определена под Тибетско-Гималайским орогеном (Li et al., 2006). Под позднефанерозойскими осадочными

бассейнами Восточной Азии (Сунляо, Средне-Амурским и др.) раздел Мохо поднимается до глубины 28 км. Пространственное изменение глубины раздела Мохо отражает современное соотношение мантийных и коровых процессов, установившееся в Азии на новейшем геодинамическом этапе становления континентальной литосферы.

Литосфера Азии испытывала неоднократные синорогенные и синрифтовые преобразования. С одной стороны, зона КМП,

соответствующая разделу Мохо, могла находиться в геологическом прошлом на глубине 25–30 км, но вследствие орогенеза слой пород литосферной части мантии вовлекался в преобразования, при которых его плотностные и скоростные характеристики сменялись характеристиками, свойственными коре. С другой стороны, толстая литосфера утонялась в результате рифтогенеза. В работах середины прошлого века (Белоусов, 1968) образование современных глубоких впадин на земной поверхности (таких как впадина Черного моря) объяснялось процессами базификации коры. Исходя из результатов измерений высокого теплового потока предполагалось внедрение глубинных магматических тел под Байкалом (Зорин и др., 1979). Для объяснения механизмов развития зон растяжения геофизики неоднократно обращались к механизму магматического подслаивания и образования даек в коре (Keller et al., 1994; Thybo et al., 2000; Lyngsie et al., 2007; Daly et al., 2008; Nielsen, Thybo, 2009;).

Рассмотренные примеры ПЗКМП с гранулитовой верхней корой характеризуют древнюю континентальную литосферу с выходами на земную поверхность гранулитов кратонов и более молодую континентальную литосферу внекратонных гранулитовых террейнов складчатых областей. В вертикальных разрезах гранулиты и перидотиты обозначают случаи хорошего соответствия геофизического раздела Мохо определениям ПЗКМП как смены гранулитов перидотитами (например, под Северо-Китайским кратоном). Но выявляется также градационный характер перехода от континентальной коры к литосферной мантии в переслаивании гранулитов с пироксенитами и перидотитами (например, под Восточной Австралией). Переслаивание охватывает глубины от нескольких км до десятков км. В разрезе КМП коровые петрологические характеристики сменяются мантийными от пропорций доминирующих пироксенитов и гранулитов (ассоциирующихся с корой) к пропорциям доминирующих

перидотитов (обозначающих переход к литосферной мантии). Перидотиты присутствуют на разных глубинных уровнях коры и переходят в категорию пород мантийной части литосферы только при вытеснении с глубиной менее плотных гранулитов и пироксенитов.

Для понимания места в ПЗКМП глубинных нодулей из вулканических пород вулкана Карьерный в качестве исходного источника информации служит положение современной границы Мохо под Тункинской долиной и Южно-Байкальской впадиной (Крылов и др., 1981; Мордвинова и др., 2019). В геологической структуре Восточно-Тункинского блока находятся гранулиты Слюдянского кристаллического комплекса. Зоне гранулитов соответствует часть кайнозойской Тункинской рифтовой долины, развивавшаяся в условиях горячей транстенсии, но испытывавшая затем тектоническую инверсию в условиях транспрессии. Петрологическая специфика глубинных пород во время транстенсии и их соотношение с современным разделом Мохо выявляется при сравнительном анализе полученных данных ПЗКМП Восточно-Тункинского блока с данными о ПЗКМП, получившим разные петрологические соотношения с современным разделом Мохо под гранулитовыми террейнами, с одной стороны, Восточной Австралии–Цилиня и, с другой стороны – Северо-Китайского кратона.

Сопоставление ПЗКМП Восточно-Тункинского блока и гранулитовых террейнов Восточной Австралии–Цилиня: низкотемпературные РТ параметры нодулей, развитие хрупких деформаций, FeSi метасоматоза и плавления

Из рассмотренных примеров наиболее высокие температуры при низких давлениях дает геотерма Цилиня. Геотерма Юго-Восточной Австралии при низких давлениях сходится с трендом фигуративных точек глубинных нодулей из пород вулкана Карьерного, а при высоких давлениях – с геотермой Цилиня (рис. 15).

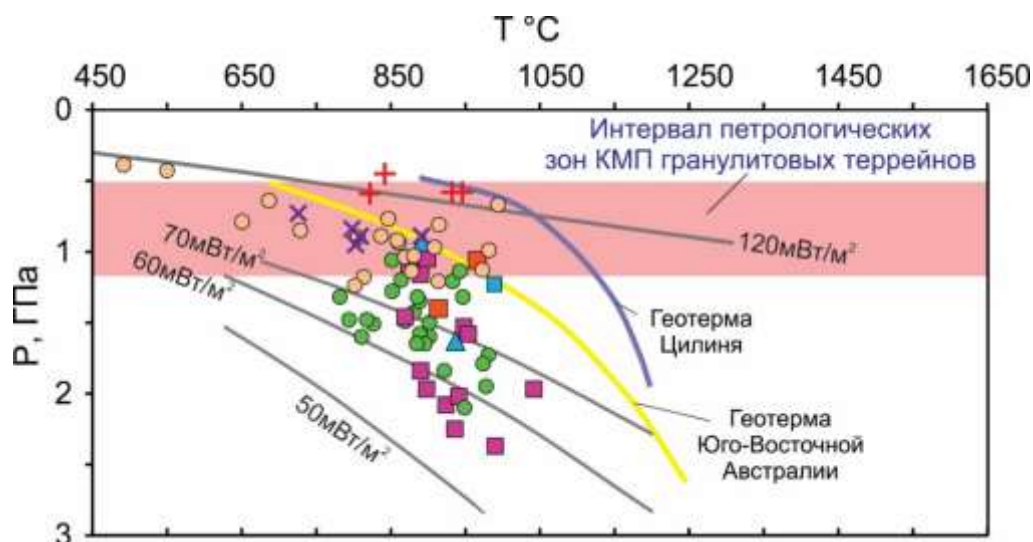


Рис. 15. Диаграмма сопоставления РТ-параметров глубинных нодулей из вулканических пород Карьерного вулкана с интервалом петрологических зон КМП гранулитовых террейнов и геотермами (исходная информация для диаграммы приведена на рис. 1–5, 8, 9).

Fig. 15. Diagram of comparison of PT parameters of deep-seated nodules from volcanic rocks of the Karermy volcano with the interval of petrological zones of the CMT of granulite terranes and geotherms (initial information for the diagram is given in Figs 1–5, 8, 9).

Рассчитанные давления пород магматического и смешанного (магматического-метасоматического) генезиса ПЗКМП Восточно-Тункинского блока соответствуют интервалу ПЗКМП гранулитовых террейнов. Переход к крутому тренду пород групп 1–3 Карьерного вулкана подобен крутому наклону геотермы Цилиня, но при пониженных (приблизительно, на 200 °С) температурах. Такие низкие температуры в корневой части Восточно-Тункинского блока около 13 млн лет назад характеризовали его материал как хрупкий. В условиях активных движений литосферы в породах накапливались тектонические напряжения, реализовавшиеся в палеосейсмических подвижках, сопровождавшихся флюидизацией, метасоматозом и плавлением.

Точка геотермы Юго-Восточной Австралии, проходящая через угловое сочетание трендов Восточно-Тункинского блока КМП, соответствует давлению около 1 ГПа и оценивается литостатическим давлением пород на глубине около 35 км. Эта глубина может условно рассматриваться как исходная для накопления тектонических напряжений. Чем дальше смещаются точки от угла трендов по направлению к геотерме 50 мВт/м², тем холоднее становится субстрат и, следовательно,

в нем могут концентрироваться более высокие упругие напряжения, предшествующие более сильным сейсмогенерирующим деформациям.

Особенность глубинных пород, вынесенных из-под вулкана Карьерного Быстринской вулканической зоны, – признаки активных тектонических процессов, выразившихся в избыточном давлении, которое было следствием концентрации тектонических напряжений до и во время вулканической деятельности около 13 млн лет назад. Породы обычно приобретают пластичность в условиях повышения температуры, но при низкой температуре, которая обозначена нодулями из корневой части Восточно-Тункинского блока, могли концентрироваться значительные тектонические напряжения, реализовавшиеся в сильных палеосейсмических ударах.

Преобразование пород глубинных нодулей Карьерного местонахождения проявляется при их сопоставлении с глубинными нодулями полевошпатовых лерцолитов из местонахождений Хамар-Дабана (Тумусун, Маргасан, Слюдянка и юго-западный Хамар-Дабан). В нодулях всех местонахождений полевые шпаты образуют почти непрерывный ряд составов от плагиоклаза An₅₀ до санидина Or₆₅ (Ionov et al., 1995). Фигуративные точки

полевых шпатов глубинных нодулей из граббродных нодулей и микропикродолеритовых жил в лерцолитовых нодулях из базальтов вулкана Карьерного располагаются на окончании плагиоклазового ряда и в средней части щелочно-полевошпатового ряда хамардабанского полевошпатового тренда. Отсутствие в них промежуточных составов свидетельствует о кристаллизации полевых шпатов при субсолидусном снижении температуры.

В милонитах Главного Саянского разлома (в районе Култукского вулкана) была изучена система жил и даек, включающих умеренно-Ti базитовые псевдотахилиты, имеющие коровые геохимические характеристики. Подобные выплавки обычно генерируются в очагах землетрясений при выделении тепловой энергии во время сильных сейсмических ударов (Sibson, 1977; Swanson, 1992, 2005; Cowan, 1999). Сопоставление состава псевдотахилитов и вулканических пород Камарско-Становой зоны горячей трансенсии (КСЗГТ) показало их общее отличие от базальта океанических островов (ОИВ) и принадлежность к литосферным источникам КМП. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb базитовые псевдотахилиты из зоны Главного Саянского разлома обозначают коровый источник, интерпретирующийся как комплементарная составляющая малоглубинного безгранатового источника КМП и более глубинного гранат-содержащего источника литосферной мантии. Соответственно, магматические расплавы псевдотахилитов впрыскивались в милониты Главного Саянского разлома из источника его корневой части, а магматические расплавы КСЗГТ изливались из комплементарного источника модифицированного реститового материала, утратившего компонент псевдотахилитов основного состава. Кроме Th/Yb и Ta/Yb, источники умеренно-Ti базитовых псевдотахилитов комплементарны источникам коро-мантийного перехода по содержаниям SiO₂, FeO_{общ.} и K₂O, а также по отношениям K₂O/Na₂O, (La/Yb)_N и Ce/Pb (Rasskazov et al., 2021).

Сопоставление ПЗКМП Восточно-Тункинского блока и Северо-Китайского кратона: соотношение времени инкубации мантийных источников кайнозойских базальтов и возраста гранулитовых террейнов

Сравнивая разрезы корневых частей Северо-Китайского кратона и Восточно-Тункинского блока (см. рис. 3, 4), нетрудно видеть общие петрологические процессы генерации ПЗКМП механизмом внедрения и подслаивания магматических тел.

Для Северо-Китайского кратона определяется самый древний компонент возрастом около 4.0 млрд лет и последующие аккрецированные комплексы с неоднократной переработкой нижней коры. Выделяются важнейшие интервалы разрастания кратона – неоархейский (2.8–2.5 млрд лет) и палеопротерозойский (1.9–1.8 млрд лет). Неоархейская датировка 2587±86 млн лет получена для наименее метасоматизированных ксенолитов шпинелевых перидотитов из базальтов Ханнуобы Lu–Hf методом (Choi et al., 2008), палеопротерозойская датировка около 1.9 млрд лет – Re–Os методом (Rudnick et al., 2004). В Кондалитовом поясе установлена последовательность событий временного интервала 1.94–1.80 млрд лет (Jiao et al., 2020). Локально обозначилось неопротерозойское событие (0.6 млрд лет).

Кратон находился в субдукционных и коллизионных соотношениях с сопредельными блоками. Самая нижняя кора юга Северо-Китайского кратона была нарушена фанерозойской субдукцией кратона Янцзы. Нижняя кора северного и восточного краев кратона испытала влияние мезозойской и палеогеновой аккреции террейнов (Zheng, 2021). Поверхностный остов Северо-Китайского кратона в верхней-средней коре возрастом 3.5 млрд лет дополнен палеопротерозойским материалом, подслоенным в средней коре (1.98 млрд лет назад) и нижней коре (1.8 млрд лет назад) (т.е. в начале и в конце образования Кондалитового пояса). Такая же генерация коры могла возобновляться в позднем палеозое-мезозое.

В метаморфических породах, образующихся в условиях высоких температур, U–Pb изотопная система цирконов открыта

(Raquette et al., 1989). При датировании глубинных гранулитовых ксенолитов должна учитываться кинетика радиогенного Pb в цирконах при повышенной температурах, которые существуют в нижней коре длительное время. Температурные оценки гранулитовых ксенолитов, поднятых базальтовыми расплавами из нижней коры охватывают интервал от <700 °C на глубине <30 км до 850 °C на глубине 35–45 км (см. рис. 7, 9). При температуре около 700 °C скорость диффузии радиогенного Pb в цирконе возрастает (Cherniak et al., 1991). При более высокой температуре радиогенный свинец диффузионно теряется цирконом. Диффузия сдерживается фактором давления, поэтому в условиях нижней коры температура закрытия U–Pb изотопной системы циркона может несколько возрасти. Высокая температура, превышающая закрытие U–Pb изотопной системы циркона, могла соответствовать режиму Лапласа, при котором весь радиогенный Pb, образующийся в цирконе в результате радиоактивного распада U, обращается в диффузионные потери. Таким образом, радиоизотопная система не сохраняет истинный возраст пород, а отражает исключительно кинетические эффекты радиоизотопной системы циркона, не имеющие отношения к датированию геологических процессов (Rasskazov et al., 2010). Молодые (фанерозойские) датировки основания нижней коры могут объясняться диффузионными потерями радиогенного Pb, поэтому действие фактора подслаивания фанерозойского материала требует дополнительной аргументации. В позднем кайнозое механизм подслаивания коры под Китайским кратоном не проявился.

Под Восточно-Тункинским блоком в основании гранулитового слоя внедрялись и застревали тела основного (пироксенитового, габбрового) и ультраосновного (микрпикродолеритового и перидотитового) состава. Эффективные аналоги микрпикродолеритов (пикробазальты) извергались в Камарской вулканической зоне около 15 млн лет назад

(Рассказов и др., 2013). В это время расплавы могли частично задерживаться в коре.

В Северо-Китайском кратоне гадейской коры не известно, но различаются гадейские источники протомантии кайнозойских вулканических пород (время инкубации материала источников 4.54–4.51 млрд лет). Датировки поверхности и подслоенных частей гранулитовой коры в целом сопоставляются с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировками источников кайнозойских вулканических пород, полученным по их валовым составам на территории кратона. Древнейшему компоненту коры кратона (4.0 млрд лет) соответствует материал источника вулканов о-ва Чеджу и района Жунгок северо-восточной части кратона, а также провинции Анхой на его юго-восточной границе. Для становления ПЗКМП Ханнуобы на северном краю кратона имела главное значение генерация источников толеитовых базальтов в глубокой части верхней мантии, связанной с материалом протомантии, одновременно с генерацией нижней коры около 2.6 и 1.8 млрд лет назад. Более поздние источники Байиньсянь (1.48 млрд лет) и Анхой (1.19 млрд лет) имеют аномальные Pb-изотопные отношения и могут характеризовать плавление литосферного материала (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022) (рис. 16а).

Учитывая воспроизводимость древних U–Pb датировок циркона (интервал от >3.0 до 1.8 млрд лет) в среднем и верхнем слоях нижней коры Северо-Китайского кратона, их соответствие датировкам пород на его поверхности и мантийным источникам вулканических пород, эти датировки можно считать как соответствующие геологическому возрасту глубинных слоев. Соответствие геологическому возрасту более молодых датировок слоя в основании нижней коры (интервал от 440 до 47 млн лет) вызывает сомнения, хотя в кратоне имеются магматические события, перекрывающие обозначенный интервал.

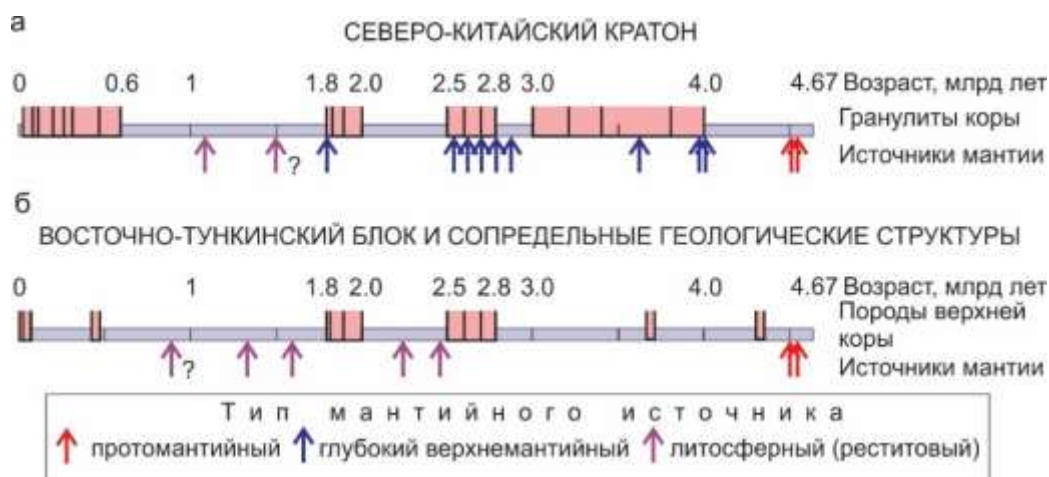


Рис. 16. Возрастные соотношения мантийных источников и пород коры в Северо-Китайском кратоне (а) и Восточно-Тункинском блоке с сопредельными территориями (б). Для Северо-Китайского кратона использованы данные о возрасте пород на поверхности коры и в ее подслоенных частях (рис. 3, 6–9) и данные об инкубации мантийных источников кайнозойских вулканических пород (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022), для Восточно-Тункинского блока и сопредельных территорий – данные о возрасте пород на поверхности коры, приведенные в обзорах (Чувашова, Рассказов, 2014; Rasskazov et al., 2021), и данные об инкубации мантийных источников кайнозойских вулканических пород (Rasskazov et al., 2020, 2021, 2022).

Fig. 16. Age relationships between mantle sources and crustal rocks in the North China craton (a) and East-Tunka block with adjacent areas (b). For the North China Craton, we used data on the age of rocks on the surface of the crust and in its underlying parts (Figs 3, 6–9) and data on the incubation of mantle sources of Cenozoic volcanic rocks (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022), for the East-Tunka block and adjacent areas, data on the age of rocks on the surface of the crust given in reviews (Чувашова, Рассказов, 2014; Rasskazov et al., 2021), and data on the incubation of mantle sources of Cenozoic volcanic rocks (Rasskazov et al., 2020, 2021, 2022).

Общее соответствие между временем инкубации мантийных источников и временем генерации коры прослеживается также под Тункинской долиной и сопредельными территориями юго-восточной части Восточного Саяна (рис. 16б). По модели рудных свинцов в Гарганском блоке регистрируется компонент гадейского протолита. По $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировкам в источниках кайнозойских вулканических пород также различается материал гадейской протомантии (время инкубации 4.53–4.50 млрд лет). На поверхности коры обнажаются породы от нижнего докембрия до нижнего палеозоя. Источник пород Култукского вулкана, расположенного в пределах Сибирского кратона (северо-восточнее Главного Саянского разлома), имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку 2.22 млрд лет, а источник пород Карьерного вулкана, смещенного в Восточно-Тункинский блок (к юго-западу от Главного Саянского разлома), – более молодую $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку 1.31 млрд лет. ПЗКМП обозначилась в древнем (кратонном)

и более молодом (внекратонном) источниках вулканических пород. Имеются признаки события около 0.9 млн лет назад (Rasskazov et al., 2021). Гранулитовый метаморфизм, проявившийся в Восточно-Тункинском блоке около 488 млн лет назад, обозначил позднее конвергентное событие между Слюдянским и Шарыжалгайским блоками с распространением синколлизонных глиноземистых гранитов. После гранулитового метаморфизма ПЗКМП была преобразована внедрением габброидных и габбро-сиенитовых тел около 471 млн лет назад (Грудинин и др., 2004). В позднем кайнозое ПЗКМП также испытала весьма существенные преобразования.

Разноглубинные слои ПЗКМП Северо-Китайского кратона генерировались неоднократно под его древнейшим верхним-средним слоем, а Тункинская зона КМП развивалась сначала (2.22 млрд лет назад) в кратонном древнем блоке литосферы Сибирского палеоконтинента, а затем (с 1.31 млрд лет назад) в пограничной структуре более

молодого Восточно-Тункинского блока. В позднем кайнозое между разновозрастными литосферными блоками развивались пограничные процессы.

Петрографические и минералогические признаки глубинных тектонических напряжений и срывов (по нодулям из вулканических пород)

Итак, глубинные нодули из пород вулкана Карьерного характеризуются существенными хрупкими деформациями, сопровождавшимися развитием метасоматических и магматических процессов. Признаки глубинных тектонических напряжений, выразившихся в избыточном давлении, и реализовавшихся в срывах глубокой части литосферы установлены в глубинных породах других территорий: в нодулях из лав вулкана Большой, извергавшихся в долине р. Бартой бассейна Джиды Юго-Западного Забайкалья около 0.8 млн лет назад, и в нодулях из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам, извергавшегося на Тарятском вулканическом поле в Центральной Монголии около 0.4 млн лет назад (Рассказов, 1985; Рассказов и др., 1989в).

Среди джидинских нодулей были обнаружены ортопироксенсодержащие железомagneзиальные породы, переходные от гранатовых клинопироксенитов к безгранатовым перидотитам. В переходной породе (шпинелевом вебстерите) содержится 35–40% ортопироксена. Его зерна сильно трещиноваты и обладают строго упорядоченной пространственной ориентировкой оптической индикатрисы. Клинопироксен не деформирован. Его содержание приблизительно соответствует содержанию ортопироксена. Количество шпинели зеленовато-серого цвета достигает 20%. В отличие от гранатовых лерцолитов, содержащих шпинель и гранат во взаимном сростании и образующих единый равновесный минеральный парагенезис, в шпинелевом вебстерите зерна шпинели на контакте с зернами ортопироксена имеют реакционную гранатовую кайму, образовавшуюся в результате относительного возрастания давления. Об этом, помимо перехода шпинель+ортопироксен → гранат, свидетельствуют высокие содержания в клинопироксене Al^{VI} (0.223

атома на 6 ф.е.), входящего в жадеитовый минал (8.9 мол.%).

В базанитах вулкана Большого распространен спектр пород с постепенными переходами от эклогитоподобных гранатовых клинопироксенитов до гранатсодержащих гранулитов, в которых содержание кислого плагиоклаза составляет до 70%. Породы промежуточного состава между гранатовыми клинопироксенитами и гранулитами характеризуются сложным строением. В них появляется пегматоидный, прожилковый и интерстиционный амфибол, реже флогопит. При продвижении от амфибол-флогопитовых прожилков во вмещающий гранатовый клинопироксенит флогопит исчезает. В пегматоидных выделениях амфибола нередко заключены более мелкие зерна клинопироксена, оливина и слабо просвечивающейся темносерой шпинели, присутствуют ламеллы клинопироксена, свидетельствующие об относительном снижении температуры среды. Включений граната в пегматоидных и прожилковых амфиболах не обнаружено, но он появляется во вмещающих гранатовых клинопироксенитах в виде сильно уплощенных интерстиционных зерен.

Глубинные нодули промежуточного состава (переходные плагиоклазсодержащие гранатовые клинопироксениты) рассматривались как контактовые породы глубинного тектонического срыва, наиболее сильно трещиноватые и проницаемые для магматических расплавов и флюидов. Нодули гранатовых клинопироксенитов воспринимались как остов весьма прочных пород, а нодули существенно плагиоклазовых гранулитов как пластичные глубинные породы. Плагиоклазы всех изученных эклогитоподобных пород имеют один и тот же состав (An_{40}). В гранулите плагиоклаз имеет полностью упорядоченные кристаллооптические характеристики, в переходных разностях пород – характеристики с промежуточной степенью упорядоченности. И гранатовые клинопироксениты, и гранулиты оказались слабо проницаемыми и почти не затронуты метасоматозом.

Предполагая промежуточный первоначальный состав переходных пород зоны глубинного тектонического срыва между

гранатовым клинопироксеном и гранулитом, устанавливается привнос TiO_2 , CaO и вынос Al_2O_3 и возрастание степени окисления железа. В минералогическом отношении изменение состава промежуточных пород выражено новообразованиями в них амфибола. Клинопироксен пород промежуточной зоны хрупких тектонических деформаций отличается повышенными содержаниями Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 и пониженным содержанием MgO . Содержание Al_2O_3 в клинопироксене возрастает в шестерной координации (Al^{VI} в клинопироксене пород из "берегов" зоны проницаемости – 0.163–0.167 атомов на 6 ф.е., в пределах зоны – 0.206 атомов). Оксид Na_2O входит в жадеитовый компонент клинопироксена. При пересчете с последовательным выделением миналов $NaCrSi_2O_6$, $NaFeSi_2O_6$ (эгирин) и $NaAlSi_2O_6$ (жадеит) содержание последнего из них в клинопироксене «берегов» зоны проницаемости составило интервал 2.7–3.1 мол.%, в пределах зоны – 5.8 мол.%. Следовательно, тектоническому срыву в этих породах предшествовало накопление упругих напряжений, выразившееся в избыточных давлениях.

Датирование глубинных амфиболсодержащих нодулей из джидинских вулканических пород в $Sm-Nd$ и $Rb-Sr$ изотопных системах показало сильный разброс точек на изохронных диаграммах с расчетами $Sm-Nd$ датировок 301 ± 132 млн лет, 327 ± 87 млн лет, $Rb-Sr$ датировок 334 ± 145 млн лет, 400 ± 150 млн лет и около 7 млн лет (клинопироксен, амфибол, флогопит). Такой набор результатов был интерпретирован как показатель событий обогащения мантии во временном интервале 450–300 млн лет назад (Ionov et al., 1992). Полученная $U-Pb$ датировка цирконового мегакристалла 282 млн лет (неопубликованное определение С.А. Бауринга) моложе этого интервала. Она соответствует возрасту широко распространенной возрастной генерации гранитов Западного Забайкалья. Наконец, для амфибола из образца амфибол-шпинелевого лерцолита были определены концентрации радиогенного аргона-40, соответствующие радиоактивному превращению калия-40 в течение первых млн лет (определения С.Б. и И.С. Брандтов). Учитывая $Rb-Sr$ возрастную оценку по клинопироксену,

амфиболу и флогопиту около 7 млн лет (Ionov et al., 1992) и приблизительно такую же $K-Ar$ возрастную оценку по амфиболу можно считать новообразования амфибола продуктом позднекайнозойского преобразования глубинных пород. Следовательно, маркированные амфиболом и флогопитом тектонические срывы в глубинных джидинских породах должны относиться к концу кайнозоя.

В глубинных нодулях из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам известны находки нодулей гранатовых клинопироксенов и гранулитов, близких по составу нодулям из базанитов вулкана Большого. В этих породах также обращает на себя внимание поведение барофильных элементов клинопироксена. По данным В.В. Кебезинскас (1979), в клинопироксене гранатовых клинопироксенов в пересчете на шесть атомов кислорода приходится 0.133–0.176 атомов Al^{VI} , в плагиоклазсодержащих эклогитоподобных породах – 0.181–0.205 атомов Al^{VI} . Как и в нодулях из пород вулкана Большого, состав клинопироксена характеризует избыточное локальное давление на глубине в связи с накоплением упругой энергии на контакте недеформированных гранатовых клинопироксенов с менее прочными (пластичными) гранулитами. Однако, в отличие от глубинных джидинских пород, монгольские глубинные породы не несут следов амфиболлизации. Нодули с амфиболом маркируют глубинные тектонические срывы в области перехода от впадин Байкальской рифтовой зоны к внерифтовым территориям (Расказов, 1983).

В целом гранатсодержащие джидинские и тарятские глубинные нодули представляют собой сложные породные комплексы, испытавшие кайнозойские стрессовые нагрузки с метасоматической переработкой образовавшихся тектонических срывов. В результате концентрации упругих напряжений менялся состав барофильных компонентов минералов. При достижении стрессовыми нагрузками предела прочности пород происходили тектонические срывы, сопровождавшиеся проникновением в ослабленные зоны флюидов и магматических расплавов.

Неотектонические и магматические показатели контрастного развития КМП в позднем кайнозое под восточной частью Тункинской долины и Южно-Байкальской впадиной

Восточная часть Тункинской долины в настоящее время испытывает сжатие. Здесь образовались молодые надвиги. О современной сжатии коры Хамар-Дабана и юго-восточной части Восточного Саяна свидетельствуют данные спутниковой геодезии (Лухнев и др., 2003). Сжатие проявилось в сдвиго-надвиговом механизме сильного Быстринского землетрясения ($M_w=5.4$), произошедшего 21 сентября 2020 г. (Семинский и др., 2021). Его гипоцентр находился в плоскости Главного Саянского разлома непосредственно под Анчукским вулканом Быстринской вулканической зоны (Rasskazov et al., 2021). Установленный факт сильного сейсмического удара в структурном элементе бывшей зоны горячей трансенсии свидетельствует о включении механизмов унаследованности современной структуры КМП от горячей трансенсионной структуры, которая получила развитие в восточной части Тункинской долины 18–12 млн лет назад.

Вулканическая деятельность КСЗГТ сопровождала рифтогенное откалывание углового фрагмента фундамента Южно-Байкальской впадины от южного края Сибирского палеоконтинента по Обручевскому разлому. Вулканизм угасал около 12 млн лет назад при структурном разъединении Южно-Байкальской впадины с восточной частью Тункинской долины. Кора Южного Байкала растягивалась с начала миоцена и продолжала растягиваться с погружением днища впадины. Начиная с позднего миоцена, кора восточной

части Тункинской долины испытала сжатие, вызвавшее инверсионные тектонические движения в структурах КСЗГТ. Вулканизм КСЗГТ сопровождал (и явился следствием) процессов деламинации утолщенной корневой части Южно-Байкальского орогена, существовавшего на месте Южно-Байкальской впадины в позднем мелу и палеогене (Рассказов, Чувашова, 2018). Тектонический контроль магматических источников КМП согласуется с современными сейсмогенными деформациями средней-верхней частей коры Южно-Байкальской впадины и сопредельной Тункинской долины, в которых сильные землетрясения распределяются вдоль Главной Саянской и Приморской шовных границ Сибирского палеоконтинента.

Современная граница между Южно-Байкальской впадиной и Тункинской долиной обозначена резкой латеральной сменой скоростей S-волн под станцией Талая (ТАЛ). Восточно-Тункинский блок коры находится между Западно-Тункинским и Южно-Байкальскими блоками и ограничен с запада и востока Центрально-Тункинской и Камарско-Становой зонами горячей трансенсии. Он отличается от сопредельных блоков относительным снижением скорости S-волн. По вертикальным и латеральным вариациям скорости сейсмических волн обозначается подслоение высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) под границу Мохо, сопровождавшееся отторжением низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию под Южно-Байкальской впадиной. Очевиден контраст современной растянутой и утоненной (до 35 км) коры Южного Байкала и утолщенной (до 49 км) коры Восточно-Тункинского блока (рис. 17).

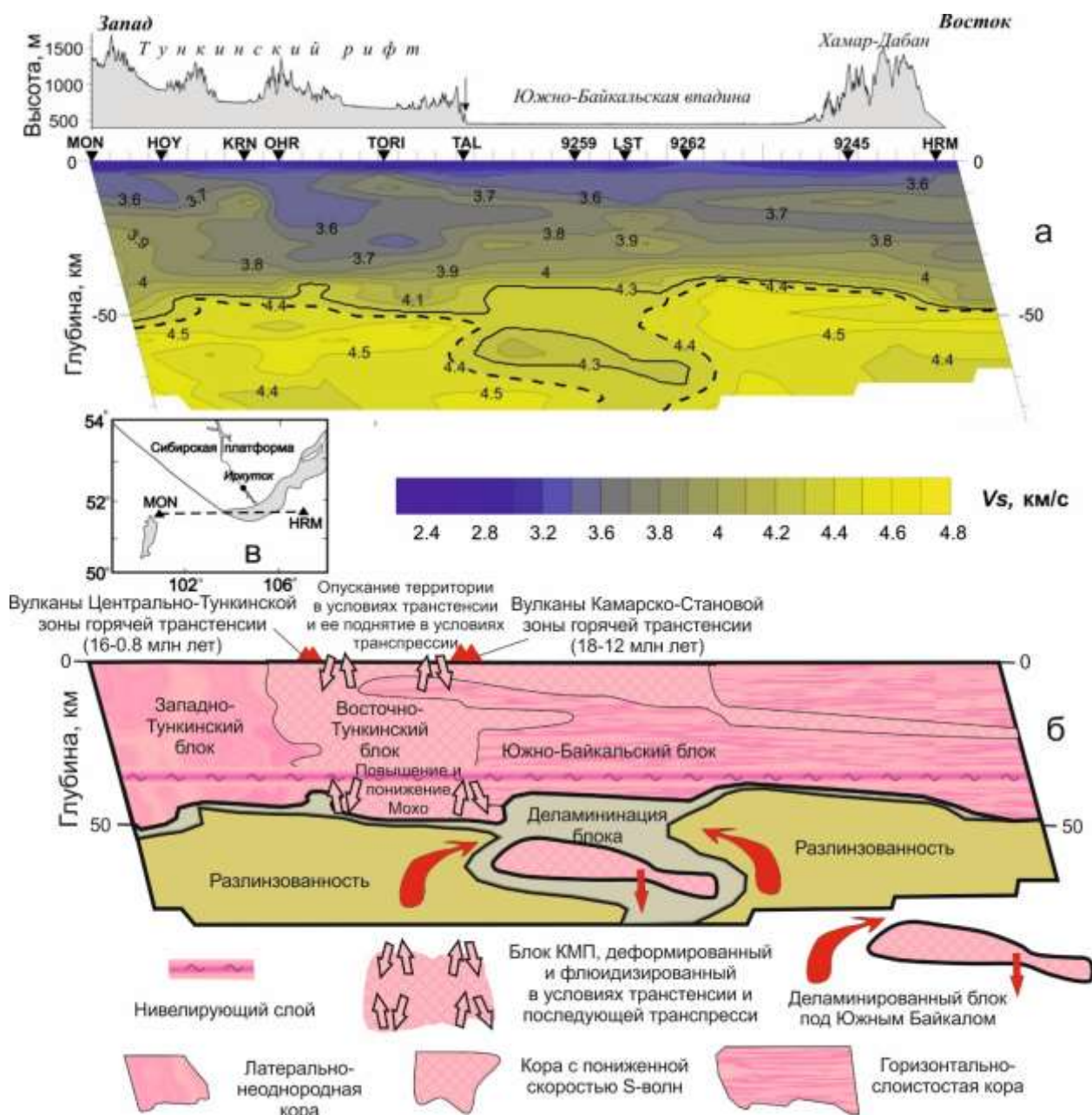


Рис. 17. Vs-разрез по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2019) (а) и интерпретация разреза с учетом характера источников вулканизма, глубинных нодулей из вулканических пород и псевдотахилитов (б). Линия профиля показана на врезке (в). На панели а стрелка над рельефом указывает пересечение разреза с Главным Саянским разломом. Изолинии V_s проведены с шагом 0.1 км/с. Сейсмический снос учтен наклоном разреза. Линия профиля показана на врезке. Нивелирующий пластичный слой в нижней коре отделяет прочные блоки нижней коры от прочных блоков средней и верхней коры, в которых сконцентрированы хрупкие сейсмогенные деформации (Rasskazov et al., 2021).

Fig. 17. Vs-section along the Mondy–Khuramsha profile (Мордвинова и др., 2019) (а) and interpretation of the section taking into account the nature of sources of volcanism, deep-seated nodules from volcanic rocks and pseudotachylites (б). The profile line is shown in inset (в). In panel а, the arrow above the relief indicates the intersection of the section with the Main Sayan Fault. VS isolines are drawn with a step of 0.1 km/s. Seismic drift is taken into account by the slope of the section. The leveling plastic layer in the lower crust separates the strong blocks of the lower crust from the strong blocks of the middle and upper crust, in which brittle seismogenic deformations are concentrated (Rasskazov et al., 2021).

Во временном интервале горячей трансенсии 18–12 млн лет назад кора восточной части Тункинской долины растягивалась и утонялась так же, как кора Южного Байкала. В результате последующей транспрессии мощность коры могла увеличиться. Пространственный переход от общего растяжения рифтовых структур к дифференцированному сжатию коры Восточно-Тункинского блока и растяжению коры Южно-Байкальского блока отразился в неровностях сейсмической границы Мохо. Между сжатой восточной частью Тункинской долины и растянутой центральной частью Южно-Байкальской впадины деформации коры в настоящее время продолжают нивелироваться по пластичному слою, выдержанному на уровне около 38–39 км, на котором вдоль всей Тункинской долины и Южно-Байкальской впадины определена одинаковая скорость S-волн. Утонение до 35 км предполагает наиболее активные растягивающие усилия под растянутой частью коры Среднего Байкала выше пластичного слоя. Этот нивелирующий пластичный слой ограничивает снизу часть коры, в которой развиваются хрупкие сейсмогенные деформации и образуются очаги сильных землетрясений. Этот же пластичный слой ограничивает сверху дифференцированные движения блоков с утоненной и утолщенной зоной КМП.

Во время активности Камарско-Становой зоны горячей трансенсии кора Восточно-Тункинского блока утонялась в результате застревания в ее основании тяжелых мантийных магматических расплавов. Гипотетический раздел Мохо под Восточно-Тункинским блоком 13 млн лет назад находился выше его современного уровня (49 км). При деформациях холодных пород коры Восточно-Тункинского блока в них формировались трещинные неоднородности, за счет которых скорости прохождения сейсмических волн должны быть существенно ниже скоростей недеформированных пород ультраосновного состава. Более того, плотность коры снижалась за счет ее флюидной

синдеформационной проработки. Этим объясняется общее снижение скорости S-волн Восточно-Тункинского блока относительно сопредельных Западно-Тункинского и Южно-Байкальского блоков.

Заключение

Приведенные примеры разрезов зон КМП под гранулитовыми террейнами свидетельствуют в целом об их однотипном характере. Очевидно, что, если гранулиты находятся в верхней части континентальной коры, ее разрез не соответствует стандартному строению коры складчатых областей: глинистых сланцев – в верхней части, амфиболитов – в средней части и гранулитов – в нижней части. Современный скоростной раздел Мохо под гранулитовыми террейнами может совпадать и не совпадать с петрологическими оценками смены пород кислого-основного состава (принадлежащих континентальной коре) породами преимущественно ультраосновного состава (образующими континентальную мантийную литосферу) и часто находится значительно глубже ПЗКМП.

В рамках выполненного обзора обозначаются контрастные разрезы зон КМП: северо-китайский и восточноавстралийский. Разрез Северо-Китайского кратона, составленный по нодулям из магматических пород всего фанерозоя, характеризует тектонотип раздела Мохо, совпадающего с петрологической границей коры и мантии. Коро-мантийный переход генерировался под кратоном на протяжении длительного времени, с раннего докембрия до середины кайнозоя. Разрез Восточной Австралии, составленный по нодулям из четвертичных базальтов, обозначает тектонотип раздела Мохо, находящегося ниже петрологической границы коры и мантии. В этом коро-мантийном переходе скорости сейсмических волн слоя преобладающих шпинелевых перидотитов не достигают мантийных значений и возрастают до мантийных характеристик в гранатовых лерцолитах (рис. 18).

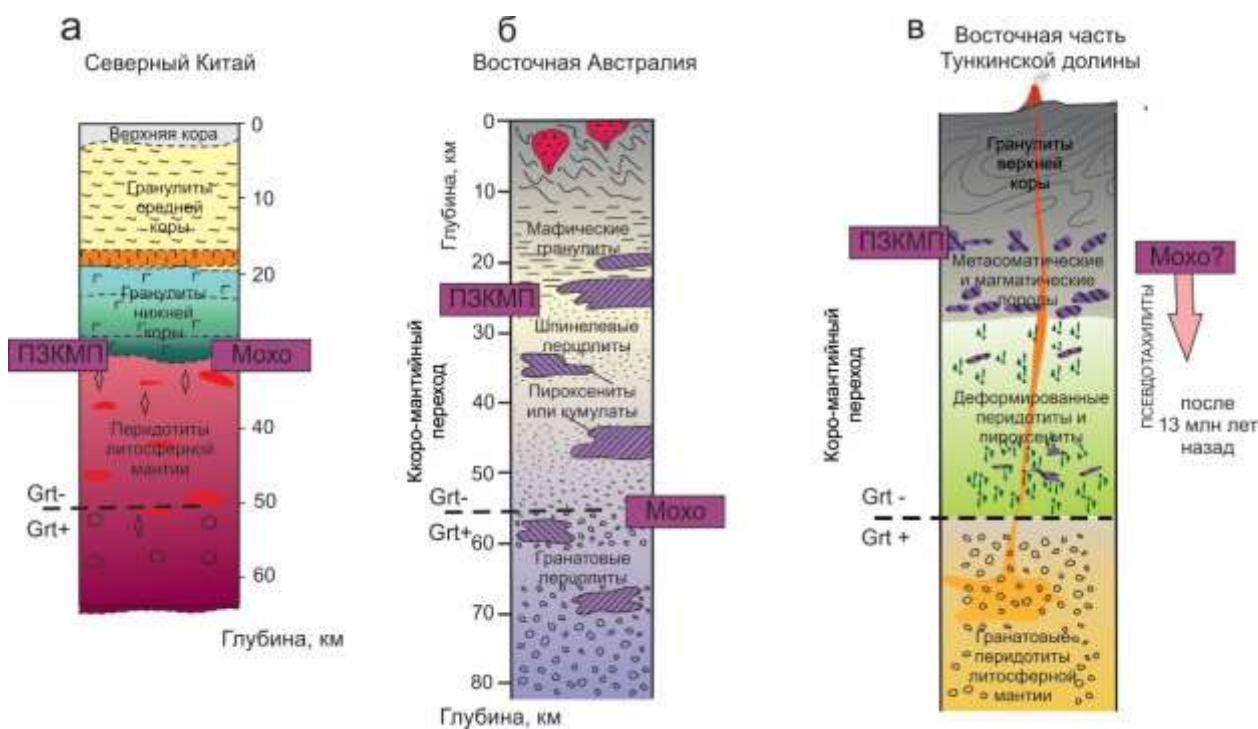


Рис. 18. Северо-Китайский (а), Восточно-Австралийский (б) и Восточно-Тункинский (в) тектонотипы коро-мантийного перехода. Условные обозн. см. на рис. 1, 5 и 14.

Fig. 18. North China (а), East Australian (б), and East Tunka (в) tectonotypes of the crust-mantle transition. Symbols are as in Figs 1, 5, and 14.

В ассоциациях глубинных нодулей рассмотренных примеров ПЗКМП находятся гранатовые перидотиты и/или гранатовые клинопироксениты. Ассоциация глубинных нодулей, вынесенных из корневой части гранулитов Восточно-Тункинского блока около 13 млн лет назад, отличается отсутствием гранатосодержащих пород. Глубинный разрез Восточно-Тункинского блока рассматривается как самостоятельный тектонотип раздела Мохо, не совпадающего с петрологической границей коры и мантии. Петрологическая зона КМП этого тектонотипа характеризуется как комплекс пород позднекайнозойского подвижного Восточно-Тункинского блока осевой структуры Байкальской рифтовой системы.

По клинопироксеновой термобарометрии глубинных нодулей получено два РТ тренда, один из которых соответствует высокой (до 120 мВт/м²) рифтовой кондуктивной геотерме, другой пересекает низкие кондуктивные геотермы (до 60 мВт/м²). Полученные оценки температур ПЗКМП приблизительно на 200 °С ниже, чем в подобных зонах под

другими гранулитовыми террейнами. Холодные породы ПЗКМП испытывали под осевой Тункинской рифтовой долиной существенные хрупкие деформации, которые отразились в их структуре и избыточных давлениях. Накапливались и реализовались упругие напряжения с палеосейсмическими ударами, развитием процессов метасоматоза и плавления. Выше слоя перехода от мантии к коре с активными метасоматическими и магматическими процессами находилась петрологическая кора, в которую выдвигались, застревая, магматические расплавы, поднимавшиеся из мантии. Генерировались синтетектонические выплавки.

Синкинематические преобразования пород ПЗКМП, установленные в глубинных нодулях, происходили во время горячей трансенсии 18–12 млн лет назад, сменившейся трансессией. В результате произошедшей тектонической инверсии могли получить развитие новые петрологические процессы преобразования ПЗКМП. Реконструированные холодные трансенсионные глубинные процессы нельзя распространять на современное

состояние КМП, сложившееся в результате транспрессии. Глубинный магматизм отсутствовал, но в деформированных метасоматитах могли генерироваться псевдотахилиты. Такие процессы привели к увеличению глубины раздела Мохо восточной части Тункинской долины относительно раздела Мохо сопредельной Южно-Байкальской впадины.

В ходе работы над статьей ярко обозначилось противоречие, существующее между геофизическим определением мантии как слоя, находящегося ниже раздела Мохо, и петрологическим определением мантии как слоя, сложенного породами ультраосновного состава. Идея о глубинных включениях из щелочных базальтоидов и базальтов как отторженцах, слагающих мантию (Ross et al., 1954), не была подкреплена в свое время измерениями скоростей сейсмических волн. Такие измерения, выполненные при комнатной температуре и давлениях до 12 кбар по перидотитовым и черным клинопироксенитовым включениям из базальтов Дариганги, показали скорости ниже мантийных (рис. 19).

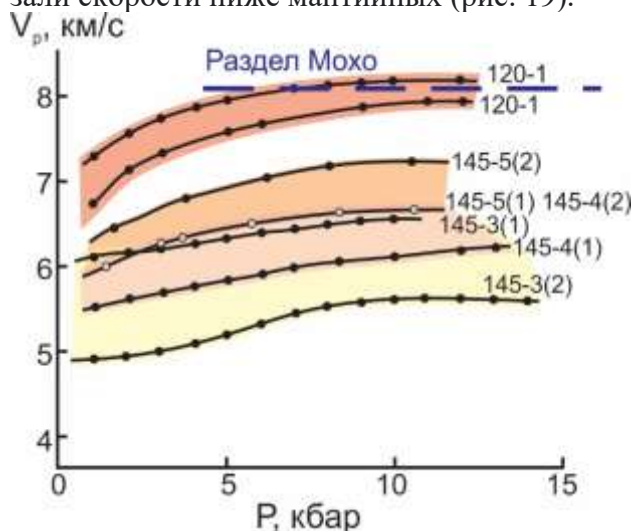


Рис. 19. Зависимость скоростей продольных волн от давления в перидотитовых включениях из базальтов Дариганги (Геншафт, Салтыковский, 1990). Цифры в скобках — образцы, вырезанные из одного включения и различающиеся ориентировкой. У кривых даны номера обнажений, приведенных в работе авторов.

Fig. 19. Pressure dependence of P-wave velocities in peridotite inclusions from Dariganga basalts (Геншафт, Салтыковский, 1990). Numbers in brackets are samples cut from the same inclusion and differing in orientation. Numbers of outcrops are given next to curves presented by the authors.

Из этих определений следует, что фактически, геофизики называют коровыми перидотиты со скоростями менее 7.9–8.2 км/с, которые петрологи *априори* считают, с подачи авторов статьи (Ross et al., 1954), мантийными. Очевидно, что требуется дополнительная работа по согласованию геофизических и петрологических подходов к определению пород пограничных слоев коромантийного перехода.

Литература

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Соотношения пород примитивной мантии, реститов и метасоматитов во включениях базанитов вулкана Карьерный (Западное Прибайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 29. С. 3–23. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.29.3>

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021. Т. 21, № 4, С. 517–545.

Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1162–1190.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараш И.Г. Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2006. Т. 1. С. 37–40.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.

Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Доклады РАН. 1997. Т. 353, № 6. С. 789–792.

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.

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

Грудинин М.И., Рассказов С.В., Коваленко С.Н., Ильясова А.М. Раннепалеозойский габбро-сиенитовый Снежинский массив Юго-Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1092–1101.

Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1979. 125 с.

Зорин Ю.А., Голубев В.А., Новоселова М.Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом. Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1. С. 158–161.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1981. 105 с.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Доклады АН. 2003. Т. 389, № 1. С.100–103.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В. и др. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеизмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е. Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л. Р. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // Доклады АН. 2019. Т. 484, № 1. С. 93–97. doi.org/10.31857/S0869-5652484193-97.

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

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 384 с. <https://doi.org/10.21782/B978-5-6041446-3-3>.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1989а, № 7. С. 54–61.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 1989б, № 4. С. 56–64.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И., Елизарьева Т.И., Татаринцев А.В. Глубинные ксенолиты из вулканитов Бартоя (Западное Забайкалье) // Вулканология и сейсмология. 1989в. № 3. С. 38–48.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Минералы глубинных включений из разновозрастных базальтов Тункинской впадины // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. Ун-та, 1992. С. 153–168.

Рассказов С.В., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Глубинные включения из базанитов Зун-Мурин (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 40, № 1. С. 100–110.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4. N 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

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. 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.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М. Наука, 1970. 179 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath

northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics*. 1987. V. 139. P. 169–185.

Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The nature of the lithosphere beneath northwestern Spitsbergen: xenolith evidence. *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*. 1988. V. 3. P. 58–65.

Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // *Geoscience Frontiers*. 2017, No. 8. P. 775–795. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.06.012

Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stegnitsky Y.B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 17–41.

Berger J., Féménias O., Coussaert N., Mercier J-C C., Demaiffe D. Cumulating processes at the crust-mantle transition zone inferred from Permian mafic-ultramafic xenoliths (Puy Beaunit, France) // *Contrib Mineral Petrol*. 2007. V. 153. P. 557–575. DOI 10.1007/s00410-006-0162-8

Chan W.W., Mitchell B.J., 1982. Synthetic seismogram and surface wave constraints on crustal models of Spitsbergen // *Tectonophysics*. V. 89. P. 51–76.

Chen S., O'Reilly S.Y., Zhou X., Griffin W.L., Zhang G., Sun M., Feng J., Zhang M. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths // *Lithos*. 2001. V. 56. P. 267–301.

Cherniak D.J., Lanford W.A., Ryerson F.J. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55, No. 6. P. 1663–1673.

Choi S.H., Mukasa S.B., Zhou X.-H., Xian X.H., Andronikov A.V. Mantle dynamics beneath East Asia constrained by Sr, Nd, Pb and Hf isotopic systematics of ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China // *Chem. Geol.* 2008. V. 248. P. 40–61. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.10.008

Choi S.H., Suzuki K., Mukasa S.B., Lee J.-I., Jung H. Lu–Hf and Re–Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, Western Svalbard:

implications for mantle–crust coupling // *Earth Planetary Science Letters*. 2010. V. 297. P. 121–132.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yasnygina T., Saranina E. Lateral change of ELMU–LOMU sources for Cenozoic volcanic rocks from Southeast Mongolia and North China: Tracing zonation of solidified Hadean magma ocean // EGU22-6724. EGU General Assembly Abstracts. 2022.

Cowan D.S. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // *Journal of Structural Geology* 1999. V. 21, No. 8–9. P. 995–1001. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00046-2)

Daly E., Keir D., Ebinger C.J., Stuart G.W., Bastow I.D., Ayele A. Crustal tomographic imaging of a transitional continental rift: the Ethiopian rift // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 172. P. 1033–1048.

Finlayson, D.M., Proedehl, C., Collins, C.D.N. Explosion seismic profiles and implications for crustal evolution in southeastern Australia // *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1979. V. 4. P. 243–252.

Finlayson D.M., Owen A., Johnstone D., Wake-Dyster K.D. Moho and petrologic crust–mantle boundary coincide under southeastern Australia // *Geology*. 1993. V. 21. P. 707–710.

Fountain D.M., Christensen N.I. Composition of the continental crust and upper mantle: a review // *Memoir of Geological Society of America*. 1989. V. 172. P. 711–742.

Gao S. Chemical composition of the continental crust: a perspective from China // *Geochemical News*. 2010. V. 143. 10 p.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust in eastern Australia: xenolith evidence / Dawson J.B., Carswell, D.A., Hall, J.H., Wedepohl, H. (Eds.), *Geological Society London Special Publications*. 1986. V. 24. P. 363–374.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Is the Moho the crust–mantle boundary? // *Geology*. 1987. V. 15. P. 241–244.

Griffin W.L., Nikolic N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust–mantle relationship beneath NW Spitsbergen // *Lithos*. 2012. V. 149. P. 115–139.

Griffin, W.L., Sutherland, F.L., Hollis, J.D. Geothermal profile and crust–mantle transition beneath east-central Queensland: volcanology, xenolith petrology and seismic data // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1987. V. 31. P. 177–203.

Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: New data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. No. 5. P. 731–745. DOI:10.1007/s00410-012-0767-z

Ionov D.A., Kramm U., Stosh H.-G. Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: an Sm–Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes // *Contrib. Miner. Petrol.* 1992. V. 111. P. 235–247.

Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 122. P. 174–190.

Jiao S., Guo J., Evans N.J., McDonald B.J., Liu P., Ouyang D., Fitzsimons I.W. The timing and duration of high-temperature to ultrahigh-temperature metamorphism constrained by zircon U–Pb–Hf and trace element signatures in the Khondalite Belt, North China Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2020. P. 175–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01706-z>

Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planet Sci. Letters.* 2011. V. 307. P. 59–70.

Herzberg C.T. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving clinopyroxenes in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 945–957.

Koga K.T., Shimizu N., Grove T.L. Disequilibrium trace element redistribution during garnet to spinel facies transformation // In *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference* (eds. J. Gurney John L. Gurney James D. Pascoe Michelle, and H. Richardson Stephen). Red Roof Designs, Cape Town. 1999. V. 1. P. 444–451.

Keller G.R., Prodehl C., Mechie J., Fuchs K., Khan M.A., Maguire P.K.H., Mooney W.D., Achauer U., Davis P.M., Meyer R.P., Braile L.W., Nyambok I.O., Thompson G.A. The East African rift system in the light of KRISP 90 // *Tectonophysics.* 1994. V. 236. P. 465–483.

Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // *Tectonophysics.* 2006. V. 420, No. 1–2. P. 239–252.

Liao Q.-L., Wang Z.-M., Wang P.-L., Yu Z.-K., Wu N.-Y., Lie B.-C. Explosion seismic study of the crustal structure in Fuzou–Quanzhou–Shatou region // *Acta Geophysical Sinica.* 1988. V. 2. P. 270–280 (in Chinese).

Lyngsie T.B., Thybo H., Lang R. Rifting and lower crustal reflectivity: a case study of the intracratonic Dnieper-Donets rift zone, Ukraine // *Journal of Geophysical Research.* 2007. V. 112. P. B12402.

Maruyama S.; Santosh M.; Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Res.* 2007. V. 11. P. 7–37.

Mathur S.P. Improvements in seismic reflection techniques for studying the lithosphere in Australia // *Tectonophysics.* 1984. V. 105. P. 373–381.

Mercier J.C.C. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics.* 1980. V. 70, No. 1/2. P. 1–37.

Musaccio G., Zappone A., Cassinis R., Scarascia S. Petrographic interpretation of a complex seismic crust–mantle transition in the central-eastern Alps. *Tectonophysics.* 1998. V. 294. P. 75–88.

Nielsen C., Thybo H. Lower crustal intrusions beneath the southern Baikal Rift Zone: Evidence from full-waveform modelling of wide-angle seismic data // *Tectonophysics.* 2009. V. 470. P. 298–318.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. A xenolith-derived geotherm from southeastern Australia and its geophysical implications // *Tectonophysics.* 1985. V. 111, No. 1/2. P. 41–63.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Moho vs crust–mantle boundary: Evolution of an idea // *Tectonophysics.* 2013. V. 609. P. 535–546.

Paquette J.-L., Christian Chopin C., Peucat J.-J. U–P zircon, Rb–Sr and Sm–Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 101. P. 280–289.

Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics.* 1977. V. 38. P. 279–296.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Saranina E., Yasnygina T., Ailow Y. Crustal versus mantle events of 2.44–2.22 and 1.63–1.31 Ga at the junction between Khamardaban terrane, Tuva-Mongolian microcontinent, and Siberian paleocontinent: Petrogenetic consequences // EGU22-6686. EGU General Assembly Abstracts. 2022.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic

- volcanic rocks // *Minerals* 2020, 10 (9): 739; doi:10.3390/min10090739
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11. No. 5. P. 487.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Olivine in dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks // *Amer. Mineralogists*. 1954. V. 39, N 9–10. P. 20–36.
- Rubie D.C., Nimmo F., Melosh H.J. Formation of Earth's Core / *Treatise on Geochemistry*. Elsevier B.V., 2007. P. 51–90.
- Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K., Eds., *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, 1–64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Rudnick R.L., Gao S., Ling W-l, Liu Y-s, McDonough W.F. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 609–637.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. No. 3. P. 267–309.
- Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms // *J. Geol. Soc. London*. 1977. V. 133. P. 191–213.
- Swanson M.T. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation // *Tectonophysics*. 1992. V. 204, No. 3–4. P. 223–242. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90309-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90309-T)
- Swanson M.T. Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones // *Journal of Structural Geology*. 2005. V. 27. P. 871–887. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.11.009>
- Su B.X., Wang J., Liu X., Bai Y., Yang Y.-H., Bao Z.-A., Sakyi P.A. Mantle and crust interaction scenario at the crust-mantle transition zone: Depicted from inter-layered pyroxenite-granulite xenolith in Hannuoba area, North China Craton // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2020. V. 309. P. 106594. doi:10.1016/j.pepi.2020.106594
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Thybo H., Maguire P.K.H., Birt C., Perchue E. Seismic reflectivity and magmatic underplating beneath the Kenya Rift // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. P. 2745–2748.
- Wei Y., Mukasa S.B., Zheng J., Fahnestock M.F., Bryce J.G. Phanerozoic lower crustal growth from heterogeneous mantle beneath the North China Craton: Insights from the diverse Hannuoba pyroxenite xenoliths // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.001>
- Wilde, S.A., Zhou, X., Nemchin, A.A., 2003. Mesozoic crust–mantle interaction beneath the North China Craton: a consequence of the dispersal of Gondwana and the accretion of Asia. *Geology* 31, 817–820.
- Xu X., O'Reilly S.Y., Zhou X., Griffin W.L. A xenolith-derived geotherm and the crust–mantle boundary at Qilin, southeastern China // *Lithos*. 1996. V. 38. P. 41–62.
- Xu X., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Geng H., Zheng J.P. Re–Os isotopes in mantle xenoliths from eastern China: age constraints and evolution of lithospheric mantle // *Lithos*. 2008. V. 102. P. 49–64.
- Yu C.M., Zheng J.P., Griffin W.L. In situ Re–Os isotope ages of sulfides in Hannuoba peridotitic xenoliths: significance for frequently-occurring mantle events beneath the North China Block // *Chinese Science Bulletin*. 2007. V. 52. P. 2847–2853.
- Zheng J. Thermal structure and lithosphere thickness in Eurasia // *Deep 2021*. Nanjing, China.
- Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Lu F., Wang C., Zhang M., Wang F., Li H. 3.6 Ga lower crust in central China: new evidence on the assembly of the North China Craton // *Geology*. 2004. V. 32. P. 229–232.
- Zheng J.P., Griffin W.L., Qi L., O'Reilly S.Y., Sun M., Zheng S., Pearson N., Yu C.M., Su Y.P., Tang H.Y. Age and composition of granulite and pyroxenite xenoliths in Hannuoba basalts reflect Paleogene underplating beneath the North China Craton // *Chemical Geology*. 2009. V. 264. P. 266–280.
- Zheng J.P., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Hu B.Q., Zhang M., Tang H.Y., Su Y.P., Zhang Z.H., Pearson N., Wang F.Z., Lu F.X. Continental collision and accretion recorded in the deep lithosphere of central China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 269. P. 496–506.
- Zheng J.P., Griffin W.L., Ma Q., O'Reilly S.Y., Yu C.M., Xiong Q. Accretion and reworking beneath the North China Craton: A synthesis // *Lithos*. 2012. V. 149. P. 61–78.

Zou H., Zindler A., Xu X. et al. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional

variations, and tectonic significance // Chemical Geology. 2000. V. 171. P. 33–47.

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. Lermontov, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

*Head of laboratory for isotopic and geochronological studies,
tel.: (3952) 51–16–59,*

email: rassk@crust.irk.ru.

Аило Юссеф, старший лаборант, аспирант,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

email: youseph.gh.g@gmail.com.

Ailow Youssef,

senior laboratory assistant, PhD student,

664003 Irkutsk, st. Lenina, d. 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

assistant professor,

664033 Irkutsk, st. Lermontov, d. 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

email: youseph.gh.g@gmail.com.

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, d. 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
664033 Irkutsk, st. Lermontov, d. 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

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

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

Геоморфология

УДК 551.33+551.34

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.128>

Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко, Ю.В. Акулова

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

Аннотация. В статье рассматриваются экзогенные криогенные рельефоформирующие литопотоки: перигляциальной (надледниковой) зоны, современной гляциальной зоны; термальной зоны палеоледников регрессивной стадии, эрозионной или флювиальной зоны пролювиальных, солифлюкционных, высокогорных наледей и мерзлотно-каменных горных потоков.

Ключевые слова: литопоток, перигляциальная зона, гляциальная зона, термальная зона, палеоледники, сели, наледи, солифлюкционные террасы, мерзлотно-каменные горные потоки.

Cryogenic lithopotoks of the Munku-Sardyk mountain range

S.N. Kovalenko, U.V. Akulova

Irkutsk State University, geological faculty, Irkutsk, Russia

Abstract. The article deals with exogenous cryogenic relief-forming litopotoks: periglacial (supraglacial) zone, modern glacial zone; the thermal zone of paleoglacial of regressive stage, erosive or fluvial zone of proluvial, solifluction, high-altitude ice and permafrost-stone mountain streams.

Keywords: lithotok, periglacial zone, glacial zone, thermal zone, paleoglacial, mudflows, aufeis, solifluction terraces, permafrost-stone mountain streams.

В статье рассматриваются только экзогенные криогенные рельефоформирующие литопотоки: перигляциальной (надледниковой) зоны, современной ледниковой зоны; термальной зоны палеоледников регрессивной стадии, эрозионной или флювиальной зоны пролювиальных, солифлюкционных, высокогорных наледей и мерзлотно-каменных горных потоков. Каждый энергетически более слабый, как правило, и нижерасположенный в рельефе процесс в полную силу вступает только с прекращением деятельности (со временем) предыдущего процесса на данной территории в соответствии с последовательностью нашей своеобразной рельефоформирующей лестницы (рис. 1).

Перигляциальные склоновые процессы протекают выше ледниковой зоны в виде разрушения горных пород, в основном, при

физическом выветривании и их метелевом, лавинном и под действием силы тяжести переносе обломков (камнепады, обвалы) вниз по склонам гор. Выветривание здесь заключается в повторяющихся циклах замерзания и таяния воды в трещинах пород. Литопотоки этой зоны способствуют накоплению отложений поверх нижерасположенных ледников в виде осыпных морен, а также создают опасность для альпинистов и туристов. Так, находясь у подножья ледника Перетолчина, хорошо слышно, как катятся камни по леднику. Первые наблюдения были проведены летом 2005 г., а за все время нахождения вблизи ледника в разные годы были зафиксированы камнепады в следующее время: 24.07.07 — 1324, 1401, 1425 (большой), 1500, 1511, (2 или 3 шт.), 1537, 1559, 1616, 1818–1819 (большой обвал, два подряд), 1841, 1843, 1906 (2–3 шт.), 1909, 1941, 2028, 2204, 2400, 026;

25.07.07 — 831, 915 (2–3 шт.), 1053 (большой по центру), с 1100 до 1300 перерыв в наблюдениях, 1348 (маленький обвал), 1408, 1449, 1504, 1508, 1522, 1547 (2 шт.), 1649, 1651, 1755, 1857, 1902 (обвал из-под жандарма), 1904, 1945, 2138 (обвал во время ливня), 2150 (обвал во время дождя, после ливня), 2210, 2214, 2259 (обвал), ночью наблюдения не велись до 800; 26.07.07 — 816, 904, 945, 1020 (слева 2 больших камня), 1036, 1048, 1128 (2 шт.), 1142, 1204, 1317 (2–3 шт.), 1357 (обвал), 1418 (большой), 1525, 1545, 1605, 1620, 1638 (1–2 шт.) переход ледника в тень, 1640, 1653 (обвал по левому выходу коренных пород среди льда), 1753, 1848, 1923, 2017, 2023, 2025 (2–3 шт.), 2123, 2221, 2224, 2313, 2317; 27.07.07 — 715, 834, 842, 847 (по правому краю ледника), 903 (обвал по правому краю

со второго перевала), 940 (обвал с третьего перевала), 943, 950, 953 (обвал по центру), 1000, 1011 (от Жандарма), 1014 (2–3 шт. через место отбора проб льда в 2006 г.), 1017 (большой справа), 1109, с 1130 до конца дня наблюдения не велись; 28.07.07 — 015, 018, 034, 047 (2–3 больших), 100, 105, 127, с 130 до 700 — нет наблюдений, 750 (в тени), 831, 840, 845 (обвал), 855, 916, 936 (обвал по центру), 1035 (по центру), 1049 (2–3), с 1100 наблюдений нет, ушли в маршрут; 29.07.08 — из-за того, что ледник покрыт небольшим слоем снега, обвалов и камнепадов почти нет, которые в период наблюдения с 19 до 24 часов произошли в 1930, 2003, 2143 в виде каменно-снежных лавин;

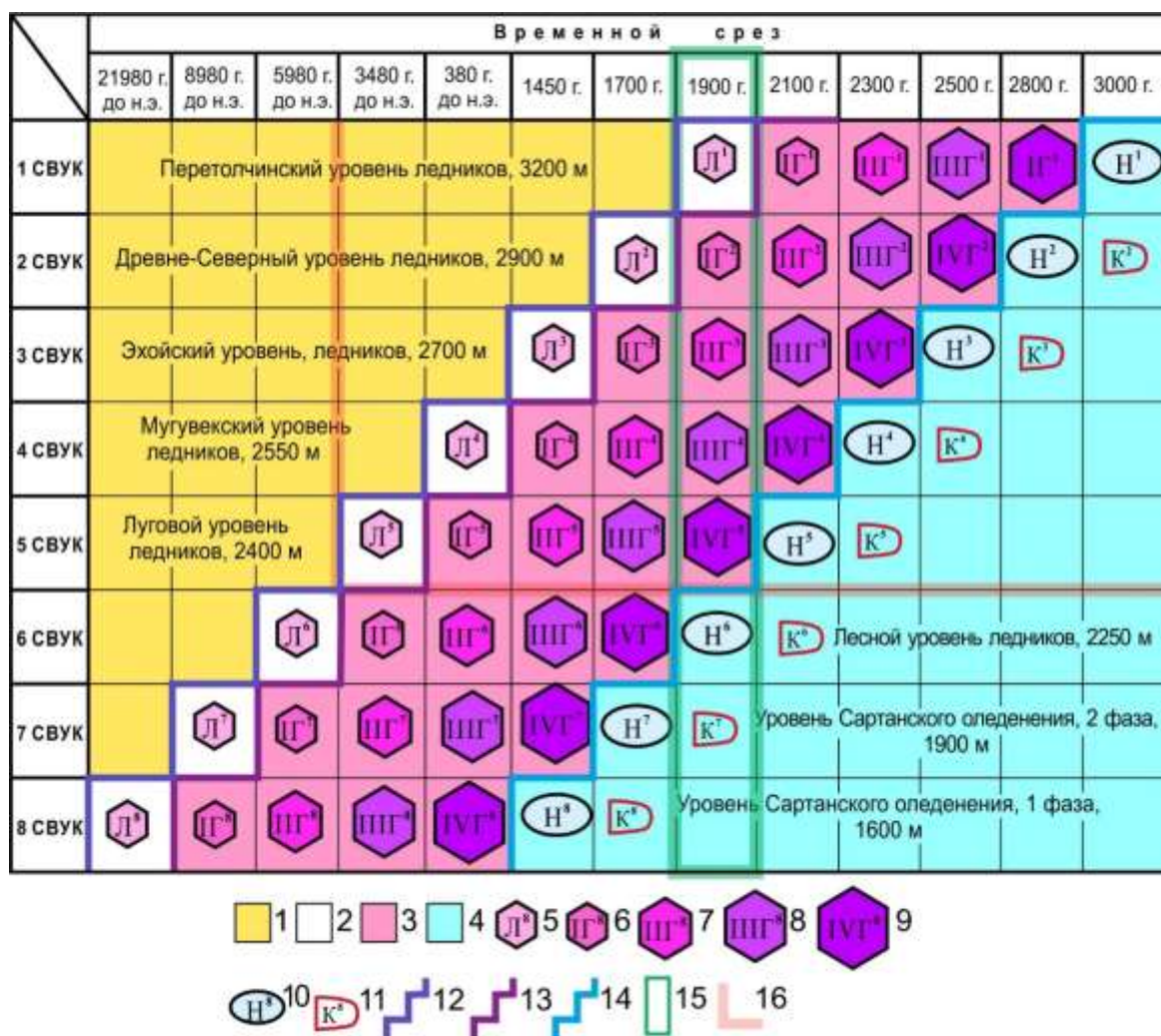


Рис. 1. Вертикально-возрастная лестница развития гляциально-нивалльных структур регрессивного этапа оледенения Мунку-Сардыкского горного массива.

1–4– ступени развития рельефа: 1– перигляциальная (надледниковая), 2– ледниковая; 3– термальная; 4– эрозионная или флювиальная; 5– отступающие ледники; 6–9– каменные глетчеры на стадии

деградации: 6– первой, 7– второй, 8– третьей, 9– четвертой; 10– наледи и солифлюкционные террасы; 11– мерзлотно-каменные горные потоки в палеокарах определенного уровня СВУК (цифра); 12-14– лестницы верхнего уровня вертикально-хронологического развития: 12– гляциальных структур (ледники и каменные глетчеры), 13– каменных глетчеров, 14– мерзлотных структур; 15– гляциально-нивальные структуры на современном этапе развития территории; 16– высотно-хронологический уровень термального максимума.

Fig. 1. Vertical-age ladder of development of glacial-nival structures of the regressive stage of glaciation of the Munku-Sardyk mountain range.

1-4 – stages of relief development: 1 – periglacial (supraglacial), 2 – glacial; 3 – thermal; 4 – erosive or fluvial; 5 – retreating glaciers; 6-9 – stone glaciers at the stage of degradation: 6 – first, 7 – second, 8 – third, 9 – fourth; 10 – ice and solifluction terraces; 11 – permafrost-stone mountain streams in paleocars of a certain level of SVET (figure); 12-14 – stairs of the upper level of vertical-chronological development: 12 – glacial structures (glaciers and stone glaciers), 13 – stone glaciers, 14 – permafrost structures; 15 – glacial-nival structures at the present stage of development of the territory; 16 – altitudinal-chronological level of thermal maximum.

26.07.09 — 610, 848, 1228 (крупный обвал), 1640, 1710, 1847 (большой камень по центру ледника); 29.07.09 — 624 (большой камень), 1036, 1504, 1532, 1541, 1820, 2400; 11.07.10 — 1545 (большой обвал по левой части ледника — один большой камень и с десятка более мелких), 1548 (оползни в нижней части), 1601, 1654; 26.07.18 — 650, 655, 750, 816, 2350 (большой обвал со Слопенка); 24.07.19 — 1008, 1010, 1021, 1035, 1039 сползание камней (оползень), 1043, 1045, 1059 камнепад, 1100, 1101 оползень, 1111, 1214, 1220, 1320, 1322 оползень, 1323 камнепад, 1342, 1349 (пасмурно), 1351, 1358 большой камень, 1420, 1424, 1425 обвал с правой стороны, 1430 обвал большой с левой стороны, 1527, 1534, 1538, 1543, 1549, 1551, 1559, 1606, 1610, 1611, 1613, 1618, 1622 справа, 1632 центр, 1636 слева, 1638 слева, 1702 обвал, 1703, 1718, 1732, 1751 обвал слева, 1922; 25.07.20 — 1431, 1440, 1454, 1502, 1538, 1532 камнепад, 1600 обвал большой, 1631, 1637. По этому количеству материала двигающегося (иногда со скоростью курьерского поезда) по поверхности современных ледников Мунку-Сардык можно примерно судить об объемах литологических потоков как для

современных открытых частей ледников, так и перигляциальной зоны. Анализ обвалов позволяет говорить, что в абляционный период проход по нему очень опасен.

Снежники (рис. 2) и снежные лавины по сравнению с остальными гляциально-нивальными процессами имеют самую скромную долю в общем литопереносе района.

Присутствие снега определяет границы распространения гляциально-нивальных структур в пределах вертикальной геокриологической зональности регрессивного этапа оледенения Мунку-Сардыкского горного массива (Коваленко, Мункоева, 2013). Снег играет заметную роль в формировании ледников, каменных глетчеров, наледей и мерзлотно-каменных горных потоков, но настоящие, классические снежники (как их определяет современная наука), выделяются только выше развития современных ледниковых систем: открытых ледников (Перетолчина, Радде, Южный, Пограничный) и каменных глетчеров. Эти снежники в результате лавинно-метелевого переноса, следует разделять на три подвида.



Рис. 2. Космоснимок снежников в каре палеоледника Звериный.

Fig. 2. Satellite image of snowfields in the square of the paleoglacial Animal.

Первый подвид формируется в скальных кулуарах выше открытых частей современных ледников, где они могут сохраняться несколько лет подряд, превращаясь через фирновую стадию в небольшие висячие леднички, которые в наших районах Восточного-Саяна, Байкальского и Баргузинского хребтов могут существовать несколько лет, а потом бесследно стаивать.

Второй подвид снежников формируется каждую зиму и располагается в непосредственной близости к верхней границе открытого льда ледников или на их поверхности, после фирновой стадии они ежегодно превращаются в лед и, увеличивая массу ледника, как бы не проходят стадию снежника.

Третий подвид снежников на нашей территории слагает своеобразные снежники-

индикаторы наличия каменных глетчеров и являющихся, в следствие этого, неотъемлемой частью гляциально-нивальной системы завершающей стадии эволюции мунку-сардыкских ледников. Эти снежники развиваются только в пределах верхних частей каменных глетчеров и, после фирновой стадии, стаивают, пополняя своими тальми водами погребенные ледниковые массы в виде ежегодно формирующегося инфильтрационного льда.

Самый древний **прогрессивный долинно-покровный Окинский ледник** (рис. 3) был на несколько порядков более мощным и сформировал высокие плечи и борта современных троговых долин.

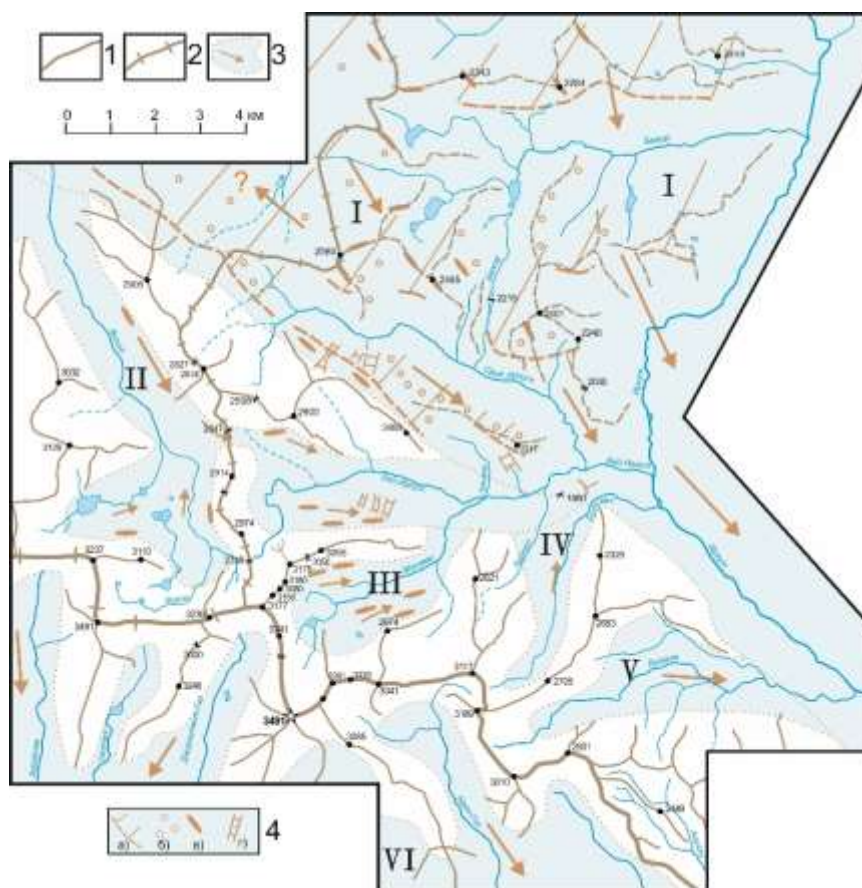


Рис. 3. Карта покровно-долинного Окинского ледника на исследованной территории.

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– максимальные границы зырянского оледенения и направления движения ледников: I– Иркутного, II– Жохойского, III– Мугувекского, IV–Буговекского, V– Буготинского, VI–монгольских; 4– формы рельефа прогрессивных Окинских ледников: а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины.

Fig. 3. Map of the cover-valley Oka glacier on the studied territory.

1 – ridges; 2 – main watershed chr. Pp. Oka, Irkutny, Selenga; 3 – the maximum boundaries of the Zyryan glaciation; and the direction of movement of glaciers: I – Irkutny, II – Zhokhoysky, III – Muguveksky, IV – Bugovek, V – Bugotinsky, VI – Mongolian; 4 – forms of relief of progressive Okinsk glaciers: a – shoulders of troughs, b – moraines, c – curly rocks, g – epigenetic valleys.

После них по величине энергии и масштабности следуют **процессы отступающих ледников регрессивной стадии**, которые в процессе своего развития в настоящем межледниковом периоде постепенно превращаются в каменные глетчеры. Это значительно меньшие ледниковые образования, чем прогрессивные ледники, как по объёму литопотоков, так и по энергетической активности на исследуемой территории — это ледники регрессивные или отступающие в верховья долин с одновременным количественным уменьшением литопотока и энергетической активности или рельефоформирующей

способности. Крупнообломочный материал современных морен каменных глетчеров постоянно находится в движении, формируя своеобразный дополнительный элемент строения — щебнисто-песочно-глинистую фракцию. Последняя под действием инфильтрационных атмосферных и талых вод локализуется, в основном, на поверхности погребенного льда или выносится за его пределы, формируя зандровые поляны. В определенных динамических условиях погребенный лед иногда выдавливается на дневную поверхность (рис. 4).

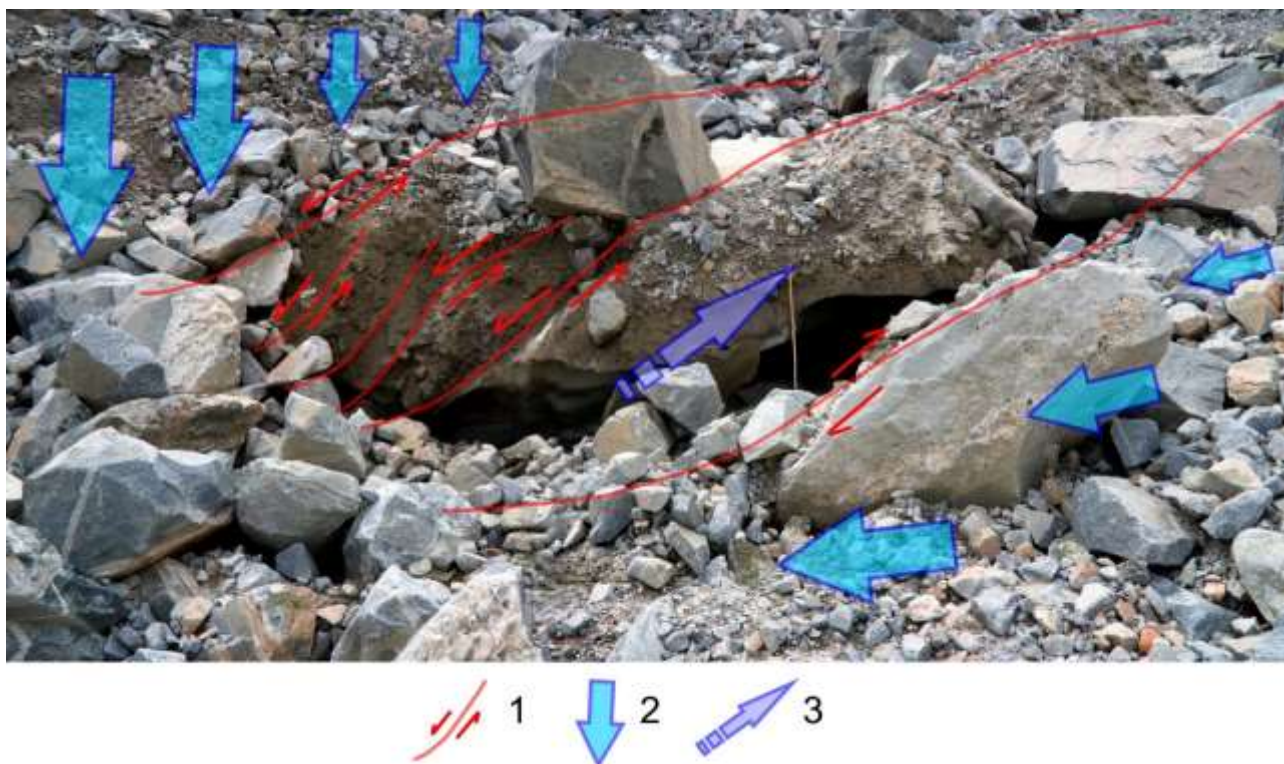


Рис. 4. Механизм выдавливания блоков погребенного льда каменного глетчера Перетолчина, лето 2019 г., фото 1583-84.

1– плоскости скольжения и направление относительного смещения; 2– направление и величина давления (нагрузка) на погребенный лед; 3– направление выдвигания ледяного блока.

Fig. 4. The mechanism of squeezing blocks of buried ice of the stone glacier Peretolchin, summer 2019, photo 1583-84

1 – sliding planes and direction of relative displacement; 2 – direction and magnitude of pressure (load) on the buried ice; 3 – direction of extension of the ice block.

Условия выдвигания блоков льда происходит из-за изменения величины нагрузки на поверхность льда глетчеров. Увеличение давления или нагрузки происходит в результате поступления дополнительного осыпного материала на поверхность глетчера с близлежащих скал, уменьшения, за счет смыва «молочными реками» и скатывания или скольжения по поверхности льда части моренного материала вниз по склону.

Каменные глетчеры широко распространены на изучаемой территории и подробно

описаны в наших работах (Коваленко, 2022; Коваленко, 2014) и возникают, как на месте погребенных ледников в карах (ледники с исчезнувшими открытыми частями льда), так и на месте остаточных мощных ледниковых языков, перекрытых осыпными моренами в их трогах. В настоящее время они представляют собой лишь фрагменты этих языков по краям троговых долин (рис. 5).

Центральные части были разрушены и вынесены последующими более молодыми ледниковыми процессами.

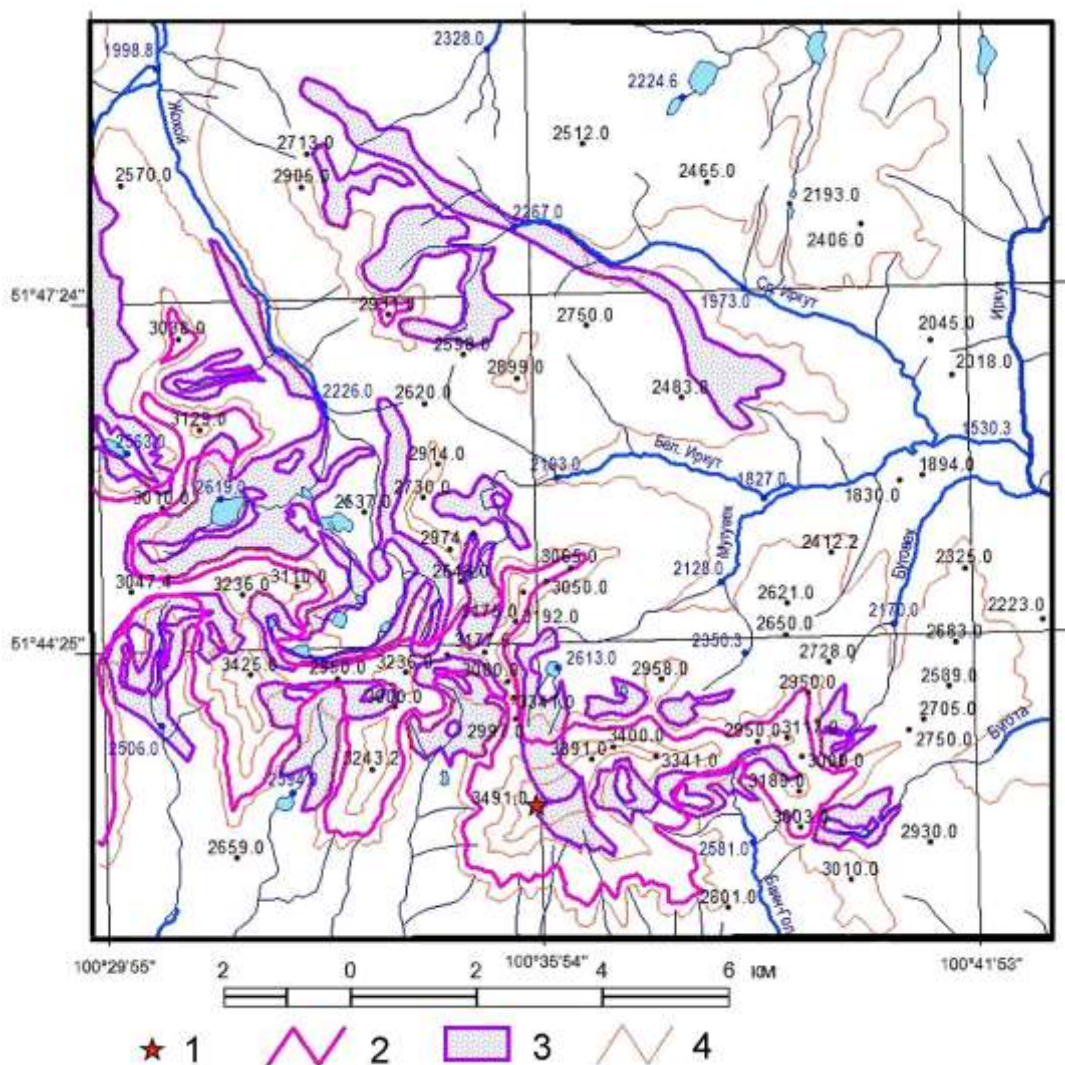


Рис. 5. Области распространения гляциальных образований, в основном каменных глетчеров, на исследованной территории (Коваленко, 2014).

1– Мунку-Сардык; 2– региональная снежная граница; 3– участки распространения современных ледников и каменных глетчеров; 4– горизонтали рельефа: 2200, 2800, 3100 и 3250 м.

Fig. 5. Areas of distribution of glacial formations, mainly stone glaciers, in the studied area (Kovalenko, 2014).

1– Munku-Sardyk; 2 – regional snow boundary; 3 – areas of distribution of modern glaciers and stone glaciers; 4 – relief horizontals: 2200, 2800, 3100 and 3250 m.

Каменные глетчеры отражают закономерные этапы деградации ледников регрессивной стадии оледенения района горного массива Мунку-Сардык и проходят по Л.Н. Ивановскому (Ивановский, 1981) через 4 стадии: 1) первая стадия заключается в зарождение глетчера как такового, и начинается еще при наличии или при полном стаивании открытой части ледника с засыпания или погребения остаточного льда склоновым обломочным материалом; 2) на второй стадии лед

полностью перекрывается осыпной мореной. В эту стадию наблюдается наиболее совершенная форма глетчера с поверхностными трещинами провалами поперечного, диагонального и продольного типов; 3) на третьей стадии на его поверхности образуются четкие, протяженные, продольные и глубокие поперечные ложбины, часто заполняемые снежниками; 4) четвертая (последняя) стадия наступает, когда погребенный лед глетчера полностью стаивает и моренный материал

смешивается со склоновым материалом и он становится трудно отличим от каменных рек (курумов). Согласно нашим представлениям на этом этапе должна заканчиваться история жизни каждого частного долинного или карового отступающего ледника или глетчера.

Позже каменных глетчеров, на несколько более низкой гипсометрической территории проявляются менее мощные флювиогляциальные и постледниковые процессы (рис. 6) в

виде относительно **мощных селевых процессов**, сформировавшие в наших долинах шестого и более древнего средне-высотного уровня каров (СВУК) пролювиальные псевдотеррасы, а на заключительных стадиях и огромные древние конуса выноса. Всего в районе выделяется три уровня селевых отложений: древний (катастрофический, более 5000 лет назад), молодой (1971-72 гг.) и современный.

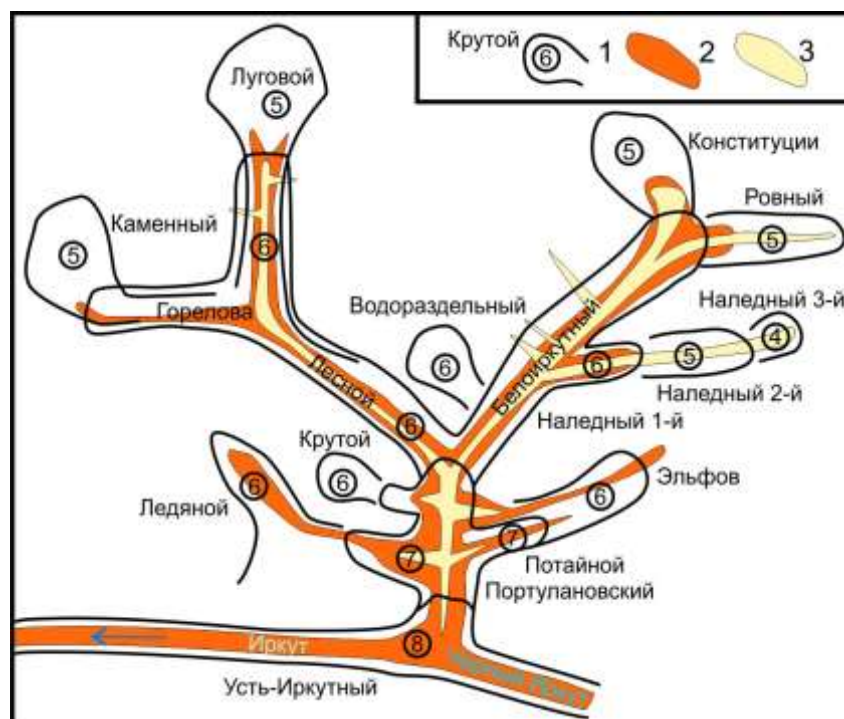


Рис. 6. Схема пролювиального литопотока бассейна р. Бел. Иркут за всю историю развития рельефа.

1— кары, уровень СВУК; 2— древний (катастрофический) флювиально-гляциально-пролювиальный литопоток; 3— современный пролювиальный литопоток с большой долей перлювиального моренного материала.

Fig. 6. Scheme of proluvial lithocourse of the basin of the Bel River. Irkut for the entire history of the development of the relief.

1 – punishments, level of SVET; 2 – ancient (catastrophic) fluvial-glacial-proluvial litopotoc; 3— modern proluvial lithogotok with a large proportion of perluvial moraine material.

За пролювиальными идут чуть менее мощные по величине энергии и по масштабности проявления склоновые процессы, а в долинах ниже высотного уровня развития глетчеров, так называемого термального уровня, — **солифлюкционные**, наледные процессы и мерзлотно-каменные горные потоки (МКГП). Первые формируют на склонах— солифлюкционные терраски, вторые — наледные террасы, острова и поляны, третьи — каменные горные потоки (МКГП) с живыми осыпями во

фронтальных частях. Речные процессы самые молодые и самые энергетически слабые, они развиваются на поверхности предыдущих процессов и могут только их слегка подправлять или изменять.

Криогенные процессы эрозионной ступени развития рельефа происходят гипсометрически ниже всех остальных и также производят определенную геологическую работу. Например, высокогорные боковые или грунтовые наледи в долинах горных рек: Бел. Иркут,

Мугувек, Буговек, Средний Иркут и их притоков формируются, когда подземные (чаще всего грунтовые) воды на пути к области разгрузки встречаются в пониженных формах рельефа (долины рек, ручьёв, сухие ложбины) водоупорный слой, выходящий на дневную поверхность. Однако следует отметить, что непосредственно наледь не может переносить обломочный материал, — все отложения, попадающие на эту наледь со склона, в конечном итоге оказываются на поверхности земли в том же самом месте, где они отложились на наледи. Если величина литопотока грунтовых наледей не столь велика, то наледный литопоток речных наледей, осуществляемый талыми наледными водами в весенне-летний период как по поверхности, так и под наледью, значительно превосходит литопоток грунтовых наледей. Литопоток речных наледей приводит к образованию наледных террас, островов и может менять русла горных рек.

На современном временном срезе согласно рис. 1 и 6 наледные процессы Н6 характеризуются большими речными наледями и мелкими боковыми и термальными (зачаточными). Наледные процессы Н7 характеризуются хорошо развитыми боковыми наледями и в пределах долин формируют наледные террасы и острова. При этом наледные отложения влияют на изменение русел современных рек.

Наледные процессы Н8 представляют собой обширные речные наледи с зимним, непрекращающемся, водотоком.

В долинах с разной экспозицией может наблюдаться смещение вышеописанных процессов на один порядок в ту или иную сторону. Для долин с реками, текущими на север (северная экспозиция долин), например р. Буговек, руч. Ледяной, верхний уровень развития мерзлотных процессов (ВУРМП) смещается вниз по долине (1850 м в долине р. Буговек и 1900 м на руч. Ледяном). В связи с этим, становится понятным, почему большие мощные объёмы наледного льда речных наледей Буговека достигают р. Иркут и автомобильного тракта.

Зная, вышеприведённые закономерности однонаправленного, как в зависимости от абсолютной высоты, так и от времени формирования мерзлотных процессов, по крайней

мере, во время современного межледникового периода развития гляциально-нивальном мерзлотных структур, вытекают некоторые правила локализации частных структур в этой высотной геокриологической зональности. Например, вы никогда не встретите в настоящее время наледей и горных потоков (МКГП) выше древних гляциальных структур 6 СВУК, или каменных глетчеров ниже этого уровня, например, в структурах 6 и 7 СВУК. Также невозможно развитие каменных потоков в структурах 8 СВУК.

Как следует из вертикально-возрастной лестницы развития гляциально-нивалльных структур регрессивного этапа оледенения Мунку-Сардыкского горного массива (см. рис. 1), **современные высокогорные наледи** и солифлюкционные явления развиваются на плечах трогов только 6 СВУК (рис. 7), т. е. отстают от современного уровня развития ледников на пять ступеней. Причем, солифлюкционные явления как бы предшествуют наледям, являясь переходной формой, и проявляются в виде солифлюкционных террасок вблизи или на месте прекращения деятельности каменных глетчеров четвертой стадии, т. е., если рассматривать современную структуру, то в пределах структур 5 и 6 СВУК.



Рис. 7. Схема распределение современного суммарного наледного литопотока в бассейне р. Бел. Иркут.

1— примерные размеры палеокаров, уровень СВУК; 2— границы распространения наледей. Цифры в кружках СВУК палеоледников.

Fig. 7. Scheme of distribution of the modern total ice lithope flow in the basin of the Bel River. Irkut.

1 – approximate sizes of paleocars, level of SVET; 2 – boundaries of the spread of ice. Numbers in circles of SVUCs of paleoglacials.

Следовательно, наледи в пределах изучаемой территории впервые могли появиться только в пределах 8 СВУК (долина р. Иркут), когда палеоледники при отступлении в горы достигли в 1450 г. третьего уровня СВУК. В это время вся территория исследуемого участка ниже этого уровня относилась по нашей высотной геокриологической зональности процессов формирования высокогорного рельефа к термальной ступени с

каменными глетчерами, находящимися от второй до четвертой стадии развития по Л.Н. Ивановскому (Ивановский, 1981), а территория выше — к альпийской или перигляциальной (Коваленко, 2013).

При этом, исторически каменные глетчеры являются погребенными ледниками, а каменные потоки (МКГП), являясь мерзлотными каменными образованиями, — высокогорными боковыми или присклоновыми погребенными грунтовыми наледями, ушедшими под каменные обвальные отложения (рис. 8).



Рис. 8. Мерзлотно-каменный горный поток Активный.

Fig. 8. Permafrost-stone mountain stream Active.

Мерзлотно-каменные горные потоки отстают от современного уровня развития ледников на шесть ступеней. Отсюда, каменные потоки на нашей территории могли появиться только в 1700 г. в структурах 8 СВУК. Сейчас один из таких МКГП (Активный) функционирует в правом борту р. Бел. Иркут в трех километрах от устья. Их дальнейшая или конечная криогенная эволюционная стадия развития — это появление на их месте каменной реки (курума) без признаков мерзлотных процессов.

МКГП чем-то похожи на каменные глетчеры, их центральные части также разбиты поперечными и продольными (краевыми) трещинами отрыва и скольжения, что создает грядово-западинный рельеф выположенных

разноуровневых (повышающихся к стенке кара) поверхностей и довольно высокие извилистые уступы перпендикулярные направлению движения потока. Эти потоки транспортируют обломочный материал с большой скоростью и могут создавать формы рельефа очень похожие на краевые конечные морены ледников.

Таким образом, в районе горы Мунку-Сардык участвует множество разнообразных геологических процессов, в конечном итоге приводящих к криолитофациальным потокам, изменяющим окружающий рельеф. Проблема понимания взаимосвязей и вещественных обменов и потоков между данными процессами в дальнейшем требует тщательного изучения.

Литература

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

Коваленко С.Н. О границах и объемах современного оледенения района г. Мунку-Сардык

(Восточный Саян) / С.Н. Коваленко // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2014. – № 1 (9). – С. 19–31.

Коваленко С.Н. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык / С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2013. – № 3–4 (8). – С. 24–44.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент кафедры динамической геологии,

тел.: (3952)20-16-39,

Педагогический институт ИГУ,

доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики,

664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,

тел.: (3952) 24–04–91,

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,

Pedagogical Institute of ISU,

Associate Professor of the Department of Geography, Life Safety and Methodology,

664011 Irkutsk, Nizhnyaya Naberezhnaya str., 6,

tel.: (3952) 24–04–91,

email: igpug@mail.ru.

Акулова Юлия Васильевна,

магистрант 2 курса геологического факультета ИГУ,

Электронная почта: akulovaulia6184@gmail.com.

Akulova Yuliya Vasilevna,

2nd year undergraduate student of the Faculty of Geology of ISU,

email: akulovaulia6184@gmail.com.

Исторические обзоры

УДК 55+551.2 (571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.139>

История и методология геологических наук в Иркутском Государственном университете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе

С.В. Рассказов^{1,2}, С.П. Примина², И.С. Чувашова^{1,2}¹ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*² *Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия*

Проблема рифтогенеза является в настоящее время одной из самых актуальных и перспективных проблем в геотектонике, поскольку ее разработка невозможна без проникновения в сущность глубинных процессов.

Флоренсов, Логачев, 1975

Аннотация. В разработке дисциплины «История и методология геологических наук» тестируется модель программ научных исследований Имре Лакатоса на примере развития представлений о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе. Показано прогрессивное развитие гипотез с 1950-х гг. до настоящего времени.

Ключевые слова: *кайнозой, рифтогенез, вулканизм, землетрясение, активный разлом, Байкал.*

History and methodology of geological sciences at Irkutsk State University: development of hypotheses about Cenozoic rift genesis, volcanism and earthquakes in the Baikal-Mongolian region

Rasskazov S.V.^{1,2}, Primina S.P.², Chuvashova I.S.^{1,2}¹ *Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*² *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

The problem of rifting is currently one of the most urgent and promising problems in geotectonics, since its development is impossible without insight into the essence of deep processes.

Florensov, Logachev, 1975

Abstract. In the development of the discipline "History and methodology of geological sciences", the model of research programs of Imre Lakatos is tested on the example of the development of ideas about Cenozoic rifting, volcanism and earthquakes in the Baikal-Mongolian region. The progressive development of hypotheses since the 1950s until now is shown.

Keywords: *cenozoic, rifting, volcanism, earthquake, active fault, Baikal.*

Введение

Дисциплина «История и методология геологических наук» (ИМГН) читается в Иркутском государственном университете для формирования у будущего геолога понимания геологии как развивающегося научного мировоззрения о Земле. История геологических наук может освещаться в виде череды сухих фактов. Методология же не может быть таковой, поскольку затрагивает во многом несовершенные глубинные корни профессии. Преподаватель должен помочь студентам и аспирантам определиться в текущем состоянии геологической науки и дать им понимание основы организации исследования, которое должно иметь эффективный выход результатов в виде надежно аргументированного нового знания.

Разработки дисциплины ИМГН отражены в учебных изданиях (Обручев, 1931–1944; Флоренсов, 1960; Вернадский, 1981; Беловусов, 1993; Хаин, Рябухин, 1997; Хаин и др., 2008), которые, прежде всего, обращены в историю и методологию прошедших десятилетий и предоставляют ценность для обзора существовавших прежде возможностей решений геологических вопросов, а также оценки ранее существовавших подходов к геологическим проблемам. Изложение дисциплины ИМГН немислимо без ее соединения с семинарским курсом «Современные проблемы геологии», который в значительной мере определяется текущими публикациями в журналах по наиболее значимым геологическим разработкам общемирового уровня. Разумеется, региональная составляющая тоже присутствует.

В геологии важны результаты систематических работ, которые в полной мере представляются в монографиях. Журнальные статьи, как правило, содержат скупую информацию и посвящены решению частных вопросов, большинство из которых не находят места в контексте общего знания. Авторы склонны тиражировать свои статьи в разных изданиях, усиливая личный рейтинговый эффект в «основном геологическом потоке», фактически не привнося нового знания.

Научное знание оперирует гипотезой. С течением времени гипотезы меняются.

Гипотеза, сформулированная тем или иным автором, обычно имеет предшествующие формулировки. Чарльз Дарвин не был первым в наблюдениях за животным миром. Его гипотеза об эволюции видов была предметом внимания современников, о чем имеются документальные свидетельства. Другой пример — гипотеза распада суперконтинента Пангея. Первое графическое изображение пракоинтента, его распада и перемещения фрагментов было изображено Антонио Снидеру-Пеллигрини в 1858 г. (Милановский, 2000). Альфред Вегенер представил гипотезу о «Земле всех» (Пангее) в монографии 1914 г. Эта гипотеза была воспринята только наиболее посвященными в тему современниками. Большинство ее отвергло. Геология прошла длительный путь через тектонику литосферных плит, прежде чем гипотеза о Вегенеровской Пангее оказалась в центре внимания для объяснения характера эволюции Земли с точки зрения строения и динамики нижней мантии (Le Pichon et al., 2019).

Дисциплина ИМГН необходима для полноценного профессионального геологического образования. В 1997–2002 гг. эту дисциплину для студентов геологического факультета читал академик Н.А. Логачев, исполнявший в то время обязанности заведующего кафедрой динамической геологии. О нем написана серия очерков, собранных в книге (Николай Алексеевич Логачев, 2005). Сначала, после окончания Иркутского государственного университета, он состоял как исследователь и развил новое геологическое направление по континентальному рифтогенезу, а затем стал администратором, который уже не имел времени на серьезные занятия наукой и полностью сосредоточился на решении организационных вопросов академической науки. Нам не пришлось слушать его лекций по курсу ИМГН, но, думается, что он выстраивал эту дисциплину исходя из своего исследовательского опыта изучения континентального рифтогенеза и административного опыта организации региональных и международных проектов с учетом не только общемировых тенденций в геологии 20-го столетия, но и региональной специфики геологии Восточной Сибири. К сожалению, каких-либо

материалов, связанных с его разработками курса ИМГН не сохранилось.

Геологические работы на юге Сибири в конце 19-го и первой половине 20-го столетия В.А. Обручева, А.В. Львова, И.Д. Черского, Е.В. Павловского, С.В. Обручева, В.В. Ламакина и других геологов имели характер научного поиска. Высказывались гипотезы, не достаточно подкрепленные фактами. Шло накопление опыта, которое нашло воплощение в первых геологических картах. На примере гор Сибири В.А. Обручев сформулировал понятие «неотектоники». Н.А. Флоренсов (1960) провел первичный анализ исходных данных и дал подробный обзор имевшихся материалов и выводов исследователей Прибайкалья, обратив особое внимание на то, что впадины байкальского типа сравнивались с впадинами Восточной Африки А.В. Львовым (1904 г.) и Е.В. Павловским (1930-е гг.). Впадины Восточной Африки относились Дж. Грегори к рифтам. Соответственно, впадины оз. Байкал и сухих долин классифицировались как рифтовые. В 1960-х гг. состоялись экспедиции по изучению структур Восточной Африки под руководством В.В. Белоусова. Интерес к континентальному рифтогенезу достиг пика в середине 1970-х гг. Тем не менее, эта тематика не была включена в перечень современных проблем геологии в начальной версии монографии (Хаин, 1995) и была добавлена как новый раздел только в переизданную версию (Хаин, 2003).

Для продвижения наиболее существенных результатов, полученных при изучении рифтогенеза и вулканизма на юге Восточной Сибири и в сопредельных регионах в новом тысячелетии, нами издавались монографии (Rasskazov et al., 2006, 2010; Рассказов и др., 2012; Рассказов, Чувашова, 2013, 2018; Чувашова, Рассказов, 2014). Цель статьи – обозначить ключевые разработки по истории и методологии направления континентального рифтогенеза в Байкало-Монгольском регионе, которые, как нам кажется, будут полезны для обсуждения со студентами и аспирантами, выбирающими свой путь в профессии, и с преподавателями, выстраивающими образовательные курсы геологического факультета.

Модели программ научных исследований: от жесткого центрального ядра основной гипотезы к гипотезам прогресса или дегенерации

В «методологию программ научных исследований» объединялись исторические наблюдения за научной практикой, проведенные Имре Лакатосом, который утверждал, что основная научная парадигма состоит из ряда конкурирующих исследовательских программ. Исследовательская программа включает в основном два компонента: «жесткое ядро» – центральные постулаты гипотезы, эффективно защищенные от фальсификации, и «защитный пояс» – набор вспомогательных гипотез, которые вводятся в разное время для компенсации прогностических ошибок (рис. 1). Такая методология защищает гипотетические построения от ложноотрицательных результатов (Foulger, Rossetter, 2019).



Рис. 1. Модель программ научных исследований Имре Лакатоса. Модифицированная схема жесткого ядра гипотезы и защитного пояса из работы (Foulger, Rossetter, 2019).

Fig. 1. 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).

Имре Лакатос различал «прогрессивные» и «дегенеративные» программы научных исследований. Исследовательская программа является прогрессивной, если вспомогательные гипотезы, введенные в защитный пояс, используются для успешных прогнозов,

поскольку эти прогнозы подтверждают как вспомогательную гипотезу, так и основное ядро программы. Мы используем модель программ научных исследований Имре Лакатоса для демонстрации характера развития знаний о кайнозойском рифтогенезе и вулканизме юга Сибири и сопредельной Монголии.

Три развитые программы научных исследований по кайнозойскому рифтогенезу и вулканизму

Изучение континентального рифтогенеза проводилось в 1950–1980-х гг. по исследовательской программе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которая составляла жесткое ядро. Эта программа включала вспомогательные конкурирующие программы, которые вписывались в принятую центральную гипотезу и могли приобрести прогрессивную или дегенеративную направленность в развитии (рис. 2а).

Мы не разбираем все конкурирующие пути защитного пояса гипотезы БРЗ и обозначаем только развитие вспомогательной гипотезы Н.А. Флоренсова (1968), в которой вулканизм и рифтогенез рассматривались как парагенетические процессы. В прогрессивном или дегенеративном суждениях о вулканизме и рифтогенезе связь между этими процессами либо устанавливалась, либо отрицалась. В результате выполненных работ по изучению вулканизма и рифтогенеза оформилось жесткое ядро новой гипотезы о связи эволюции вулканизма с развитием Байкальской рифтовой системы (БРС). Эта новая программа сопровождалась защитным поясом вспомогательных программ, которые вписались и развили принятую центральную гипотезу (рис. 2б).

Следующий шаг в развитии гипотез о рифтогенезе и вулканизме был сделан, когда выявилась синхронность вулканизма БРС и Япономорской задуговой области рифтогенеза и спрединга. Эта вспомогательная гипотеза оформилась в жесткое ядро гипотезы об активизации расплавных аномалий Центральной и Восточной Азии в связи с развитием Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК). В ходе сбора фактического материала для аргументации ее жесткого центрального ядра были развиты

соответствующие вспомогательные гипотезы защитного пояса (рис. 2в).

Программы научных исследований гипотезы о Байкальской рифтовой зоне

В книге «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья», опубликованной в 1960 г., Н.А. Флоренсов, рассматривая распределение вулканогенных и осадочных формаций в рельефе, пришел к выводу «об исключительной локализации кайнозойских впадин в Прибайкалье, о том, что последние как бы вложены, «втиснуты» в гораздо более широкое и ровное мезозойское тектоническое поле» (Флоренсов, 1960, с. 189). Эта книга «явилась не только крупным событием восточно-сибирского масштаба, но и предтечей многих региональных и надрегиональных работ как самого Николая Александровича, так и его учеников и последователей» (Николай Александрович Флоренсов, 2003, с. 21). В монографии «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья» (1974 г.), подготовленной коллективом авторов под научным руководством Н.А. Логачева, понимание последовательности и условий формирования кайнозойских отложений во впадинах БРЗ и сопредельных территорий было уже поднято на новый уровень благодаря созданию в конце 50-х и первой половине 60-х годов региональных стратиграфических схем. Эта книга опубликована в составе многотомной монографической серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» (1960–1976 гг.), отмеченной Государственной премией СССР в области науки и техники.

Ядро гипотезы – структурно-геоморфологическое понятие БРЗ как полосы поднятий и впадин позднего плиоцена-квартера – получило обоснование при изучении строения осадочного наполнения впадин байкальского типа (рис. 3). В Тункинской и Баргузинской долинах и Южно-Байкальской впадине были выделены угленосная (танхойская) свита, сложенная тонкообломочным осадочным материалом, и охристая (аносовская) свита, представленная грубообломочными молассоидами. Нижняя (тахойская) часть разреза относилась к раннеорогенному этапу развития рельефа, верхняя (аносовская) – к позднеорогенному этапу (Логачев, 1958, 1974).

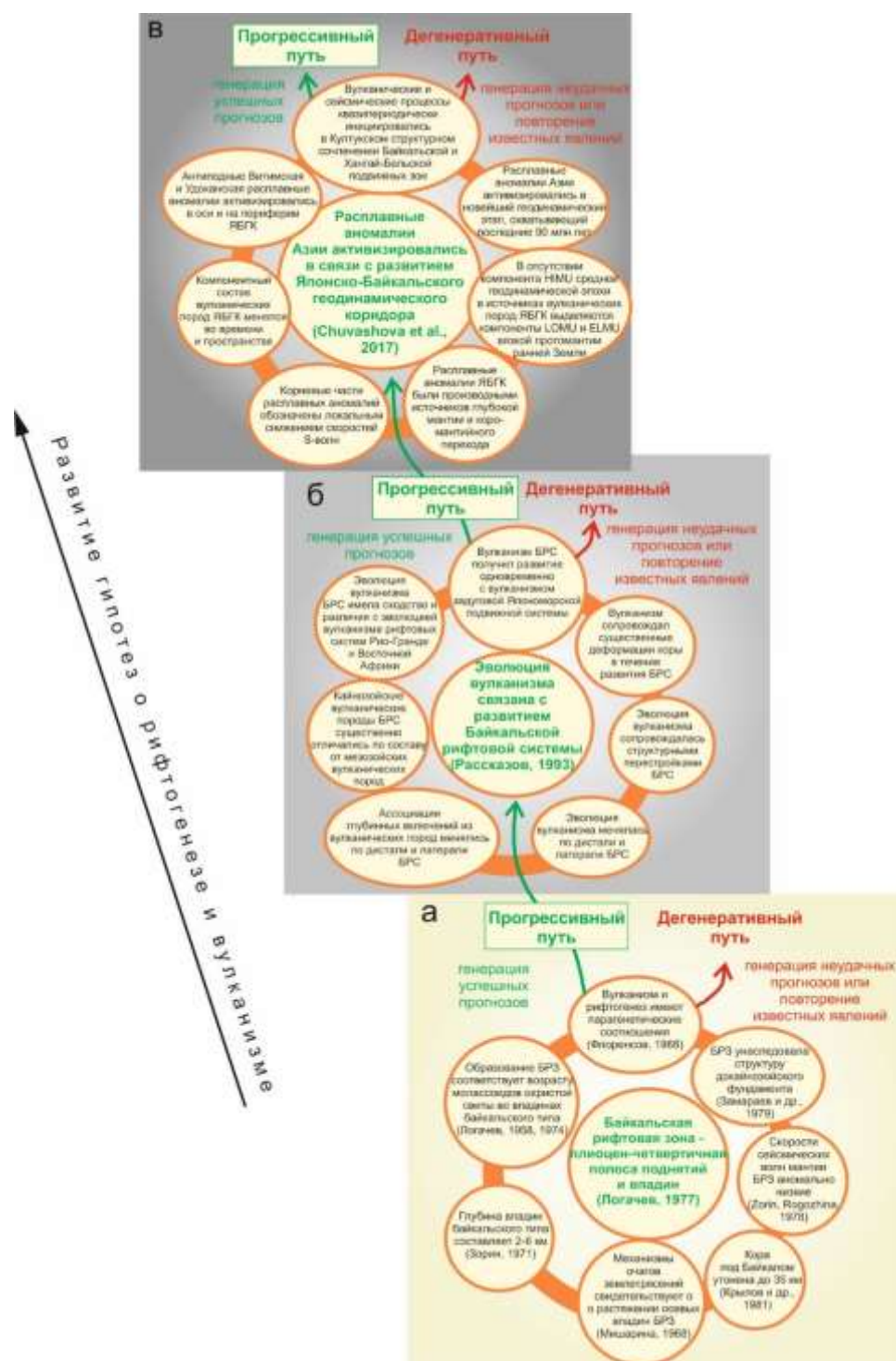


Рис. 2. Модели трех развитых программ научных исследований кайнозойского рифтогенеза и вулканизма: *a* – БРЗ как полосы поднятий и впадин, оформившейся на юге Сибири и сопредельной Монголии в позднем плиоцене-кватертере, *б* – БРС как структуры растяжения коры, пронизываемой для позднекайнозойских магматических расплавов, и *в* – ЯБГК как структуры, в которой получили развитие расплавные аномалии новейшего геодинамического этапа.

Fig. 2. Models of three developed programs of scientific studies of Cenozoic rifting and volcanism: *a* – BRZ as a band of uplifts and depressions that took shape in the south of Siberia and adjacent Mongolia in the Late Pliocene-Quaternary, *б* – BRS as a crustal extension structure permeable to Late Cenozoic magmatic melts, and *в* – JBGC as a structure in which melt anomalies of the latest geodynamic stage developed.

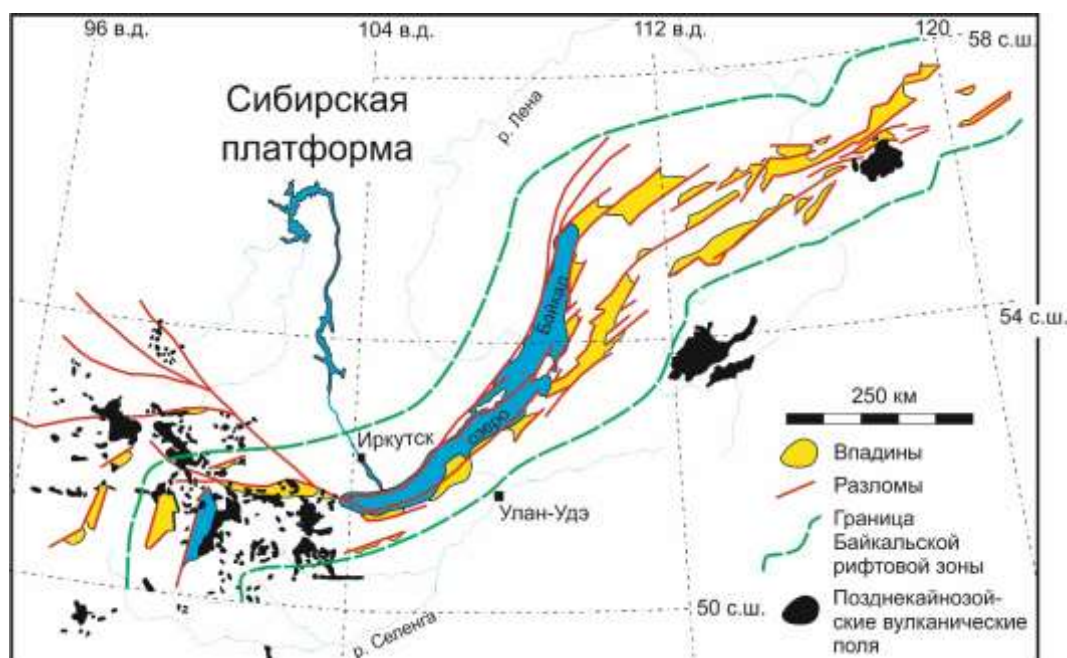


Рис. 3. Классическое понимание полосы плиоцен-четвертичных поднятий и впадин как единого целого, образующего Байкальскую рифтовую зону (Логачев, 1977).

Fig. 3. The classical understanding of the band of Pliocene-Quaternary uplifts and depressions as a single whole, forming the Baikal rift zone (Логачев, 1977).

Обоснование вывода об образовании БРЗ одновременно с накоплением молассоидов охристой свиты в осевых впадинах байкальского типа сыграло роль не только центрального тезиса гипотезы рифтогенеза, но и выдвинуло вопросы детальной разработки стратиграфии осадочных толщ рифтовых впадин в круг вспомогательных гипотез. Во вспомогательных гипотезах была определена глубина впадин байкальского типа от 2 до 6 км (Зорин, 1971), механизмы очагов землетрясений, свидетельствовавшие о растяжении осевых впадин БРЗ (Мишарина, 1967), утонении коры под Байкалом до 35 км (Крылов и др., 1981), аномально низких скоростях сейсмических волн в мантии БРЗ (Zorin, Rogozhina, 1978), унаследованности Байкальской рифтовой зоной структуры докайнозойского фундамента (Замараев и др., 1979) и парагенетических соотношениях между БРЗ и вулканизмом (Флоренсов, 1968).

Структурно-геоморфологическое определение БРЗ способствовало распространению мнения о рифтогенном и предрифтовом этапах развития новейших структур Байкало-Монгольского региона. К рифтогенному этапу относились вулканические поля позднего плиоцена и квартера, к предрифтовому – поля более раннего вулканизма (Грачев, 1977; Салтыковский и др., 1980; Салтыковский, 1999). К предрифтовому режиму были отнесены вулканическое плато Дариганга на

юго-востоке Монголии, Витимское плато в Западном Забайкалье, некоторые широтные грабены Хангая в Монголии и грабены северо-восточного Китая – Фэнвей (Шаньси) и Ляохе. Критерии различий предрифтового и рифтогенного этапов рифтогенеза и вулканизма, однако, не были определены.

Программы научных исследований гипотезы об эволюции вулканизма Байкальской рифтовой системы (БРС)

Изучение кайнозойских континентальных рифтовых зон Евразии, Африки и Северной Америки международными исследовательскими группами, а также новые методики и возможности обработки и анализа больших массивов геологической и геофизической информации выдвинули на рубеже XX и XXI столетий в качестве приоритетной задачи создание комплексной модели развития рифтогенеза от его зарождения до современности. Для обоснования модели осуществлялся литолого-фациальный и формационный анализ осадочного и вулканогенного заполнения рифтовых впадин, изучались микроэлементные и изотопные характеристики вулканических пород территорий рифтогенеза, выявлялись особенности напряженного состояния литосферы, определялся уровень современной тектонической активности, выражаемой сейсмичностью и юным

разломообразованием, проводилась комплексная обработка геофизических и петрологических данных о строении, состоянии и возможном составе глубинных частей литосферы и астеносферы. Выяснялись условия развития рифтогенеза во внутренних частях и на окраинах материков, определялась потенциальная способность мощных осадочных толщ рифтовых впадин к продуцированию и накоплению энергоносителей (нефть, газ, бурый уголь) и природа различий рифтовых зон по уровню сейсмотектонической активности и тенденциям в развитии опасных экзогеодинамических процессов.

Задачи создания комплексной модели развития новейшей структуры Байкальской рифтовой зоны решались в рамках научной школы «Кайнозойский континентальный

рифтогенез», оформленной грантом РФФИ в 2000–2001 гг. Руководитель этой школы Н.А. Логачев выделил 5 главных направлений исследований: 1) изучение вулканических и осадочных формаций в рифтах Азии и Восточной Африки (основные исполнители: Н.А. Логачев и С.В. Рассказов), 2) тектонофизическое изучение развития БРЗ (основной исполнитель С.И. Шерман), 3) неотектонические исследования, изучение современных движений методами спутниковой геодезии в Байкало-Монгольском регионе (основные исполнители: К.Г. Леви, В.А. Саньков), 4) геологические исследования (основной исполнитель В.В. Ружич) и 5) геофизические исследования (основной исполнитель Ю.А. Зорин) (рис. 4).

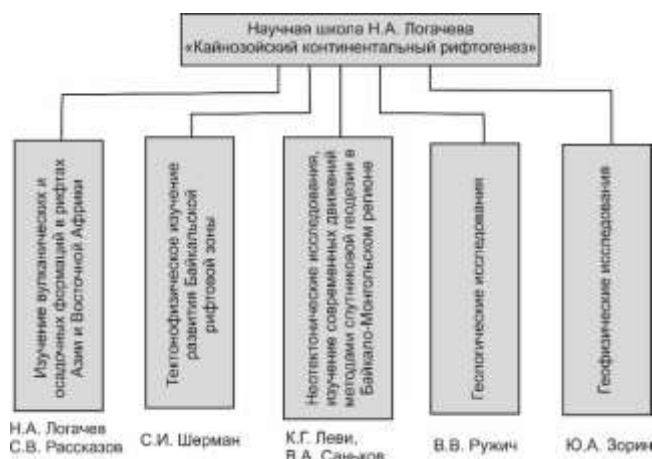


Рис. 4. Блок-диаграмма направлений научной школы Н.А. Логачева. Основной результат: комплексная модель кайнозойского континентального рифтогенеза. Грант РФФИ научной школы 2000–2001 гг.

Fig. 4. Block diagram of the directions of the scientific school of N.A. Logachev. Main result: complex model of Cenozoic continental rifting. Grant of the RFBR scientific school 2000–2001.

В рамках научной школы «Кайнозойский континентальный рифтогенез» в разные годы проводились конференции: Проблемы рифтогенеза, ИЗК (1975 г.), Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты, ИЗК (1987 г.), Рифтогенез внутриконтинентальных обстановок: Байкальская рифтовая система и другие континентальные рифты, ИЗК (1996 г.), Кайнозойский континентальный рифтогенез, ИЗК, ИГУ (2010 г.), Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы, ИЗК, ИГУ (2013 г.), Рифты, орогены и глобальная тектоника (симпозиум в рамках XLVIII Тектонического совещания), Москва, МГУ, ГИН (2016 г.), Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы, ИЗК, ИГУ (2019 г.).

Работы по изучению вулканических и осадочных формаций обозначили ядро новой

гипотезы о связи эволюции вулканизма с развитием БРС, которая, по определению (Рассказов, 1993), включала осевую полосу поднятий и впадин (БРЗ) и сопредельные территории позднекайнозойского вулканизма. Благодаря систематическому изучению разрезов вулканических и вулканогенно-осадочных толщ с K–Ar и ^{40}Ar – ^{39}Ar датированием вулканических пород и палеонтологическими определениями возраста осадочных отложений были обозначены основные закономерности распределения вулканизма БРС во времени и пространстве. Таким образом, БРС получила определение области растяжения, в которой магматические расплавы проникали сквозь кору и изливались на земную поверхность. На вулканических территориях имели место движения земной поверхности, свидетельствовавшие о деформациях коры. К БРС

относились вулканические поля обширной территории Саян и Витимское вулканическое поле, расположенные за структурно-геоморфологическими границами БРЗ (см. рис. 3), а также вулканические поля Центральной Монголии.

Вокруг жесткого центрального ядра гипотезы о вулканизме БРС образовался круг вспомогательных гипотез: кайнозойские вулканические породы БРС существенно отличались по составу от мезозойских вулканических пород, характер эволюции вулканизма менялся по дистали и латерали БРС, ассоциации глубинных включений из вулканических пород также менялись по дистали и латерали БРС, вулканизм сопровождал существенные деформации коры в течение развития БРС и ее структурные перестройки. Эволюция вулканизма БРС имела сходство и различия с эволюцией вулканизма рифтовых систем Рио-Гранде и Восточной Африки. Вулканизм БРС получил развитие одновременно с вулканизмом задуговой Япономорской подвижной системы.

Программы научных исследований гипотезы об активизации расплавных

аномалий Японско-Байкальского геодинамического коридора

Вывод о синхронности вулканизма БРС и задуговой Япономорской подвижной системы заставил обратиться к изучению пространственно-временного распределения вулканизма на всей территории от Байкала до Японского моря и перейти к ядру новой гипотезы об активизации расплавных аномалий в связи с развитием ЯБГК. Байкальская рифтовая система воспринималась в этой программе научных исследований как один из структурных элементов геодинамического коридора. Единый процесс активизации расплавных аномалий ЯБГК рассматривался в контексте активизации всей Азии.

По определению (Chuvashova et al., 2017; Рассказов, Чувашова, 2018), Японско-Байкальский геодинамический коридор представляет собой ограниченную по латерали подвижную полосу литосферы и подлитосферной мантии Центральной и Восточной Азии, подверженную воздействию сил и процессов новейшего геодинамического этапа и характеризующуюся действием силы затягивания материала от периферии коридора к его оси (рис. 5).

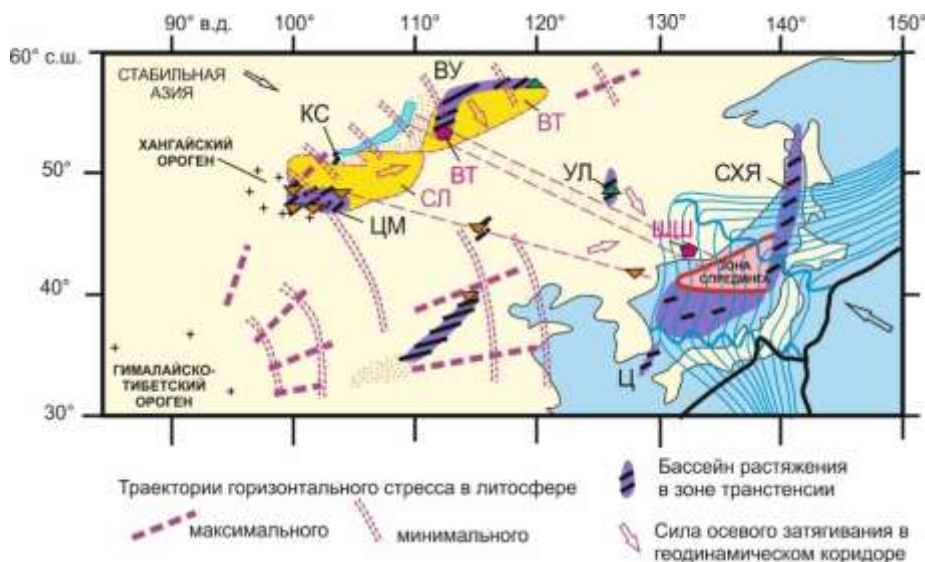


Рис. 5. Пространственные соотношения осевого затягивания в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре с траекториями тектонических напряжений, производных Индо-Азиатской конвергенции. Транстензионные структуры: ВУ – Витимо-Удоканская, К – Култукская, ЦМ – Центрально-Монгольская, УЛ – Удаляньчи, ШН – Шанси. Япономорская структура пулл-апарт включает зоны транстенсии: СХЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорскую, Ц – Цусимскую. Вулканические поля в оси Японско-Байкальского коридора (малиновые пятиугольники) – Витимское (ВТ) и Шкотовско-Шуфанское (ШШ). Крупные межгорные бассейны (желтые поля): Селенгинский (СЛ), Витимский (ВТ). Структуры Японского моря и Татарского пролива показаны по работе (Jolivet et al., 1994), траектории тектонических напряжений – по работам (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

Fig. 5. Spatial relationships of axial pull in the Japan-Baikal geodynamic corridor with tectonic stress trajectories derived from the Indo-Asian convergence. *Transtensional structures*: ВУ - Vitim-Udokan, К - Kultuk, ЦМ - Central Mongolian, УЛ - Udalyanchi, ШН - Shanxi. The Sea of Japan pull-apart structure includes transtension zones: СХЯ - Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea, Ц - Tsushima. *Volcanic fields* in the axis of the Japan-Baikal corridor (crimson pentagons) - Vitimskoe (ВТ) and Shkotovsko-Shufanskoe (ШШ). *Large intermountain basins* (yellow fields): Selenga (СЛ), Vitim (ВТ). The structures of the Sea of Japan and the Tatar Strait are shown according to the work (Jolivet et al., 1994), tectonic stress trajectories - according to the works (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

Вспомогательные конкурирующие гипотезы защитного пояса ЯБГК включают выводы о том, что расплавные аномалии Азии активизировались в новейший геодинамический этап, охватывающий последние 90 млн лет, корневые части расплавных аномалий обозначены локальным снижением скоростей S-волн, в отсутствии компонента НІМУ средней геодинамической эпохи в источниках вулканических пород ЯБГК присутствуют компоненты LOMU и ELMU вязкой протомантии ранней Земли, расплавные аномалии ЯБГК были производными источников глубокой мантии и коро-мантийного перехода, компонентный состав вулканических пород ЯБГК менялся во времени и пространстве, антиподные Витимская и Удоканская расплавные аномалии активизировались в оси и на периферии ЯБГК, вулканические и сейсмические процессы квазипериодически инициировались в Култукском структурном сочленении Байкальской и Хангай-Бельской подвижных зон. Последняя вспомогательная гипотеза должна обеспечить прогноз сильных землетрясений.

От результатов изучения новейшей геодинамики и вулканизма к прогнозу сильных землетрясений

Н.А. Флоренсов (1978, с. 219) писал: «С точки зрения автора, прогноз землетрясений является настолько важной проблемой мировой науки, что всякие попытки внести свою лепту в ее решение (в том числе, конечно, и в качественные приемы или подходы) должны поощряться, подвергаться проверке временем и практикой, а уже затем отвергаться или получать полное признание». Главным мотивом программ научных исследований Имре Лакатоса (см. рис. 1) является прогноз, удачный или неудачный. Если прогноз удачен, гипотеза верна, если неудачен – не верна. Модели трех развитых программ научных

исследований кайнозойского рифтогенеза и вулканизма (см. рис. 2) замыкаются на вопросе прогноза сильных землетрясений. До настоящего времени разработка подходов к прогнозу сильных землетрясений не потеряла актуальности в современной геологии и по-прежнему имеет значительный социальный отклик.

Байкальская сейсмическая зона (БСЗ) сильных землетрясений определена инструментальными наблюдениями и в целом подтверждена сейсмогеологическими данными, оперирующими сейсмическими событиями с временными интервалами в тысячи лет (Солоненко и др., 1985). Однако для непосредственного предупреждения населения об опасности необходимо определить конкретное время и место готовящегося сильного сейсмического толчка. В настоящее время удачные прогнозы исключительно редки. Основная причина неудач заключается в недостаточном понимании механизмов подготовки и реализации сейсмогенных деформаций на той или иной территории, а также в использовании косвенных сеймопрогностических откликов неясной природы. Такие отклики могут случайно дать успешный прогноз землетрясения в одном случае и показать те же характеристики в ситуации без землетрясения.

Используя мониторинговые гидроизотопные ряды наблюдений с 2012 г. в статье, опубликованной в мае 2020 г., мы сделали прогноз сильной сейсмической активизации, действительно произошедшей в Южно-Байкальской впадине в конце этого же года (Rasskazov et al., 2020). К весне 2022 г. сейсмическая активность снизилась, но афтершоки продолжают продолжаться, среди которых по-прежнему могут реализоваться сильные сейсмические толчки.

Процесс современных деформаций коры в БСЗ отражает предшествующий ход

деформаций, запечатленный в геологической структуре. Учитывая исследовательские программы ЯБГК, БРС и БРЗ и результаты гидрогеохимического мониторинга, мы продвигаемся к прогнозу сильных землетрясений в центральной части БСЗ в 7 шагов: 1) обосновываем модель современной геодинамики Азии и определяем характер деформаций коры и подкоревой мантии в ЯБГК по пространственно-временной активности источников вулканизма на протяжении всего новейшего геодинамического этапа, 2) обосновываем модель современной геодинамики БРС по пространственно-временной активности источников неоген-четвертичного вулканизма, 3) концентрируемся на пространственно-временной эволюции плиоцен-четвертичного вулканизма БРЗ с выходом на голоценовые события для понимания характера

коротких заключительных импульсных деформаций коры, 4) определяем сейсмогенное состояние разломов по результатам гидроизотопных исследований в БРС и сопредельных регионах Азии, 5) выбираем чувствительные полигоны в центральной части БСЗ для организации гидроизотопного мониторинга и получаем ряд наблюдений полного сейсмогеодинамического цикла, 6) определяем гидрогеохимическими методами вхождение деформаций коры активных разломов в аномальное состояние и 7) проводим экспрессный детальный гидроизотопный мониторинг сети станций полигона во время аномального состояния активных разломов и составляем заключение о характере деформаций коры, соответствующих (или не соответствующих) подготовке и реализации сильного землетрясения (рис. 6).



Рис. 6. Модель программы научных исследований развития сейсмогенных деформаций в Байкальской сейсмической зоне, отражающих пространственно-временное развитие структур Центральной и Восточной Азии, маркированное вулканизмом.

Fig. 6. Model of the program of scientific research on the development of seismogenic deformations in the Baikal seismic zone, reflecting the spatio-temporal development of the structures of Central and East Asia, marked by volcanism.

Шаг 1. Обоснование модели деформаций коры и подкорковой мантии в контексте новейшего геодинамического этапа.

Новейшая геодинамика литосферы и подлитосферной мантии Восточной и Центральной Азии определяется действием механизма затягивания материала от периферии к оси Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК). В БРС ось коридора пространственно соответствует Среднему Байкалу. Осевое затягивание материала ССВ фланга коридора контролировало импульсную антиподную (подлитосферную в оси и литосферную на периферии) активность источников вулканизма последних 16 млн лет в Витимо-Удоканской зоне горячей трансенсии. Осевое затягивание материала ЮЮЗ фланга коридора компенсировалось сокращением коры области конвергенции во фронте Индо-Азиатского взаимодействия. В горячей западной полосе Хангай-Бельской зоны орогенеза с рифтовыми сегментами вулканические импульсы передавались с квазипериодичностью 2.5 млн лет с юга на север (от Долины Озер через Центральный Хангай в Хубсугульский сегмент БРС), в восточной полосе вулканические импульсы передавались в противоположном направлении – с севера на юг (от восточной части Тункинской долины БРС к Восточному Хангаю). Сочетание сжатия и растяжения литосферы в восточной полосе Хангай-Бельской зоны привело к развитию источников вулканизма в обстановке деляминации литосферы. С учетом результатов сейсмической томографии S-волн (Мордвинова и др., 2019) мы принимаем модель сейсмогенных деформаций коры центральной части БРС, которые создаются растягивающими усилиями в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и передаются от Южного Байкала в Тункинскую долину по пластичному слою 38–39 км. Максимальное растяжение коры под Средним Байкалом привело к ее утонению до 35 км. Под восточной частью Тункинской долины кора растягивалась в Камарско-Становой зоне горячей

трансенсии 18–12 млн лет назад, но последующее сжатие привело к ее утолщению до 50 км. Для регистрации сейсмогенных деформаций наиболее чувствительно сочленение активных (Обручевского и Юго-Западного Бортового) разломов растяжения Южно-Байкальской впадины и активного (Главного Саянского) разлома сжатия восточной части Тункинской долины.

Шаг 2. Выявление характера сейсмогенных деформаций коры и подкорковой мантии в контексте неоген-четвертичного развития БРС.

Удоканская расплавная аномалия северо-восточной части БРС имела импульсное развитие в противофазе по отношению к Витимской расплавной аномалии. Витимская расплавная аномалия генерировалась в оси ЯБГК, Удоканская – на периферии. В среднем миоцене сначала на Витимском, а затем на Удоканском вулканических полях проявился высоко-Mg (высокотемпературный) вулканизм. Позже имели место перекликающиеся интервалы вулканизма Витимского и Удоканского полей с квазипериодами, соответствующими великим циклам эксцентриситета вращения Земли 2.4 млн лет. Различаются два интервала смещения вулканизма от Витимской к Удоканской расплавной аномалии (1 – 16–14 млн лет назад и 2 – 13.6–8 млн лет назад) и последующее чередование синхронных и асинхронных вулканических эпизодов: 3 – синхронизация 7.5 млн лет назад, 4 – асинхронизация 5.2–2.3 млн лет назад, 5 – синхронизация 1.8–1.7 млн лет назад и 6 – асинхронизация 1.1–настоящее время. В отличие от Витимского и других вулканических полей Внутренней Азии, Удоканское поле характеризовалось извержениями трахитов, которые контролировались тектоническими зонами (Рассказов, Чувашова, 2018) (рис. 7).

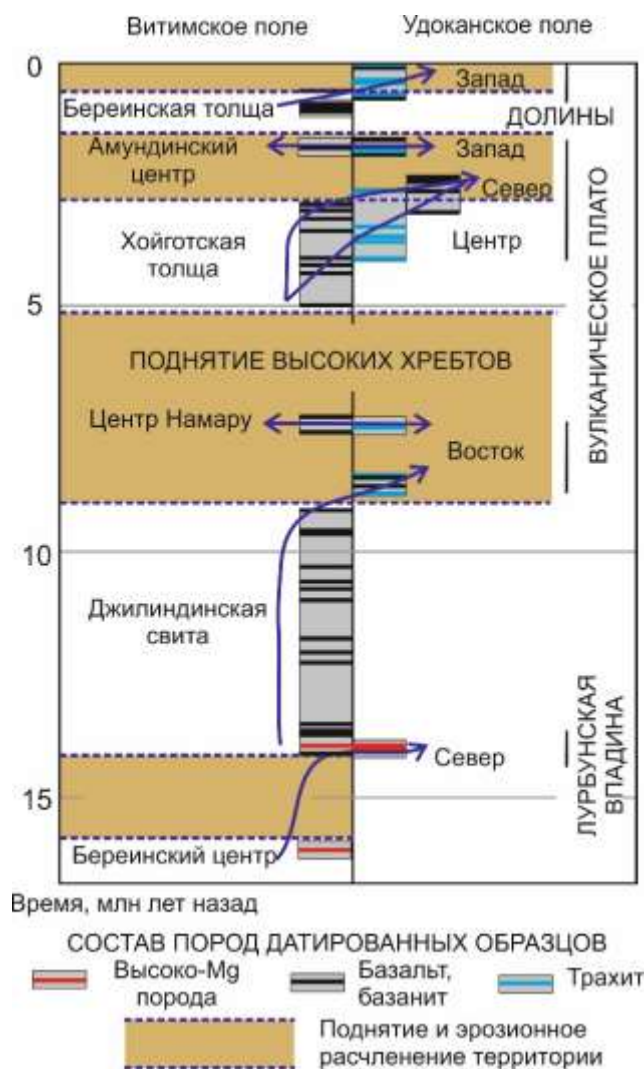


Рис. 7. Сопоставления вулканических эпизодов Витимского поля (осевая расплавная аномалия ЯБГК) и Удоканского поля (периферическая расплавная аномалия ЯБГК). Стрелки показывают запаздывание удоканских вулканических эпизодов относительно витимских. Двусторонние стрелки обозначают синхронные эпизоды.

Fig. 7. Comparison of volcanic episodes in the Vitim field (axial melt anomaly of the JBGC) and Udokan

field (peripheral melt anomaly of the JBGC). The arrows show the delay of the Udokan volcanic episodes relative to the Vitim ones. Double-sided arrows indicate synchronous episodes.

Подобное импульсное развитие вулканизма с квазипериодическим пространственно-временным смещением выявлено в юго-западной части Байкальской рифтовой системы. В восточной части Тункинской долины, близи Байкала, находится Камарская и Еловская группы вулканических полей, от которых к югу протягивается транскамардабанская вулканическая полоса, включающая Джидинскую группу полей. Западнее выделяются группы полей центра Селенгинского бассейна: Угейнурское, Селенгинское, Нижнеорхонское и Хануйское. Южнее располагаются Восточнохангайская и Долиноозерская группы. Отдельно рассматриваются Верхнечулуутынское и Тарят-Чулуутынское поля субмеридиональной Чулуутынской зоны трансстенсии. Дивергентные (рифтогенные) импульсы вулканизма инициировались в восточной части Тункинской долины от оси ЯБГК и распространялись к югу и юго-западу через Селенгинский бассейн во временных интервалах 18–11 млн лет назад, 7.0–4.5 млн лет назад, а также в конце квартала. Процессы Индо-Азиатской конвергенции вызвали смещение вулканизма с юга на север, вдоль субмеридиональной Чулуутынской зоны трансстенсии, во временных интервалах 10.0–7.0 млн лет назад и в последние 4.5 млн лет (рис. 8).

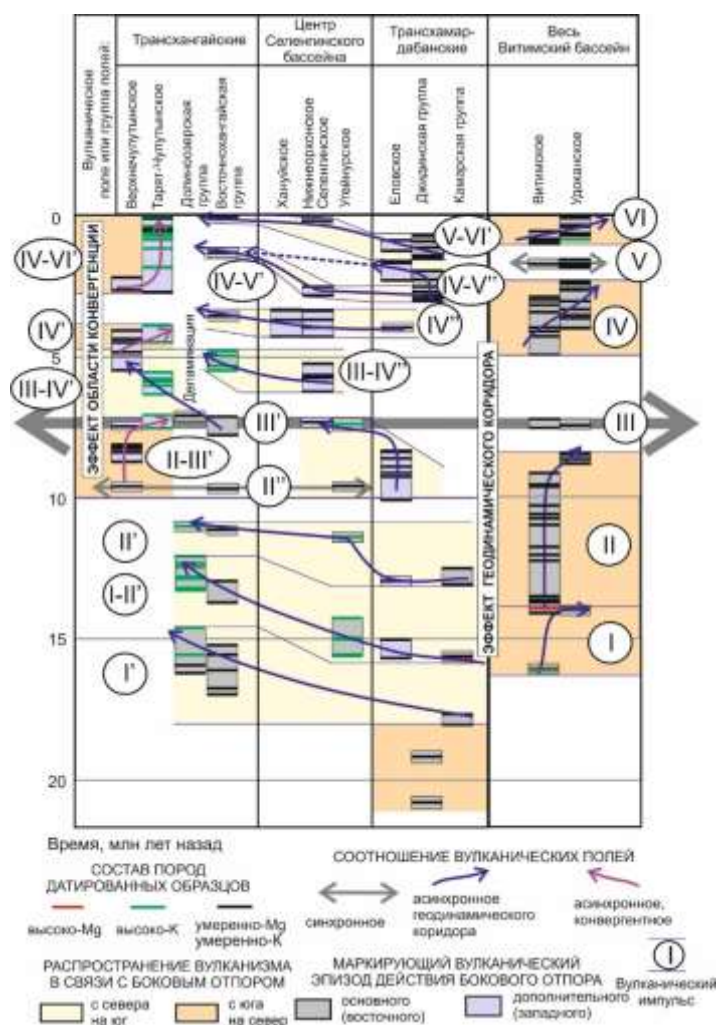


Рис. 8. Пространственно-временная миграция вулканизма Селенгинского и Витимского бассейнов. К Селенгинскому бассейну относятся трансхамбардаманские, трансангайские поля и поля центра этого бассейна. Квазипериодическая миграция вулканизма направлена от Байкала к Восточному Хангаю и от Верхнечулуутинского поля к Тарят-Чулуутинскому. Вулканические импульсы I–III характеризуют раннее (миоценовое) развитие БРС, импульсы III–IV – позднемиоценовую структурную перестройку, импульсы IV–VI – плиоцен-четвертичное обособление структур БРЗ при позднем развитии БРС. Использованы датировки вулканических пород, приведенные в монографии (Рассказов и др., 2012).

Fig. 8. Spatial-temporal migration of volcanism in the Selenga and Vitim basins. The Selenga basin includes the Transkhambardaman, Transangai fields and the fields of the center of this basin. The quasi-periodic migration of volcanism is directed from Baikal to Eastern Khangai and from the Upper Chulutyn field to the Taryat-Chulutyn field. Volcanic impulses I–III characterize the early (Miocene) development of the BRS, impulses III–IV characterize the late Miocene structural rearrangement, and impulses IV–VI characterize the Pliocene–Quaternary separation of the BRZ structures during the late development of the BRS. The dates of volcanic rocks given in the monograph (Рассказов и др., 2012) were used.

Пространственно-временная миграция вулканизма БРС характеризует деформации литосферы под действием двух силовых источников: дивергентного (байкальского, производного осевой части ЯБГК) и конвергентного (чулуутинского, производного Индо-Азиатского взаимодействия). Дивергентные и конвергентные силы, очевидно,

определяют не только длительные процессы, запечатленные во времени и пространстве в вулканических импульсах квазипериодов великих циклов эксцентриситета, но и современные короткопериодические деформации коры, реализующиеся в сильных сейсмических активизациях (рис. 9).

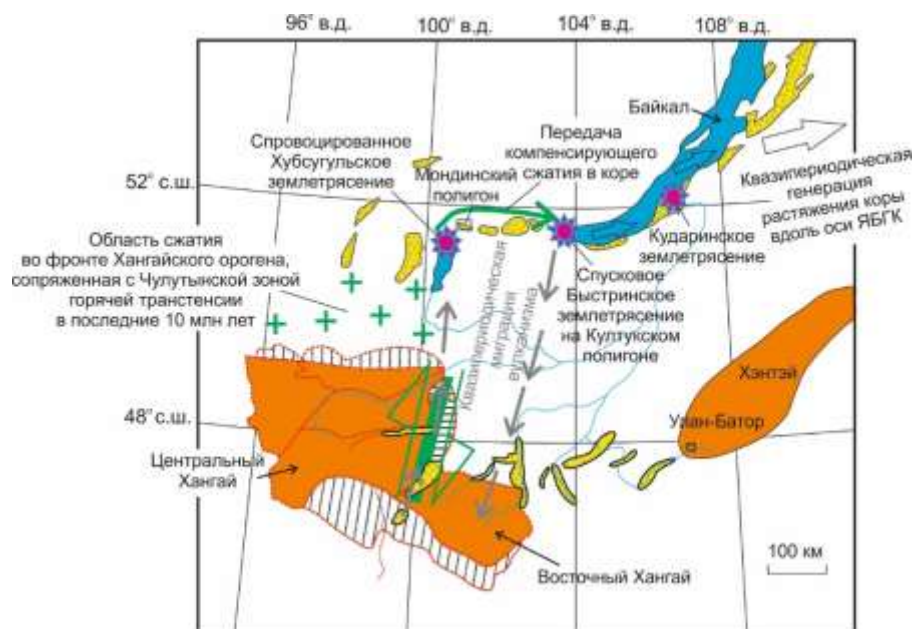


Рис. 9. Схема геодинамики орогенных и рифтовых структур по распределению вулканизма в юго-западной части БРС с распространением интерпретации на сейсмическую активизацию 2020–2021 гг. Впадины–подвески (по Н.А. Флоренсову, Хубсугульская, Дархатская, Бусийнгольская) образовались как радиальные структуры поперечного растяжения во фронте западной части Хангайского орогена при ее правостороннем смещении относительно восточной части орогена (Восточного Хангая) и расположенной севернее Орхон-Селенгинской седловины. Вулканизм квазипериодически мигрирует от Байкала в Восточному Хангаю и в противоположном направлении вдоль ядра Хангайского орогена. Здесь горячая трансенсия маркируется вулканической деятельностью во временном интервале 9.6–2.1 млн лет назад на Верхнечулутынском и Тарят-Чулутынском вулканических полях. Сжатие коры севернее радиальных впадин выразилось в поднятии субширотного хр. Мунку-Сардык в последние 10 млн лет. Надвигание северных отрогов этого хребта на Окинское плоскогорье после 2.6 млн лет привело к прекращению вулканизма здесь около 2.1 млн лет назад. Показаны впадины рифтовых сегментов и контуры орогенных провинций Хангая. Для хангайских морфоструктур использована геоморфологическая схема из работы (Корина, 1982).

Fig. 9. Scheme of geodynamics of orogenic and rift structures based on the distribution of volcanism in the southwestern part of the BRS with the extension of interpretation to seismic activity in 2020–2021. Suspension depressions (according to N.A. Florensov, Khubsugul, Darkhat, Busiingol) were formed as radial structures of transverse extension in the front of the western part of the Khangai orogen during its right-hand displacement relative to the eastern part of the orogen (Eastern Khangai) and the Orkhon-Selenga saddle located to the north. Volcanism quasi-periodically migrates from Baikal to Eastern Khangai and in the opposite direction along the core of the Khangai orogen. Here, hot transtension is marked by volcanic activity in the time interval of 9.6–2.1 Ma at the Upper Chulutyn and Taryat-Chulutyn volcanic fields. The compression of the crust north of the radial depressions resulted in the uplift of the sublatitudinal ridge Munku-Sardyk in the last 10 million years. The thrusting of the northern spurs of this ridge onto the Oka Plateau after 2.6 Ma led to the cessation of volcanism here about 2.1 Ma ago. Depressions of rift segments and contours of orogenic provinces of Khangai are shown. For the Khangai morphostructures, the geomorphological scheme from (Корина, 1982) was used.

Шаг 3. Выявление характера сейсмогенных деформаций коры и подкоревой мантии в контексте плиоцен-четвертичного развития БРЗ.

Пространственно-временная тектоническая эволюция Азии воспринимается через анализ характера распределения плиоцен-

четвертичного вулканизма. Вулканические события и активизация глубинных расплавленных аномалий БРЗ характеризуются импульсной эволюцией, вписывающейся в два великих цикла эксцентриситета вращения Земли: плиоценовый – 5.3–2.6 млн лет назад и четвертичный – последних 2.6 млн лет. Юный вулканизм БРС активизировался при

деформациях коры, сменявшихся во времени и пространстве. Вулканическому интервалу конца плейстоцена–голоцена предшествовали тектонические и вулканические импульсы с квазипериодами порядка 10–14 тыс. лет. Вулканизм последних 14 тыс. лет проявился на северо-восточном и западном структурных окончаниях БРС. На вулканическом поле хр. Удокан установлена ранняя фаза извержений с 14 до 9 тыс. лет назад при северо-восточном растяжении коры с последующим переходом к северо-западному растяжению, свойственному ее современным деформациям в северо-восточной части БРС.

Шаг 4. Определение сейсмогенного состояния разломов по результатам гидроизотопных исследований.

Активность разломов оценивается по возрастанию значений отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($OA4/8$) и активности ^{234}U ($A4$) в подземных водах. В участках эпицентральных полей, приуроченных к разломам БРС, получены значения $OA4/8$ в интервале 2–4. В неактивных участках разломов значения $OA4/8$ находятся в интервале 1–2. Высокие отношения $OA4/8$, выявленные в подземных водах Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской инверсионных секций окончаний Тункинской долины, совпадают с участками концентрации землетрясений (Рассказов и др., 2018). Тектонические усилия растяжения создаются в оси ЯБГК и компенсируются тектоническими усилиями сжатия, создающимися во фронте Хангайского орогена (см. рис. 8).

На западном окончании долины определены пространственные вариации $OA4/8$ в природных водах и проведен 5-летний мониторинг вод скважины Мон-D в Мондинской впадине. Задokumentированное ступенчатое снижение значений $OA4/8$ в воде этой скважины, одновременно с подготовкой и реализацией землетрясения с энергетическим классом $K=13.9$ на севере оз. Хубсугул, отразило последовательное закрытие трещин, препятствовавшее проникновению глубинных вод в Тумелик-Мондинской асейсмичной зоне.

Нивелирование Мондинской аномалии Тумелик-Мондинской асейсмичной зоны с продолжением активности Туранской и Ниловской аномалий внутренней части Ниловско-Мондинской секции подчеркнуло ее особую роль как связующего звена между Хубсугульским сегментом радиальных рифтов, образовавшихся во фронте Хангайского орогена, и наиболее крупной центральной впадины Тункинской долины.

В подземных водах ее восточного окончания, в районе пос. Култук, снижение значений $OA4/8$ сменялось их резким возрастанием и переходом к малоамплитудным вариациям. Соответственно, закрытие трещин сменялось открытием, способствовавшим циркуляции глубинных вод и реализации землетрясений. Проявление Култукской, Закутуйской и Северо-Торской аномалий $OA4/8$ и землетрясений по периферии Еловско-Култукской секции обозначило границы Восточно-Тункинского литосферного блока, расплющенного у края фундамента Сибирской платформы.

Шаг 5. Выделение полного 12-летнего сейсмогеодинамического цикла в центральной части БРС.

В чувствительном к деформациям Култукском структурном сочленении Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины с 2012 г. проводится гидроизотопный мониторинг. В ходе мониторинга на Култукском сейсмопрогностическом полигоне установлено возрастание $OA4/8$ и $A4$ в подземных водах при усилении растяжения коры и относительное снижение значений обоих параметров при уменьшении растяжения. Определен полный 12-летний сейсмогеодинамический цикл, в ходе которого в условиях минимального растяжения коры полигона реализовалось Голоустное землетрясение 2015 г. на Южном Байкале и в условиях усилившегося растяжения произошло Кударинское и другие сильные сейсмические толчки Байкало-Хубсугульской активизации 2020–2021 гг. (рис. 10) (Rasskazov et al., 2022).

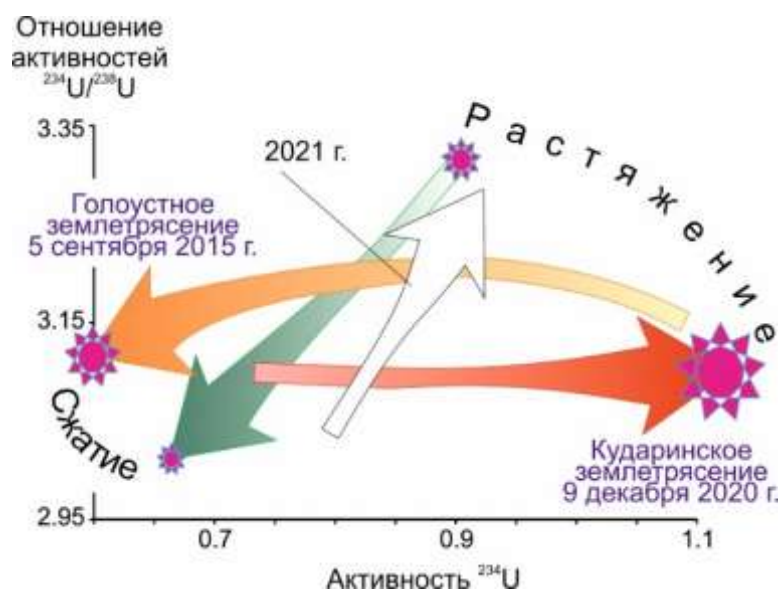


Рис. 10. Реконструкция полного сейсмогеодинамического цикла сжатия и растяжения коры по результатам мониторинга ст. 27 Култукского полигона. Сейсмическим стадиям соответствуют тренды последовательного изменения $OA4/8$ и $A4$ в подземных водах с выходом на экстремальные значения, соответствующие сильным сейсмическим событиям. Полный цикл начался 27 августа 2008 г. и завершился 9 декабря 2020 г. Слабые неопасные землетрясения 2013–2014 гг. (зеленый уровень) сменялись нарастанием опасности желто-оранжевого уровня в 2015 г. и красным уровнем опасности в конце 2020 – начале 2021 гг.

Fig. 10. Reconstruction of the complete seismogeodynamic cycle of compression and extension of the crust based on the results of monitoring st. 27 of the Kultuk polygon. The seismic stages correspond to trends in successive changes in $OA4/8$ and $A4$ in groundwater, reaching extreme values corresponding to strong seismic events. The full cycle began on August 27, 2008 and ended on December 9, 2020. Weak non-hazardous earthquakes in 2013–2014 (green level) were replaced by an increase in the yellow-orange level of danger in 2015 and a red level of danger in late 2020 – early 2021.

Шаг 6. Определение аномального деформационного состояния коры.

При отборе проб проводятся измерения окислительно–восстановительного потенциала подземных вод (Eh). При подготовке и реализации землетрясения установлено общее (аномальное) снижение Eh на всех станциях Култукского сейсмопрогностического полигона. В ходе Байкало–Хубсугульской активизации 2020–2021 гг. сейсмогенные деформации коры Среднего Байкала сопровождались откликами землетрясений в коре Хубсугула. Снижение значения Eh станции 9 Обручевского разлома Южно-Байкальской впадины служило откликом на сейсмические события Среднего Байкала. Систематически запаздывающие на несколько дней снижения Eh станции 8 в зоне Главного Саянского разлома отражало направленную передачу деформационного импульса от Среднего Байкала к Хубсугулу. Снижение Eh в подземных водах рассматривается как сейсмопрогностический

признак неясной природы. Такие признаки указывают на аномальное деформационное состояние коры, но их проявление недостаточно для полноценного сейсмического прогноза.

Шаг 7. Экспрессный детальный гидрогеохимический мониторинг и подготовка заключения о характере аномального состояния активных разломов.

Для получения информации о тектонических эффектах в коре при подготовке и пространственной передаче деформационного импульса от Среднего Байкала к Хубсугулу проводятся экспрессные измерения $OA4/8$ и $A4$ в подземных водах всех задействованных мониторинговых станций Култукского полигона. Делается конкретная оценка характера развития сейсмогенных деформаций по пространственным соотношениям сжатия и растяжения на станциях Обручевского и Главного Саянского разломов.

Заключение

В разработке дисциплины «История и методология геологических наук» использована модель программ научных исследований Имре Лакатоса на примере развития представлений о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе. Прогрессивное развитие гипотез с 1950-х гг. до настоящего времени определялось наличием ядра – структурно-геоморфологического понятия Байкальской рифтовой зоны как полосы поднятий и впадин позднего плиоцена-квартера (Логачев, 1977) и сформированных на основе этой гипотезы программы научных исследований гипотезы об эволюции вулканизма Байкальской рифтовой системы (Рассказов, 1993) и более продвинутой программы научных исследований Японско-Байкальского геодинамического коридора (Chuvashova et al., 2017). В рамках последней программы выстраиваются мониторинговые исследования по прогнозу сильных землетрясений в Южно-Байкальской впадине и Тункинской долине.

Благодарности

Гидроизотопный мониторинг был организован в 2012 г. на геологическом факультете Иркутского госуниверситета по проекту программы «Научные и педагогические кадры России» и продолжается в настоящее время в рамках работ ИЗК СО РАН по крупному проекту Минобрнауки России «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории», № 13.1902.21.0033.

Литература

Белоусов В.В. Очерки истории геологии. У истоков науки о Земле (геология до конца XVIII в.). М., 1993. 267 с.

Вернадский В.И. Избранные труды по истории науки. М.: Наука, 1981. 362 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1977. 247 с.

Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1979. 125 с.

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

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

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1981. 105 с.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958а. №4. С. 18–29.

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

Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.

Милановский Е.Е. Альфред Вегенер. 1880–1930. М. Наука, 2000. 239 с.

Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 136 с.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е. Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л. Р. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // Доклады АН. 2019. Т. 484, № 1. С. 93–97. doi.org/10.31857/S0869-5652484193-97.

Николай Александрович Флоренсов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. 170 с.

Николай Алексеевич Логачев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 251 с.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири в 5 томах. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1931–1944.

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

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

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. Импульсный подъем мантийных диапиров в Япономорской и Байкальской подвижных системах // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН. 2001. С. 139–156.

Салтыковский А.Я. Базальтовый магматизм как отражение динамики верхней мантии (на примере Байкало-Монгольского региона и Исландии). Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук в форме научного доклада. Москва: Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 1999. 50 с.

Салтыковский А.Я., Грачев А.Ф., Генштафт Ю.С. Некоторые закономерности пространственного распределения петрогенных элементов в базальтах Байкало-Монгольского региона // Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР. 1980. С.3–80.

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

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.

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

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука. 1968. С. 40–56.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: «Наука», 1978. 237 с.

Флоренсов Н.А., Логачев Н.А. К проблеме Байкальского рифта // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1975. Т. L, № 3. С. 21–35.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. Издание второе, дополненное. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. М.: Изд-во МГУ, 1997. 224 с.

Хаин В.Е., Рябухин А.Г. Наймарк А.А. История и методология геологических наук: учебное пособие. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 416 с.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8, No. 3. P. 435–440. Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256

Foulger G.R., Rossetter T. Do mantle plumes exist? // Abstract 95-2, Geological Society of America Annual Meeting, Phoenix, AZ. 2019. P. 22–25.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, No. B11. P. 22.237–22.259.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., İmren, C. Pangea and the lower mantle // Tectonics. 2019. V. 38. P. 3479–3504.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Piyasova 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. 3–20.

Rasskazov S., Piyasova 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, No. 4. P. 711–737.

Xu Z., Wang S., Huang Y. et al. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, No. B8. P. 11.867–11.877.

Zorin Yu.A., Rogozhina V.A. Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 23–30.

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 Geochron-
ological Studies,
tel.: (3952) 51-16-59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Прими́на Светла́на Па́вловна

кандидат геолого-минералогических наук
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
профессор, декан геологического факультета,
заведующая кафедрой нефти и газа,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Primina Svetlana Pavlovna,

candidate of geological and mineralogical sci-
ences,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,

professor, dean of Geological Faculty, Head of Oil
and Gas Char,
svetlana.primina@gmail.com.

Чуваши́ова Ири́на Серге́евна

кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
доцент,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Ин-
ститут 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 sci-
ences,
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.

Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика

УДК 574.9

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.158>

Полевая учебная практика по геологии и физической географии в окрестностях г. Мунку-Сардык (Восточный Саян)

С.Н. Коваленко¹, А.Д. Китов², Е.Н. Иванов²

¹ Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

² Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Рассматривается уникальный район (горный массив Мунку-Сардык) для проведения научной и учебной полевых практик для студентов вузов, техникумов геолого-географического профиля и ОБЖ по специальности геология и физическая география. Приводится описание территории и её преимущества с учётом разнообразных ландшафтов, растительности и животного мира. Предлагается ориентировочный план и отмечаются особенности практики, в том числе возможности доставки к месту практики и перемещения в пределах района.

Ключевые слова: учебная полевая практика по физической географии, геология, погода органический мир, ландшафты, ледники, наледи.

Field training practice in geology and physical geography in the vicinity of Munku-Sardyk (Eastern Sayan)

S.N. Kovalenko¹, A.D. Kitov², E.N. Ivanov²

¹ Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

² Institute of Geography named after V.B. Sochava SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Educational field practice is of great importance for the future geographer as: a scientist-researcher, a teacher of secondary school, a teacher of additional education (sections of tourism, mountaineering, etc.). The described territory is promising for multifaceted training of the future specialist: it includes a variety of natural zones – from nival-glacial to mountain-taiga and steppe landscapes; relatively accessible (only three hundred kilometers from the regional center with good access roads); quite well studied and described in a number of publications for more than one hundred and fifty years.

Keywords: educational field practice in physical geography, geology, weather organic world, landscapes, glaciers, aufeises.

Введение

Учебная полевая практика имеет большое значение для будущего географа как: учёного-исследователя, так и учителей общеобразовательной средней школы и дополнительного образования (секций туризма, альпинизма и пр.).

После 20-летнего совместного изучения со студентами Педагогического института ИГУ

и научными сотрудниками Института географии СО РАН высокогорной территории вблизи горы Мунку-Сардык (самая высокая вершина 3491 м в Восточном Саяне напротив оз. Хубсугул), нам стало ясно, что эта территория представляет весьма удобный полигон для многогранного обучения будущего специалистов геологов и географов путём организации и проведения полевых учебных

практик по геологии и физической географии (рис. 1).

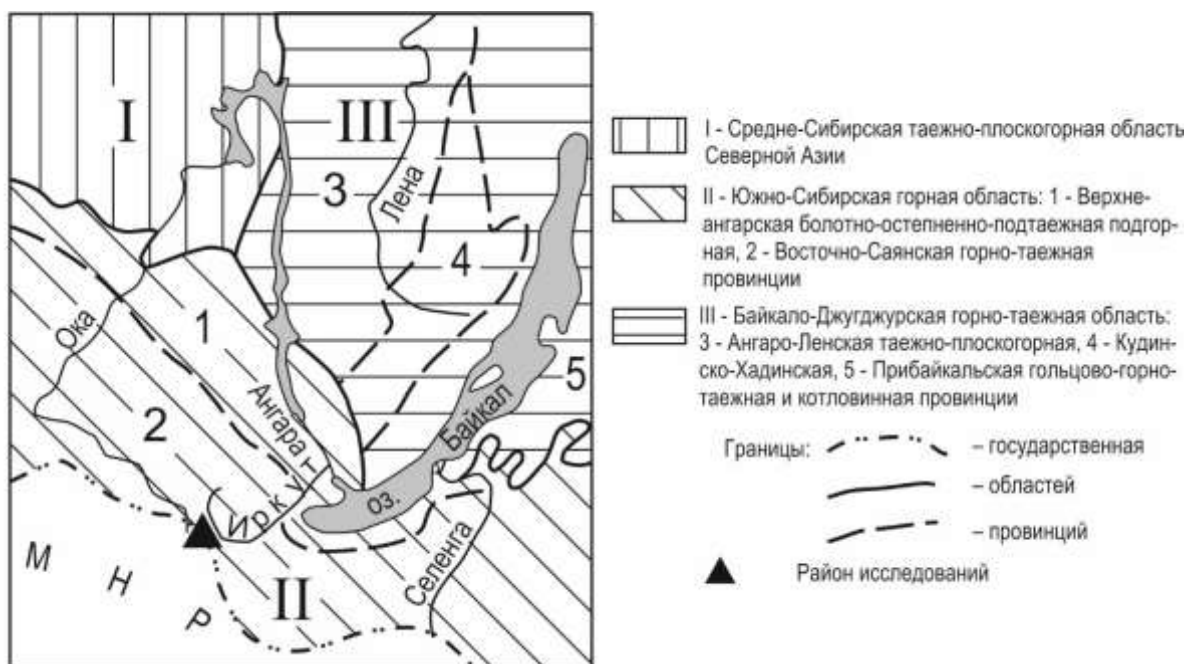


Рис. 1. Географическое положение района практики (по Соцаве, 1963).

Fig. 1. Geographical location of the practice area (according to Sočava, 1963).

С одной стороны, она включает разнообразные природные зоны — от нивально-гляциальных до горно-таёжных и степных ландшафтов. С другой, она является сравнительно доступной, т. к. находится всего в трёхстах километрах от областного центра с хорошими подъездными дорогами.

Кроме того, эта территория достаточно хорошо изучена и описана в ряде публикаций на протяжении полутора сотен лет (Перетолчин, 1908). Список научных публикаций по району с 1861 г. содержит 178 наименований, из них 87 публикаций принадлежит авторам настоящей статьи (Коваленко, Китов, 2021; Коваленко, Акулова 2021; Китов, Коваленко, 2020; Иванов, 2015; Китов и др., 2014; Коваленко, 2011; Kitov et al., 2009 и др.).

Материалы и методы исследования. Используется многолетний опыт проведения экспедиций в горном районе, описания известных исследователей Восточных Саян, методические руководства для проведения практик. Для проведения исследований и ориентации на местности используются картографические материалы (топографические карты, космические снимки, общеземные карты и схемы), различные приборы и

оборудование (например, дроны, спутниковые навигаторы, георадары, компасы, автоматические метеостанции, термохроны и др.).

На данной территории проложены экспедиционные и туристические маршруты, на разных высотных уровнях оборудованы места стоянок. Существует два типа маршрутов для изучения зимне-весеннего состояния природы и летнего. Весенне-зимние маршруты проходят по наледям русел основных рек (Буговеку, Бел. Иркуту, Ср. Иркуту, Мугувеку). Летние маршруты также вдоль данных рек, но с организацией переправ через эти реки. Практика проходит в экспедиционно-туристическом формате. Стоянки организуются в палаточных городках.

Результаты и их обсуждение

Физико-географические условия и ресурсы для проведения практик

Привлекательность территории определяется следующими факторами.

1. **Рельеф.** Сложный рельеф представляет интерес при развитии навыков в изучении геоморфологии. На подготовительном периоде практики можно познакомиться с

обширной базой фотоматериалов с начала прошлого века, описанием в опубликованных источниках и на легкодоступном нашем

сайте Мунку-Сардык.ру (Мунку-Сардык... 2022).

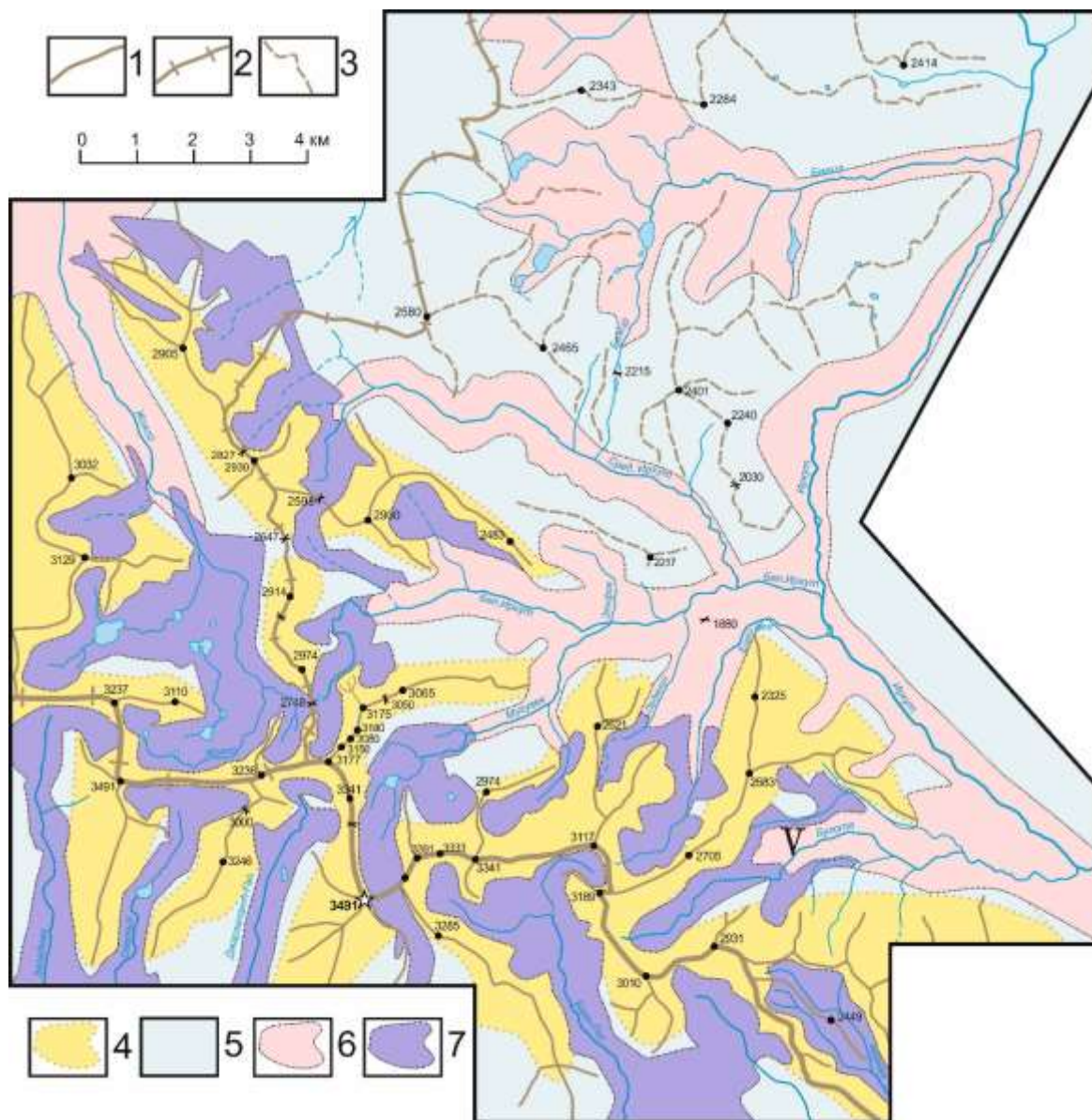


Рис. 2. Генетические типы и возраст гляциального рельефа района г. Мунку-Сардык (по Коваленко, 2014).

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– рельеф-I, надледниковый перигляциальный; 5– рельеф-II подледниковый гляциальный прогрессивного Окинского ледника; 6– рельеф III, подледниковый гляциальный регрессивных стадий Окинского ледника; 7– рельеф-IV, подледниковый, гляциальный, сформированный после термического максимума.

Fig. 2. Genetic types and age of glacial relief of the district of Munku-Sardyk (according to Kovalenko, 2014).

1 – ridges; 2 – main watershed chr. Pp. Oka, Irkut and Selenga; 3 – curly rocks of the Okinsky Plateau; 4 – relief-I, supraglacial periglacial; 5 – relief-II subglacial glacial progressive Okinsky glacier; 6 – Relief III, subglacial glacial regressive stages of the Okinsky Glacier; 7 – relief-IV, subglacial, glacial, formed after thermal maximum.

В районе имеются фрагменты рельефа различного генезиса и возраста (от древнего к современному): I) надледниковый перигляциальный доокинского и окинского времени

с весьма длительным периодом развития от более 80 тыс. лет до 8 тыс. лет (Коваленко, 2014; 2011); II) подледниковый гляциальный прогрессивной стадии Окинского ледника от 24 тыс. лет до 8 тыс. лет; III) подледниковый регрессивной стадии Окинского ледника, развитый в областях развития рельефа предыдущего типа, с возрастом от 11 тыс. лет до 8 тыс. лет; IV) подледниковый, заложенный на перигляциальном рельефе первого типа, регрессивных, после термических, оледенений с возрастом 5.5 тыс. лет до ныне (рис. 2).

Современное 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, 2013): 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. Все структурные формы рельефа, возникающие в результате всех вышеуказанных процессов, осложняются денудационно-аккумулятивными склоновыми процессами.

2. Геология. Геологическое разнообразие, характерное для массива, позволяет получить достаточные знания будущему специалисту.

Представление о геологическом строении территории можно получить из ряда источников: Мунку-Сардык.ру (Мунку-Сардык... 2021); геологическая карта (Геологическая карта... 1961; Объяснительная записка... 1962), составленная геологами съёмщиками; опубликованные материалы и базы данных авторов данной статьи. Согласно этим источникам строение исследуемого района довольно простое (рис. 3).

Западную часть изученной территории занимают среднепалеозойские магматические гранитоидные породы (розовые существенно микроклиновые биотитовые граниты, биотитовые плагиограниты и гранодиориты, кварцевые диориты), которые слагают область питания древних и современных ледников. Центральную и восточную части территории слагают ордовикские осадочные слабо метаморфизованные породы (толтинская свита: известняки, доломиты с прослоями сланцев; барунгольская свита: сланцы, песчаники, прослой известняков), эта часть территории является областью дренажа и транзита ледников прошлого, а также интенсивной современной водной эрозии.

Интрузии мунку-сардыкского комплекса были сформированы в течение четырех фаз: 1) кварцевые диориты; 2) существенно плагиоклазовые граниты и гранодиориты; 3) существенно микроклиновые граниты и граносиениты; 4) гранит-порфиры.

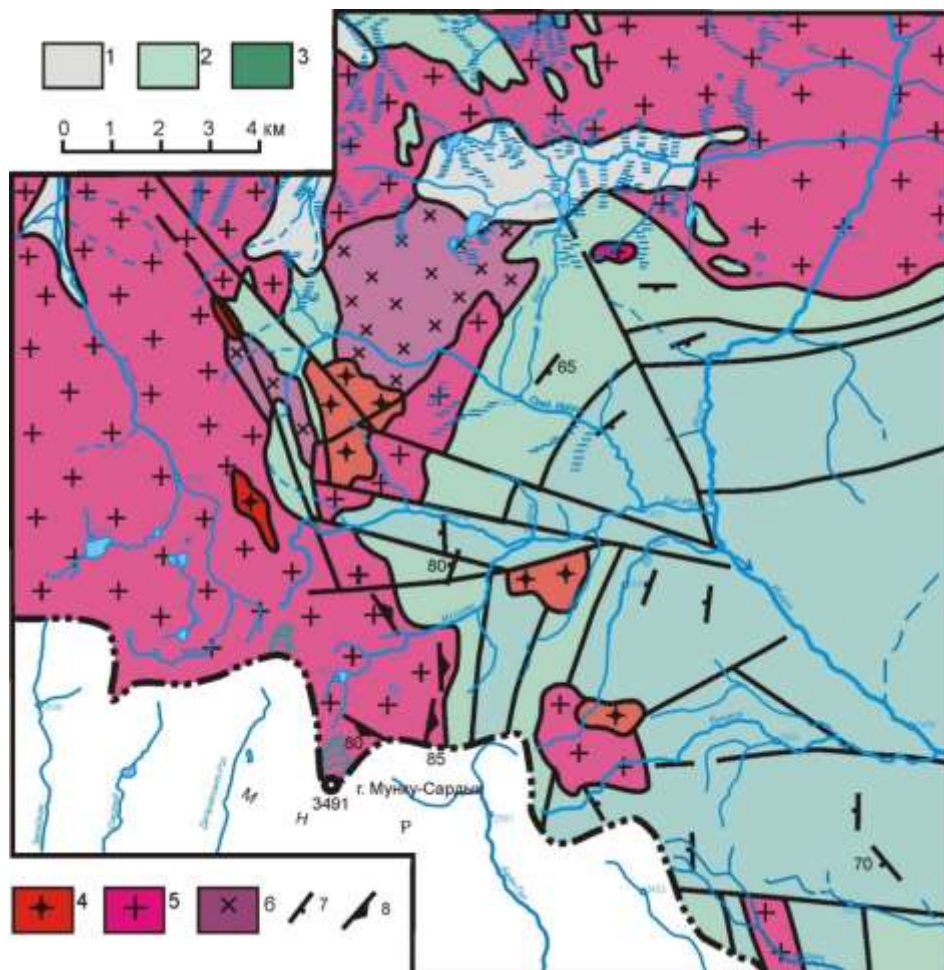


Рис. 3. Геологическая карта района г. Мунку-Сардык (по Геологическая карта... 1961, с изменениями и дополнениями).

1 – моренные плейстоценовые отложения; 2–3 – осадочные образования ордовикского возраста: 2 – толтинская свита: известняки, доломиты с прослоями сланцев; 3 – барунгольская свита: сланцы, песчаники, прослой известняков; 4–6 – магматические образования среднего палеозоя: 4 – розовые преимущественно микроклиновые биотитовые граниты, 5 – биотитовые плагиограниты и гранодиориты, 6 – кварцевые диориты; 7 – элементы залегания слоистости; 8 – элементы залегания магматической первичной полосчатости.

Fig. 3. Geological map of the area of Munku-Sardyk (according to the Geological Map... 1961, with amendments and additions).

1 – moraine Pleistocene deposits; 2–3 – sedimentary formations of Ordovician age: 2 – Toltin Formation: limestones, dolomites with layers of shale; 3 – Barungol Formation: shales, sandstones, limestone layers; 4–6 – magmatic formations of the Middle Paleozoic: 4 – pink essentially microclinc biotite granites, 5 – biotite plagiogranites and granodiorites, 6 – quartz diorites; 7 – elements of layering; 8 – elements of occurrence of magmatic primary banding.

Кварцевые диориты имеют незначительное распространение и обнаружены в виде ксенолитов среди биотитовых гранитов в верховьях р. Средний Иркут. Это средне- и мелкозернистые породы темно-серого и зеленовато-серого цвета с массивной текстурой. Состоят из роговой обманки, плагиоклаза, кварца, небольшого количества рудного

минерала; из аксессуарных минералов встречаются апатит, сфен и ортит. Призматические кристаллы роговой обманки часто замещаются вторичными минералами: биотитом, хлоритом, актинолитовой роговой обманкой и эпидотом. Зерна плагиоклаза (андезина) по периферии интенсивно серицитизированы.

В некоторых местах распространения диоритов можно встретить постепенный переход диоритов в средне-зернистое массивное габбро. Эта порода состоит из роговой обманки, плагиоклаза, биотита, развивающегося по роговой обманке, карбонатов и серицита, а также акцессорного апатита. В габбро встречаются гнездообразные участки крупнозернистого габбро-пегматита.

Серые существенно плагиоклазовые биотитовые граниты и гранодиориты слагают громадные массивы в хребтах Мунку-Сардык. Эти массивы имеют округлую или удлиненную форму и крутые склоны, нередко соответствующие крутым углам падения вмещающих пород. По отношению к складчатым структурам гранитные массивы дисгармоничны и могут быть отнесены к посторогенным.

Среди гранитов отчетливо выделяются две разновидности: гранитная, обладающая массивной текстурой, и гнейсогранитная с гнейсовидной текстурой. Ко второй фации (разновидности) относятся и граниты, имеющие

первичнополосчатую текстуру. Количеством преобладает первая.

Гнейсограниты развиты по периферии гранитных массивов; их гнейсовидность или, правильнее, кристаллизационная сланцеватость обусловлена ориентировкой чешуек биотита и чередованием темных (богатых биотитом) и лейкократовых полос и параллельна поверхности контакта. Крутые углы падения первичных текстурных поверхностей в гранитах при полном отсутствии пологих углов указывают на то, что апикальные части массивов окончательно уничтожены эрозией. Как известно, наличие первичных анизотропных текстур указывает на подвижность магмы во время кристаллизации, подтверждением чего является в рассматриваемом случае и ориентировка ксенолитов.

Из жильных пород в гранитах имеются аплиты, пегматиты и кварцевые жилы (рис. 4). Первые образуют самостоятельные жилы, а также слагают аплитовые оторочки пегматитовых жил. Это — плотные тонкозернистые лейкократовые породы. По составу они делятся на плагиоклазовые и микроклиновые.



Рис. 4. Гнейсовидные плагиограниты области питания древних ледников, пронизанные густой сетью жильных образований вблизи вершины Мунку-Сардык.

Fig. 4. Gneissoid plagiogranites are feeding areas of ancient glaciers, permeated by a dense network of vein formations near the summit of Munku-Sardyk.

Пегматиты, так же, как и аплиты, разделяются на плагиоклазовые и микроклиновые, обладающие соответственно светло-серым и розовым цветом. Они залегают в виде жил и гнезд, причем мощность первых иногда превышает 3–5 м. Главными минералами пегматитов служат кварц, плагиоклаз (олигоклаз) и микроклин. Нередко присутствуют альбит (метасоматически замещающий микроклин),

мусковит, биотит, гранат, арфведсонит, магнетит и молибденит. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон и ортит. Характерно, что арфведсонит иногда совершенно самостоятельно образует черные лучистые налеты и корочки на стенках трещин в гранитах (рис. 5). В пегматитах отмечается крупночешуйчатый молибденит.

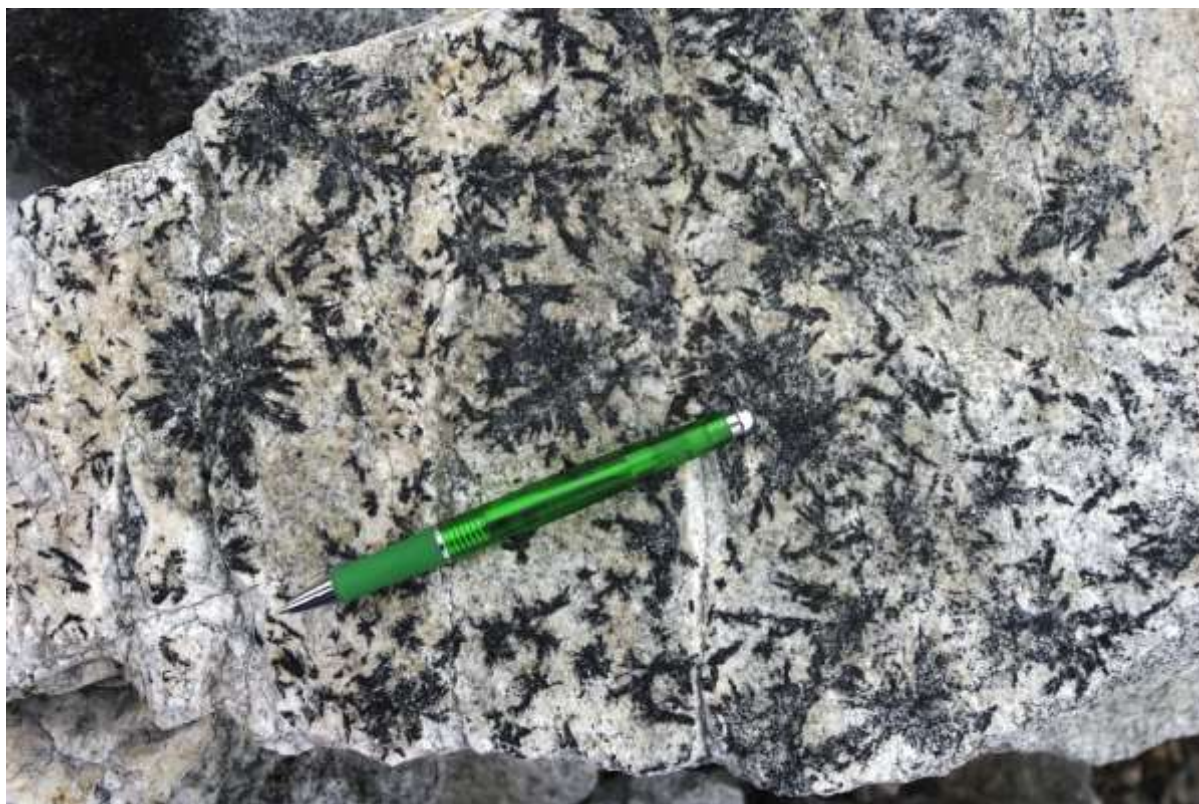


Рис. 5. Арфведсонит на стенках трещинных полостей.

Fig. 5. Arfvedsonite on the walls of cracked cavities.

Кварцевые жилы в самих гранитах встречаются очень редко, большая их часть находится во вмещающих породах в зоне экзоконтакта. Они маломощны (10–30 см, реже 50 см), разнообразны по условиям залегания (согласные, секущие и т. д.) и не выдержаны по простиранию. Кварц молочно-белый, местами водяно-прозрачный, содержит пирит, халькопирит, галенит, кокинерит¹, сфалерит, висмутовый минерал и молибденит.

На контактах с гранитоидами мунку-сардыкского интрузивного комплекса

вмещающие осадочные породы повсеместно, но в различной степени метаморфизованы. Ширина контактового ореола достигает 3 км. Осадочные породы при этом преобразовываются в биотитово-кварцевые, эпидото-актинолитовые и гранато-плагиоклазо-биотитовые сланцы и биотитовые плагиогнейсы, мигматиты и амфиболиты. Метасоматические изменения заключаются в образовании вторичного калиевого полевого шпата, альбитизации и окварцевании вмещающих пород. С

¹ Кокинерит (субарсенид меди, Cu_4AgS), в виде сростания хальказина, самородного серебра, самородной меди и куприта.

практической точки зрения наибольший интерес представляет окварцевание, так как с ним связаны рудопроявления молибденита, галенита, висмутина и сфалерита. Известняки вдоль контакта с гранитоидами повсеместно перекристаллизованы, часто сильно окварцованы и флогопитизированы. Широко развиты скарны, особенно вдоль северного контакта гранитного массива в верховьях рек Белый Иркут и Буговек. Скарновые тела в известняках имеют, как правило, линзонидную форму и залегают согласно сланцеватости и плитчатости известняков, а также вдоль тектонических нарушений в известняках. При образовании скарнов происходило метасоматическое замещение кальцита диопсидом, кварцем, тремолитом и другими минералами. Цвет скарнов от белого до зеленого, текстура — массивная или полосчатая. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ортитом, т. е. теми же минералами, что и в гранитах. Особо следует отметить наличие в скарнах молибденита, шеелита, галенита, сфалерита, кокинерита.

Возраст гранитоидов мунку-сардыкского интрузивного комплекса определяется достаточно достоверно как среднепалеозойский, так как они пересекают и метаморфизуют известняки и сланцы толтинской и барунгольской свит.

Вдоль субширотных и северо-западного простирания разломов (см. рис. 3) породы сильно тектонизированы. Гранитоиды мунку-сардыкского комплекса превращены в катаклазиты, милониты и даже ультрамилониты, а осадочные породы — в рыхлые, легко выветриваемые и поддающиеся эоловой и водной эрозии разности, карбонатные породы при этом несильно закарстованы, что

проявляется в наличие ниш, небольших пещер и дыр в скалах.

Скальные породы в долинах древних трогов перекрыты долинными моренными отложениями, самые древние из которых предположительно имеют среднечетвертичный возраст. Они покрывают маломощным чехлом днища этих долин, а также встречаются в них в виде продольных и поперечных моренных валов. Мощность их не превышает 40–50 м. Долинные морены и водно-ледниковые отложения по составу аналогичны водораздельным (развиты на Окинском плоскогорье), поэтому четкое их разграничение не всегда возможно. Морены сложены валунами до 1 м в поперечнике, погруженными в песчано-глинистый материал. Кое-где, на местах лишенных моренного покрова, встречаются эрратические валуны. В составе ледниковых валунов отмечаются в основном плагиограниты мунку-сардыкского интрузивного комплекса, реже известняки, сланцы.

3. Погода. Непредсказуемая быстро переменчивая в течении суток погода (Коваленко и др., 2013) позволяет проводить разнообразные учебные наблюдения в течении всего одного рабочего дня. Кроме того, доступная транспортная сеть передвижения (наработанные нами и туристами тропы, а в мае и хорошо проходимые речные наледи), позволяет легко проводить наблюдения за погодой с учетом высотной поясности природных зон. В настоящее время на этой территории нами развёрнута широкая сеть мониторинга погоды (регистрации температур) в течение всего года с помощью термохронов, а также минимальных термометров (рис. 6).

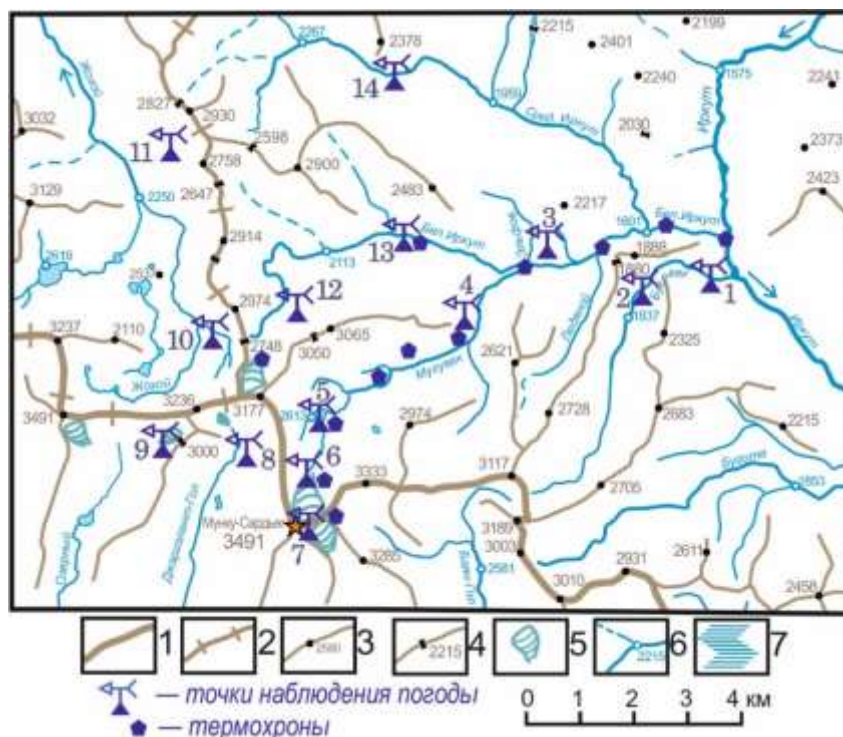


Рис. 6. Расположение точек эпизодических наблюдений за погодой и термохроннов.

1– хребты, 2– главный водораздельный хребет рр. Оки и Иркута, 3– второстепенные хребты с абсолютными отметками главных вершин, 4– перевалы и их абсолютные отметки, 5– ледники, 6– реки со значениями урезов вод, 7– заболоченность, числа — номера точек наблюдения: 1– 1631 м, р. Буговек; 2– 1719 м, р. Буговек; 3– 1800 м, р. Бел. Иркут; 4– 2 090 м, в долине р. Муговек; 5– 2 613 м, оз. Эхой; 6– 2900 м, минимальный термометр Перетолчина; 7– 3491 м, г. Мунку-Сардык; 8– 2 722 м, вблизи глетчера Бабочка р. Джаргалант-Гол (МНР); 9– 2 975 м, глетчер Энтузиастов (МНР); 10– 2629 м, верховья р. Жохой; 11– 2400 м, р. Жохой; 12– 2500 м, в каре Уютный в верховьях р. Бел. Иркут; 13– 2100 м, р. Бел. Иркут, 14– 2120 м, р. Средний Иркут.

Fig. 6. Location of points of episodic weather observations and thermochrons.

1 – ridges, 2 – main watershed ridge rr. Oka and Irkuta, 3- secondary ridges with absolute elevations of the main peaks, 4 - passes and their absolute elevations, 5 - glaciers, 6 - rivers with values of water cuts, 7 - swampiness, numbers - numbers of observation points: 1 - 1631 m, Bugovek River; 2–1719 m, Bugovek River; 3– 1800 m, Bel. Irkut; 4– 2 090 m, in the valley of the Mugovek River; 5– 2 613 m, lake Echo; 6 – 2900 m, minimum thermometer Peretolchina; 7 – 3491 m, Munku-Sardyk; 8– 2,722 m, near the Butterfly Glacier of the Jargalant Gol River (MPR); 9– 2 975 m, Glacier Enthusiasts (MNR); 10– 2629 m, upper reaches of the Zhokhoy River; 11– 2400 m, Zhohoy river; 12–2500 m, in the Uyutny Carriage in the upper reaches of the Bel River. Irkut; 13–2100 m, Bel. Irkut, 14–2120 m, Sredny Irkut River.

4. Животный мир. На территории Мунку-Сардыкского горного массива имеется разнообразный, легко наблюдаемый животный

мир (Холин и др., 2012). Одних только млекопитающих здесь насчитывается более 50-ти видов (таблица):

Т а б л и ц а

Млекопитающие хр. Мунку-Сардык и прилегающих к нему территорий

№ п/п	Вид	Категории статуса редкости
<i>Отряд Насекомоядные — Insectivora</i>		
1	Средняя бурозубка (<i>Sorex ceacutiens Laxmann, 1788</i>)	—
2	Обыкновенная бурозубка (<i>S. araneus L., 1758</i>)	—
3	Равнозубая бурозубка (<i>S. isodon Turov, 1924</i>)	—

4	Тундряная бурозубка (<i>S. tundrensis Mtuuifm, 1900</i>)	—
5	Бурая бурозубка (<i>S. roboratus Hollister, 1919</i>)	—
6	Крупнозубая бурозубка (<i>S. daphaenodon Thoma, 1908</i>)	—
7	Водяная кутора (<i>Neomys fodiens Pennant, 1811</i>)	—
<i>Отряд Рукокрылые — Chiroptera</i>		
8	Ночница Иконникова (<i>Myotis ikonnikovi Ognev, 1911</i>)	К.к. Б.-4
9	Водяная ночница (<i>M. daubenton Ruhl, 1918</i>)	—
10	Бурый ушан (<i>Plecotus auritus L., 1758</i>)	—
11	Северный кожанок (<i>Eptesicus nilssoni Keyserling, Blasins, 1839</i>)	—
<i>Отряд Зайцеобразные — Lagomorfa</i>		
12	Зяц-беляк (<i>Lepus timidus L., 1758</i>)	—
13	Алтайская пищуха (<i>Ochotona aprina Pallas, 1773</i>)	—
14	Северная пищуха (<i>O. hyperborean Pallas, 1773</i>)	—
<i>Отряд Грызуны — Rodencia</i>		
15	Летяга (<i>Pteromys volans L., 1758</i>)	—
16	Обыкновенная белка (<i>Sciurus vulgaris L., 1758</i>)	—
17	Азиатский бурундук (<i>Tamias sibiricus Laxmann, 1769</i>)	—
18	Длиннохвостый суслик (<i>Spermophilus undulatus Pallas, 1779</i>)	—
19	Лесная мышовка (<i>Sicista betulina Pallas, 1778</i>)	МСОП-NT*
20	Восточноазиатская мышь (<i>Apodemus peninsulae Thomas, 1907</i>)	—
21	Мышь-малютка (<i>Micromys minutus Pallas, 1771</i>)	МСОП-NT
22	Даурский хомячок (<i>Cricetulus barabensis Pallas, 1773</i>)	—
23	Тувинская полёвка (<i>Alticola tuvinicus Ognev, 1950</i>)	—
24	Большеухая полёвка (<i>Alticola macrotis Radde, 1862</i>)	—
25	Красно-серая полёвка (<i>Clethrionomys rufocanus Sundeval, 1846</i>)	—
26	Красная полёвка (<i>C. rutilus Pallas, 1779</i>)	—
27	Лесной лемминг (<i>Myopus schisticolor Lilljeborg, 1884</i>)	МСОП-NT
28	Узкочерепная полёвка (<i>Microtus gregalis Pallas, 1779</i>)	—
29	Полёвка-экономка (<i>M. oeconomus Pallas, 1776</i>)	—
30	Монгольская полёвка (<i>M. mongolicus Radde, 1861</i>)	—
<i>Отряд Хищные — Carnivora</i>		
30	Волк (<i>Canis lupus L., 1758</i>)	—
31	Обыкновенная лисица (<i>Vulpes vulpes L., 1758</i>)	—
32	Красный волк (<i>Cuon alpinus Pallas, 1811</i>)	СИТЕС-II, К.к. России-1, К.к. Б.-1, МСОП-VU*
33	Бурый медведь (<i>Ursus arctos L., 1758</i>)	СИТЕС-II
34	Соболь (<i>Martes zibellina L., 1758</i>)	—
35	Росомаха (<i>Gulo gulo L., 1758</i>)	МСОП-VU*
36	Горноста́й (<i>Mustela erminea L., 1758</i>)	—
37	Ласка (<i>M. nivalis L., 1758</i>)	—
38	Колонок (<i>M. sibirica Pallas, 1773</i>)	—
39	Барсук (<i>Meles meles, L., 1758</i>)	—
40	Снежный барс (<i>Uncia uncia Schreber, 1775</i>)	СИТЕС-I, К.к. России-1, К.к. Б.-1, МСОП-EN*
41	Рысь (<i>Felis lynx L., 1758</i>)	СИТЕС-II
42	Манул (<i>F. manul Pallas, 1776</i>)	СИТЕС-II, К.к. России-3, К.к. Б.-2, МСОП-NT*
<i>Отряд Парнокопытные — Artiodactila</i>		
43	Кабан (<i>Sus scrofa L., 1758</i>)	—

44	Сибирская кабарга (<i>Moschus chiferus</i> L., 1758)	СИТЕС-II, К.к. Б.-4
45	Благородный олень (<i>Cervus elaphus</i> L., 1758)	—
46	Сибирская касуля (<i>Capreolus pygargus</i> L., 1758)	—
47	Лось (<i>Alces alces</i> L., 1758)	—
48	Северный олень (<i>Rangifer tarandus</i> L., 1758)	К.к. Б.-2
49	Сибирский горный козел (<i>Capra sibirica</i> Pallas, 1776)	К.к. Б.-3

птиц — около 200 видов (рис. 7):



Рис. 7. Птицы хребта Мунку-Сардык (Холин и др., 2012).

Fig. 7. Birds of the Munku-Sardyk Range (Choline et al., 2012).

Растительный покров состоит из более 3000 видов растений, среди них имеются и очень редкие, встречающиеся только в 2-3 местах нашей планеты, например, сосюрея

Дорогостайского (*Saussurea dorogostaiskii*... 2022). Нами в различных местах описываемой территории установлено более 40 экземпляров этого растения (рис. 8).



Рис. 8. Соссюрея Дорогостайского (*Saussurea dorogostaiskii*, *Saussurea alpina*).

Fig. 8. *Saussurea dorogostaiskii*, *Saussurea alpina*.

Водятся **уникальные животные**, такие как ирбис (фондом снежного барса установлена сеть фотоловушек по всей территории).

5. Ландшафты и растительность. Этот фактор наиболее привлекателен, так как охватывает значительный диапазон геосистем — от нивально-гляциальных до степных. Это же определяет и ботаническое разнообразие (от водорослей на леднике, лишайниковых и тундровых сообществ, до древесных таёжных редуцированных, оптимального развития и, наконец, степной биоты (Суворов, Китов, 2017; 2013).

6. Ледники и снежники. Эти геосистемы в наиболее труднодоступной самой высотной зоне представляют особый интерес, так как здесь находится наивысшая вершина Восточных Саян и единственные наиболее доступные современные ледники, которые представляют характерный индикатор изменения климата (Китов, Коваленко, 2021). На снежниках и ледниках наблюдается интересная высокогорная биота красных микроводорослей снежной хламидомонады (*Chlamydomonas nivalis*) (рис. 9).



Рис. 9. Красные водоросли на поверхности ледника Перетолчина (арбузный лёд).

Fig. 9. Red algae on the surface of the Glacier Peretolchina (watermelon ice).

7. **Рекреационные ресурсы.** Этот район становится все более интересным в туристическом плане. Оно популярно не только для отработки навыков альпинизма и горного туризма почти самых высоких категорий, но и удобно для активного отдыха. Также территория нуждается в разработке правил её освоения с учётом особенностей и уязвимости (Китов, Коваленко, 2011; Китов, Коваленко, 2017).

8. **Виды практик.** Согласно вышесказанному, предлагается набор следующих практик: 1) геологическая, 2) геоморфологическая, 3) физико-географическая, 4) снежная и гидрологическая (наледи и горные реки), 5) ландшафтная, 6) гляциологическая, 7) маршрутно-туристическая и ОБЖ.

При этом немаловажными представляются удобные **организационные аспекты проведения практик.** Это сроки проведения, способ и длительность доставки к месту практики.

9. **Трансфер.** Из Иркутска добраться на микроавтобусе можно за 5-6 часов с одной остановкой для обеда и небольшого отдыха в

районе пос. Кырен. Возможен перекус и отдых вне населённых пунктов с домашними заготовками.

10. **Оптимальные сроки** для проведения практик в зависимости от поставленных целей могут приходиться на разные сезоны. Один из периодов — это середина весны (конец апреля – начало мая). Однако учитывая особенности района — это зимняя погода, что позволяет отметить максимальное состояние наледей, оценить снежный покров и т. п. А с учетом хорошей проходимости по речным наледям можно организовать и геологическую практику. Другой период — это июль – начало августа. В это время можно наблюдать минимальное состояние нивально-гляциальных геосистем, оптимум развития растительности, степень редуцирования наледей, изучение геологических структур и геоморфологии территории и т. п.

11. **Оборудование и снаряжение.** Для проведения практик необходим набор инвентаря для проживания в полевых условиях и набор инструментов и приборов (Коваленко, 2014а; Китов, 2014), обеспечивающих

полноценное проведение научной практики (спутниковые навигаторы, термометры, термохроны, гидрологические приборы, автоматические погодные метеостанции и т. п.).

12. Контингент обучаемых — это студенты вузов, техникумов геолого-географического профиля и ОБЖ. Кроме того, в группе могут быть вольные слушатели (волонтеры) с целью познавательного туризма, а также для технической помощи проведения практики.

Заключение

Горный массив Мунку-Сардык представляет удобную и разнообразную в природном отношении территорию для многоцелевых практик. Это место также легкодоступно в транспортном отношении. Здесь студенты могут получить знания не только, как организовывать и проводить научные исследования по многочисленным направлениям (ландшафты, геология, гидрология, животный и растительный мир и т. п.), но и обучиться туристическим приемам выживания, использования туристического и экспедиционного снаряжения. Опубликованный и накопленный в виде баз данных материал смогут дополнять и расширять собственными исследованиями. Студенты приобретут знания при использовании топографических и тематических карт в сочетании с данными дистанционного исследования Земли (космоснимки). Обработывая полученный материал, они освоят методы камеральной обработки данных и приемы геоинформационного анализа и моделирования результатов исследований.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, гранта № 20-05-00253А «Трансформация геосистем Байкальской природной территории».

Литература

Геологическая карта СССР. М-47-V. Серия Восточно-Саянская. Масштаб 1:200 000 / Авт. В.П. Арсентьев.— М.: МИНГЕО СССР, 1961.— 1 л.

Де-Геннинг-Михелис Е. В Северной Монголии (экспедиция на Мунку-Сардык и Косогол в 1897 г.) // Известия Вост.-Сиб. отд. Рус. Геогр. о-ва.— Иркутск, 1898.— Т. XXIX, №. 3.— С. 151–190.

Динамика ледника Перетолчина (Восточный Саян) в XX веке по донным осадкам

прогляциального озера Эхой / О.Г. Степанова, В.А. Трунова, В.В. Зверева, М.С. Мельгунов, С.К. Петровский, С.М. Крапивина, А.П. Федотов // Геология и геофизика.— 2015.— Т. 56, № 9.— С. 1621–1629.

Иванов Е.Н. Динамика снежно-ледовых геосистем гор юга Восточной Сибири / Е.Н. Иванов.— Иркутск : Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Соचाва СО РАН, 2015.— 125 с.

Каталог ледников СССР. Т. 16. Вып. 1. Ч. 3–5. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 64 с.

Китов А.Д. Снаряжение и оборудование для нивально-гляциологических исследований в горах // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014.— № 2–3 (10).— С. 39–52.

Китов А.Д., Коваленко С.Н. Палеоклиматический анализ палеоледниковых и мерзлотно-каменных образований горного массива Мунку-Сардык (Восточный Саян) // ИнтерКарто. ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий: Материалы Международ. конф.— М : Географический факультет МГУ.— 2021.— Т. 27. Ч. 3.— С. 136–150. DOI: 10.35595/2414-9179-2021-3-27-136-150

Китов А.Д. Третья 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык клуба Портулан / А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, И.В. Балязин, С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014.— № 4 (11).— С. 79–84.

Китов А.Д., Коваленко С.Н. Рельеф и геология туристическо-познавательных маршрутов Мунку-Сардык // Материалы Всероссийской конференции «Рельеф и экзогенные процессы гор».— Иркутск, ИГ СО РАН, 2011.— Т. 1.— С. 109–113.

Китов А.Д., Коваленко С.Н. Физико-географические исследования района Мунку-Сардык в образовательном процессе Педагогического института ИГУ // Байкал-Родина-Планета: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции (г. Иркутск, 30-31 октября 2020 г.).— Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2020.— С. 39–42.

Китов А.Д., Коваленко С.Н. Эколого-познавательные маршруты горного массива Мунку-Сардык // Материалы IV Всероссийской научной конференции с международным участием «Экологический риск» (18-21 апреля 2017 г.). Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2017.— С. 72–74.

Коваленко С.Н., Акулова Ю.В. Высокогорные криогенные литопотоки района горы Мунку-Сардык // Байкал-Родина-Планета: Материалы VI Всероссийской научно-практической

конференции (г. Иркутск, 29-30 октября 2021 г.). – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2021. – С. 56–61.

Коваленко С.Н., Китов А.Д. Полевая учебная практика по физической географии в окрестностях г. Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Байкал-Родина-Планета: Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции (г. Иркутск, 29-30 октября 2021 г.). – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2021. – С. 102–105.

Коваленко С.Н. К возрасту рельефа в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2014. – № 4 (11). – С. 56–65.

Коваленко С.Н. Современное оборудование и снаряжение полевых географических исследований и учебных практик в горно-таежной местности // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2014а. – № 2-3 (10). – С. 4–32.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркутка // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2011. – № 1 (2). – С. 38–62.

Коваленко С.Н. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык / С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2013. – № 3-4 (8). – С. 24–44.

Коваленко С.Н. Климат района Мунку-Сардык (Восточный Саян) / С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева, Н.А. Зацепина // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2013. – № 1-2 (7). – С. 15–23.

Лодочников В.Н. Петрология Ильчиро-Мондинского района // Тр. Вост.-Сиб. геологоуправления. – 1941. – Вып. 28. – 197 с.

Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО. – 1965. – Т. 97, вып. 2. – С. 176–180.

Мунку-Сардык.ру [Электронный ресурс] : Сайт. – Режим доступа: <http://munku-sardyk.ru/> (дата обращения 20.05.2022).

Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000, сер. Восточно-Саянская, лист М-47-V / сост. В.П. Арсентьев. – М. : Госгеолтехиздат, 1962. – 56 с.

Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Инвентаризация ледников Восточного Саяна по

материалам космических съёмок // Лёд и снег. – 2017. – Т. 57. № 4. С. 483–497. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-4-483-497

Перетолчин С.П. Восхождения на Мунку-Сардык летом 1896 года // Известия Вост.-Сиб. отд. Имп. Рус. Геогр. об-ва. – Иркутск, 1887. – Т. XXVIII. – № 4. – С. 270–279.

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. – Режим доступа: <https://cyberleninka.ru/article/n/ledniki-hrebta-munku-sardyk/viewer> или <http://earchive.tpu.ru/handle/11683/7385> (дата обращения 20.05.2022).

Сонина М.В. Птицы Мунку-Сардыка (Восточный Саян) // Мир птиц. – Август 2003–июнь 2004. – № 3-1. – С. 19–22.

Сочава В.Б. Главнейшие природные рубежи в южной части Восточной Сибири / В.Б. Сочава, В.А. Ряшин, А.В. Белов // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 1963. – Вып. 4. – С. 19-24.

Суворов Е.Г. Изменчивость природных условий перигляциальной зоны массива Мунку-Сардык (Восточный-Саян) / Е.Г. Суворов, А.Д. Китов // ГиПР. – 2017. – №1. – С. 152–162.

Суворов Е.Г., Китов А.Д. Ландшафтная структура юго-восточной части Восточных Саян // География и природные ресурсы. – 2013. – № 4. – С. 107-114.

Холин А.В. Биологическое разнообразие хребта Мунку-Сардык (Восточный Саян) / А.В. Холин, С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева, Н.А. Зацепина // Вестник кафедры географии ВСГАО. – 2012. – № 1-4 (6). – С. 50–66.

Saussurea dorogostaiskii в Красной книге Республики Бурятия [Электронный ресурс] // ООПТ России. – 2022 : сайт. – URL: <http://oopt.aari.ru/rbdata/1857/bio/42797/> (дата обращения: 20.05.2022).

Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M. The results of 100-year-long observations of the glacial geosystem dynamics in the Munku-Sardyk massif. Geography and natural resources, 2009. V. 30. No. 3. P. 272–278. DOI: 10.1016/j.gnr.2009.09.012

Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии,
тел.: (3952)20-16-39,
Педагогический институт ИГУ,
доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики,
664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,
тел.: (3952) 24-04-91,
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,
Pedagogical Institute of ISU,
Associate Professor of the Department of Geography, Life Safety and Methodology,
664011 Irkutsk, Nizhnyaya Naberezhnaya str., 6,
tel.: (3952) 24-04-91,
email: igpug@mail.ru.

Китов Александр Данилович,

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

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.

Иванов Егор Николаевич,

кандидат географических наук,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,
Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН,
научный сотрудник,
тел.: 89021734413,
email: egoryo@bk.ru.

Ivanov Egor Nikolaevich,

Candidate of Geographical Sciences,
664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,
Sochava Institute of Geography, CO RAS,
Research Fellow,
tel.: 89021734413,
email: egoryo@bk.ru.

Экспедиции

УДК 910.2(079.3)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.174>

Первая 2020 года экспедиция на Мунку-Сардык и сравнительные особенности прохождения маршрута

А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, В.Н. Ноговицин

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

Аннотация. Описывается целевая экспедиция в период последней декады июня для считывания данных термохронов, а также наблюдение особенностей в сравнении с аналогичным периодом (вторая декада июня) 2014 года.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, ледник, научно-исследовательские работы, термохрон.

The first expedition to Munku-Sardyk of 2020 and comparative features of the route

A.D. Kitov, E.N. Ivanov, V.N. Nogovictin

Institute of geography to them. V.B. Sochavy, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The target expedition during the last decade of June to read these thermochrons is described, as well as the observation of features in comparison with the same period (the second decade of June) in 2014.

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, glacier, research works, thermochron.

Состав данной экспедиции был только из сотрудников Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН: Александр Китов, Егор Иванов, Василий Ноговицын. Более 18 лет ведутся совместные работы клуба Портулан при Педагогическом институте Иркутского государственного университета и Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в районе горного массива Мунку-Сардык. Как обычно, исследовательский сезон клуба Портулан начинается в майские праздники (Коваленко, 2014). В это время проводятся научно-исследовательские работы: изучаются наледи в стадии максимального накопления, оценивается зимний запас снега на леднике Перетолчина и степень антропогенной нарушенности территории в период максимальной туристической

нагрузки, а также проводятся другие научно-исследовательские работы. В этом году из-за объявленного карантина по пандемии коронавируса COVID-19 не удалось провести экспедицию полным составом в апреле-мае (как обычно). Экспедиция сдвинулась. Её пришлось провести в июне, когда меры самоизоляции были ослаблены и появилась возможность выехать на территорию исследования (рис. 1). Предполагалось провести георадарное зондирование ледника Перетолчина (южный) и Радде, но коллеге из ИЗК СО РАН с георадаром не разрешили выезд. Вторая задача заключалась в считывании данных с самописцев термохронов, чтобы не потерять данные. Эта задача и была выполнена.

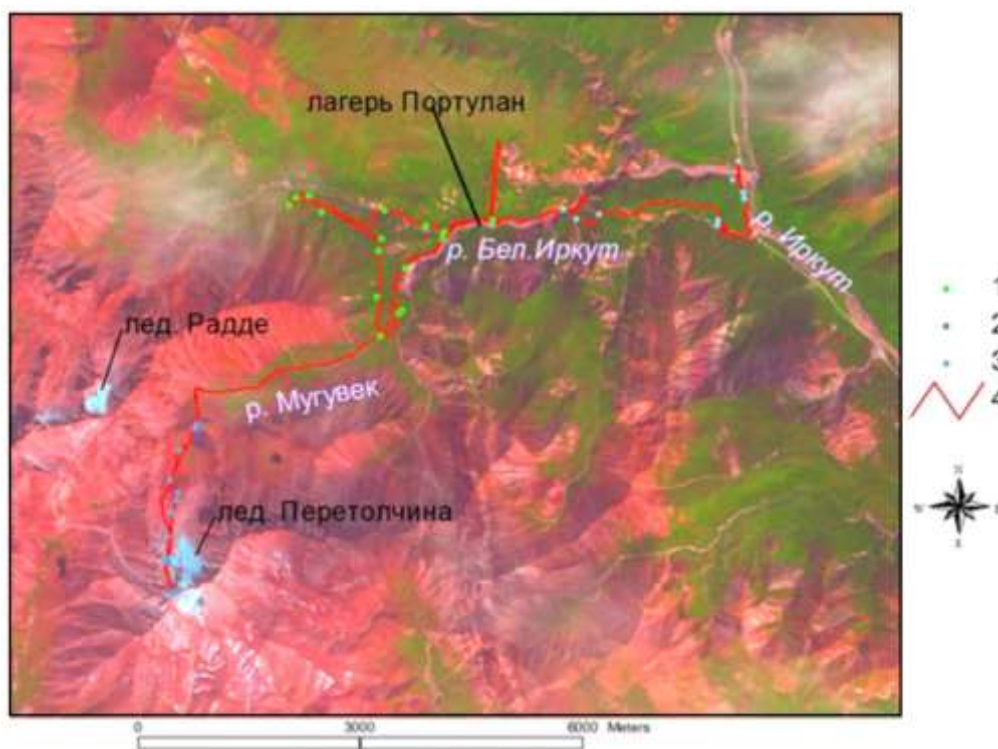


Рис. 1. Территория исследования. 1-3– характерные точки пути 25, 26, 28 июня 2020 г.; 4– маршрут экспедиции. Фон — космоснимок Landsat-8, 13.08.2017 г.

Fig. 1. Study area. 1-3 – characteristic points of the path 25, 26, 28 June 2020; 4 – expedition route. Background — space image Landsat-8, 13.08.2017.

Объектами исследования являются нивально-гляциальные образования этого горного массива — главные ледники массива — ледники Перетолчина (северный и южный); которые текут с главной высочайшей вершины Восточных Саян Мунку-Сардык, 3491 м; ледник Радде (под вершиной Эскадрилья, 3177 м). Еще в позапрошлом веке Г. Радде и затем С.П. Перетолчин начали первые описания ледников и наблюдение за погодой этой территории (История полувековой... 1896; Каталог ледников... 1973; Максимов, 1965; Перетолчин, 1887; Перетолчин, 1908; Радде, 1861). С 2006 г. нами продолжено наблюдение за минимальной температурой с использованием термометра, установленного С.П. Перетолчиным. Кроме того, на разных высотных уровнях нами установлены современные самописцы-термохроны. Таким образом ведется мониторинг погоды с использованием термометров и термохронов, геометрических размеров ледников по космоснимкам различной разрешающей способности и наземной спутниковой навигации, а также

измерение толщины льда с помощью георадарного зондирования.

По сложности прохождения основного маршрута к вершине выделяется четыре периода: 1 – весенний (майский), по зимней тропе, наиболее легкий (тропа натоптана, наледи проходима), безопасный и массовый; 2 – зимний (в марте и в Новый Год), экстремальный из-за низких температур; 3 – межсезонье, позднесенний (ноябрь) и раннелетний (июнь), экстремальные по сложности захода (в это время как летняя, так и зимняя тропы труднопроходимы, много снега, который увлажнен и рыхл), с ледника возможен сход лавин (осовы); 4 – летний (с середины июля по август), наиболее живописный, теплый и оптимальный для изучения ледников, но опасный для нахождения на леднике из-за камнепадов [3, 4]. Также нужно преодолеть 9 высотных, морфологически хорошо проявленных ступеней рельефа, в основном связанных с деятельностью ледников в разные ледниковые периоды.

1. В данной экспедиции маршрут проходил по летнему варианту. Безопасный заход начинается по наледи Буговека (от моста) до первого базового лагеря Портулан. Набор высоты с 1550 м до 1800 м. В 2014 году 12 июня (на декаду раньше, чем в настоящем маршруте) наледь, довольно мощная, лежала от моста до лесной тропы, начинающейся в районе базового лагеря Буговек-1. Иногда в этом лагере организуется первая стоянка. Из-за неподготовленности (растренированности во время самоизоляции) эти 800 м дались тяжело. Егор Иванов естественно предложил встать лагерем, сказав: «Давайте соберем совет», но А. Китов ответил: «Совета не будет, т.к. по плану нужно выйти на стрелку Мугувек–Бел. Иркут». Переукомплектовались, имеющимися весами решили определить вес каждого рюкзака, но весы подвели, зашкалили — на табло соответствующая индикация. Так мы одолели лень и усталость, и первую ступень подъема к Мунку-Сардык.

2. Далее тропа (когда-то была конная) проходит по водоразделу между Буговеком и Бел. Иркутом через перевал Прямой (1843 м). Подъем крутой, а спуск по серпантину еще круче, где тропа спускается к устью руч. Ледяного, обходя, таким образом, ущелья Бел. Иркут. Как и в 2014 г. на всем интервале перехода на этом участке наблюдалась активная вегетация древесных и травянистых растений. Перед выходом к руч. Ледяному обошли наледь Детскую (она очень маленькая) и тропа уперлась в мощную наледь с огромной промоиной. Решили не выходить на наледь, и пройти по берегу через кусты до устья.

В устье руч. Ледяного неизбежна переправа через Бел. Иркут, так как дальше по правому берегу опасная живая осыпь из-за выхода активного мерзлотно-каменного потока, подмываемая рекой. На верху осыпи обычно образуется висячая наледь. В этом году её не было. В 2014 г. на Бел. Иркуте сохранялась наледь, образуя ледяные мосты через водный поток Бел. Иркут, что упрощало переправу. В этом году наледь уже полностью стаяла, но была низкая вода. Егор перепрыгал по камням, мы же с Василием разулись и перебрали в сандалиях (вода чуть ниже колен). Но обычно приходится строить из сушин и топляков мостик, который в

ближайший паводок может быть снесен потоком. Такой мост построила группа туристов из 8 человек, которая шла на следующий день. Далее можно подниматься по камням в пойме реки вдоль левого берега или по тропе на залесенной террасе. На стрелке Бел. Иркут и Мугувека устраивается стоянка. Мы остановились на традиционной стоянке Портулан (не доходя 800 м до стрелки). Егор снова предложил собрать совет по вопросу остаться на Портулане, где было много дров, или идти до Стрелки. Совет решил остаться, учитывая, что сил тоже осталось мало. Так мы одолели вторую ступень, 1600–1800 м. Здесь, как и в 2014 г. древесная и травянистая растительность активно вегетировала.

3. На следующий день мы сделали рабочий акклиматизационный поход по кольцевому маршруту: Портулан – граница леса по р. Мугувек – граница леса по р. Бел. Иркут – Портулан. На Стрелке после переправы через Бел. Иркут были сняты данные с первого термохрона. Подъем от стрелки по каньону Мугувека с водопадами опасен, поэтому мы прошли по летней тропе по тальвегу оврага (правее каньона), пересекли небольшое каменное русло ручья и далее по лесу до его границы, где также возможно организовать стоянку. В 2014 году на этой морфологической ступени (третья ступень, 1800–2100 м) уже на подъеме зелень кончалась, лежал снег с отдельными проталинами. В нашем же походе была летняя растительность, все цвело и зеленело. На стоянке Дом-2 и на границе леса были считаны данные с термохронов. Первоначально термохроны были упакованы в полиэтиленовые пакетики, но они не долговечны. Толи звери и птицы, толи из-за воздействия внешней среды пакетики разрушаются. Чудом удавалось на почве находить упавшие термохроны. Поэтому в этом походе мы устанавливали пластиковые держатели.

Далее мы поднялись выше границы леса и перешли к аналогичной границе р. Бел. Иркут. Сначала по бездорожью вверх до чума барсоведов, далее в зоне лугов над обширным оврагом Мугувека, а за ним уже в зоне леса по тропе к базовой стоянке лагеря Геологического. На границе леса Бел. Иркут считали данные с термохрона и около 15⁰⁰ вернулись в лагерь Портулан. Как раз погода

начала портиться, появились грозовые тучи и ночью прошел дождь. Акклиматизационный подъем был с высоты 1800 м до 2200 м и обратно.

Вечером прошла группа туристов, которые построили мост через Бел. Иркут у устья руч. Ледяной. Поэтому обратная переправа у нас была легче. Туристы также сообщили, что на завтра будут кратковременные дожди, а послезавтра хорошие дожди. Поэтому у нас оставалась единственная возможность зайти на вершину только завтра 26 июня.

4. Поэтому утром пришлось встать пораньше, и уже в 8²⁰ двигаться по маршруту: Портулан – вершина Мунку-Сардык – Портулан. Туристы вышли значительно раньше нас. Сначала прошли уже пройденной тропой до границы леса по Мугувеку. Далее малозаметная тропа по заболоченной тундре с каменистыми участками древних морен доходит до останца, который обходится справа вдоль ручья. После подъема открывается Мунку-Сардык. В 2014 году, в середине июня, мы сделали здесь стоянку (штурмовой лагерь), кое-как выбрали свободную от снега полянку. Это была четвертая ступень, 2100–2370–2400 м, а нам тогда хотелось взойти к оз. Эхой на шестую ступень, и как летом установить палатку над озером на травянистой поляне. Хорошо, что мы устали и не пошли к озеру, так как там была не зелёная, а заснеженная поляна.

5-6. Далее тропа идёт под перевал Горный, он остаётся справа, и подъем вдоль ручья на пятую ступень (2400–2560 м) в кар п/л Пристенного, и затем налево по гребню в восточном направлении в подъем на перевал (левый борт оз. Эхой), спуск к озеру и установка летнего штурмового лагеря на травянистом горном лугу за озером (шестая ступень, 2560–2620 м). В 2014 году к озеру поднимались с большими трудностями по глубокому снегу и узкому гребню (справа – снег, слева – обрыв). С перевала открывался вид на заснеженный северный цирк Мунку-Сардык и озеро Эхой, берега которого были занесены снегом. Озеро начало оттаивать, поэтому вдоль берега образовалось кольцо талой воды. Очень трудным был переход по заснеженному лугу

– утопая в снегу по пояс, фактически переползли его по насту, под которым уже образовались водные потоки.

В этом году, когда мы вышли на левый берег оз. Эхой, налетел грозовой ветер, посыпал град. Василий постоянно отставал, вероятно не акклиматизировался, и решил повернуть обратно, увидев грозную заснеженную вершину Мунку-Сардык (Вечно Белый Голец). На подъеме за озером, в нижней ещё моренной части, заметили туристов в ярких одеждах. Поляна за озером зеленела, как обычно это бывает летом.

Над озером у нас тоже был установлен термохрон, но нам его не удалось найти. В мае 2019 г. в снегу его найти тоже не удалось. А в июле того же года удалось найти только проволоку, которая была привязана к полиэтиленовому мешочку с «таблеткой», ни мешочка, ни термохрона также не удалось найти, видимо замыло весенними потоками.

7. С этой поляны предстоял подъем на седьмую ступень (2620–2820 м) — на вершину Фараон, сильно сглаженную ледником. Она представляет небольшой отрожек — водораздел основного правого большого языка ледника и левого малого. На его правую сторону (если смотреть с вершины) наваливается западная боковая морена основного языка ледника. На останце установлен очередной термохрон.

С начала текущего века отмечена сильная деградация открытой части ледника, заметно расчленение на отдельные ледники. В прошлом веке С.П. Перетолчин оценил площадь его открытой части в 0,68 км² (Перетолчин, 1908), в Каталоге ледников (Каталог ледников... 1973) значится как 0.7 км². По данным космоснимка 2006 г. открытая часть северного ледника имела площадь 0.34 км², а в настоящее время 0.28 км². Особенно сильно она сокращалась с 2009 по 2012 гг. Однако в 2014-15 гг. несколько увеличилось накопление снежно-ледовой массы, отдельные, ранее вытаявшие участки кара заполнились фирновой массой. Но в 2018-19 гг. они снова растаяли. На рис. 2 представлен общий вид на оз. Эхой и вершину Мунку-Сардык в 2014 и 2020 гг.



Рис. 2. Вид на вершину Мунку-Сардык: а – 13.06.2014 г. (фото И. Крюковой); б – 26.06.2020 г. (фото А. Китова).

Fig. 2. View of the top of Munku-Sardyk: a – 13.06.2014 (photo by I. Kryukova); b – 26.06.2020 (photo by A. Kitov).

Начали подниматься по стандартному пути, по западному кулуару (справа от останца), но потом решили подняться в лоб. Когда-то А. Китов и С. Коваленко спускались с Фараона напрямую по крутяку, а спускаться труднее. Такой подъем получился быстрее и легче, не нужно было идти по рыхлым снежникам. Сняли данные с термохрона, проверить минимальный термометр Перетолчина не стали. Пошли далее по пологому подъёму останца вдоль боковой морены, поднялись на морену и далее подъем к месту, называемому «Подушка» — нагромождение камней, а зимой занесённых снегом, образующем выровненную площадку. Это место ещё называют памятником, т. к. здесь был установлен памятник, погибшей под вершиной девушке. Это была восьмая ступень, 2820–2900 м.

Мы догоняли группу туристов, с подушки они махали нам и кричали: «Быстрее!». Быстрее идти не удавалось, здесь лежали снежники с рыхлым снегом. Обычно по кулуару более полого поднимаются правее подушки и поворачивают на нее. Мы же опять поднимались не традиционно «в лоб».

9. Туристы нас не дождалась и пошли на подъем к вершине на последнюю, девятую ступень (2900–3491 м). Хорошо, что они пошли, они тропили для нас путь, делали ступени. Шли по уплотненному снегу — трассе сошедшей лавины. Козырьков и надувов на склоне горы нет, поэтому в настоящее время схода лавин не должно быть. В 2014 году,

когда мы ходили по основному леднику змейкой, и у восточного края ледника нам преградила дорогу трасса подобного осова, но более мощного, по которому с прибором было идти трудно, да и показания зондирования были бы менее точными, поэтому мы исследовали ледник не по всей ширине. В апреле – мае такого схода снега не наблюдается, ходить более безопасно.

На подъеме мы догнали и перегнали туристов. Перед вершиной уже мы с Егором (он впереди) тропили дрогу туристам. Пришлось надеть кошки, позволяющие двигаться более безопасно. Туристов спросили, почему же они без кошек. Оказалось, в это время в прошлом году снега на склоне не было, поэтому они поднимались по камням, как летом. Трасса лавин располагалась левее (восточнее) вершины, и выходит на перевал между главной вершиной и предвершиной. Это также нетрадиционный подъем, здесь нет навешанных спасателями тросов и веревок, но для нас это оказалось удобнее и ближе к установленному термохрону. Термохрон нашли без проблем, сняли данные.

После этого поднялись к группе туристов на вершину и сделали селфи с флагами — флаг туристической организации и наш Молодежного общества Российского географического общества (РГО). Традиционно перекусили на вершине, угостив себя шоколадкой за успешный подъем и выполненную работу. С погодой повезло, хотя с двух сторон висели

грозовые тучи и гремел гром, но над вершиной было ясно и хорошо просматривалось озеро Хубсугул.

Обратный спуск был по своему следу, без захода на Фараон. За озером Эхой перекусили, потому что горючее во внутренних баках было на нуле. Когда подошли к границе леса, до заката оставалось 20 минут. Рассчитывали спуститься к переправе на Стрелке до захода солнца, но опоздали на 20 минут. Егор, как обычно, перепрыгал по камням, а мне пришлось бродить Бел. Иркут. Уже в сумерках мы по каменистой пойме с наледями на отдельных участках, так как по открытой долине реки идти светлее, добрались в 22³⁰ до лагеря. Василий приготовил гречневую кашу и чай.

За два дня тяжелых походов накопилась усталость, поэтому 27 июня устроили дневку. Но Егор все же ходил заминаться на хребет над лагерем Портулан выше границы леса, где можно дозвониться до цивилизации.

На следующий день 28 июня, выход к лагерю Буговек-1. Переправа через Бел. Иркут была быстрой и легкой, по мостику с веревочными перилами. Здесь в устье ручья Ледяного нас ждала работа — необходимо было снять данные с термохрона. Как и в прошлом году в июле, термохрона и мешочка на дереве не оказалось, термохрон упал. Как и в прошлом году А. Китов поднял сухие листья в предполагаемом месте падения, и, вот оно чудо — лежит «таблетка». В этом году мы её снабдили пластиковым держателем и установили в более надежное место.

Далее прошли по наледи, она заметно подтаяла, но промоину у берега пришлось преодолевать с трудом. Подъем по крутому серпантину прошли за 30 минут. На привале видели, как группа туристов подошла к переправе на Бел. Иркуте. Но на небе начал собираться дождик, вынудивший нас до лагеря Буговек идти уже без привалов. Только установили палатки и развели костёр, как подошли туристы. Они остановились передохнуть и поговорить с нами. Сегодня они будут дома, у кафе их ждёт свой транспорт. За нами же придет УАЗик только завтра к 10³⁰. Однако сегодня у нас есть ещё работа — нужно снять данные с термохрона в воротах Бел. Иркуты под мостом. Данные сняли и

сделали экскурсию к культовому месту, где установлена ступа, которую мы с Егором обошли по всем правилам, покрутили барабаны. Перед ступой Егор сказал, что обход нужно делать с чистыми благородными мыслями, мысли здесь материализуются, и не дай Бог они плохие, тебе же и будет хуже. Василий не пошёл вокруг ступы сославшись, что у него другая вера.

Выводы

По сравнению с 2014 годом заметны существенные изменения, хотя вверх мы шли на декаду позже, но возвращались мы, как и в 2014 г., примерно в то же самое время, как заходили в этом году. Первые две ступени были в одинаковом состоянии, наблюдается вегетация растений и отсутствуют снежники. Наледей в этом году по сравнению с 2014 г. практически тоже нет. По Бел. Иркуту в этом году шли по камням, а не по остаткам наледей.

Третья ступень в 2014 г. была под снегом, только отдельные проталины, вегетации растений не наблюдалось. В этом году была буйная растительность, цветение растений.

На четвертой ступени почти сплошной снег в 2014 году, в этом году зеленеющая тундра, цветение рододендрона Адамса (саган-даля) и первоцветов.

На пятой ступени в 2014 г. — глубокий снег, у озера Эхой на шестой ступени — наст и мокрый снег под ним. Озеро замёрзшее с каёмкой талой воды на льду по периметру и ещё просевшее в центре, как зимой. В 2020 году озеро растаяло, наполнилось водой как летом до берегов по центру плавают большая круглая льдина, как это было в июле 1900 г. при С.П. Перетолчине и в июле 2006 г. Поляна за озером с зелёным травянистым покровом, как в июле.

На седьмой ступени в 2014 г. был сплошной снег, в этом году — отдельные снежники и камни до подъёма на восьмую ступень.

На восьмой ступени в 2014 году плотный снег. В 2020 г. — рыхлый снег, в который приваливаешься по пояс.

На девятой ступени в 2014 году устойчивый плотный снег и фирн, под снегом местами лёд, на котором без «кошек» невозможно удержаться. В этом году рыхлый и

мокрый снег, но на трассах лавин снег уплотнён. Следы лавин (осовов) видны в июне и в 2014, и 2020 году. По сравнению с маем в июне есть опасность схода, сдвига осовов. Но бывает, что в июне в последние годы на склонах меньше снега и на вершину можно подняться без кошек (см. сообщение туристов о восхождении 2019 г.).

Литература

История полувековой деятельности Императорского Русского географического общества. 1845-1895 гг.– СПб, 1896.– 468 с.

Каталог ледников СССР.– Л. : Гидрометеоздат, 1973.– Т. 16, вып. 2, часть 1.– 63 с.

Китов А.Д., Вишняков К.А., Бадминов П.С., Крюкова И.Г., Оргильянов А.И. Вторая 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык и сезонные особенности прохождения маршрута // Вестник кафедры географии ВСГАО.– 2014.– № 2-3 (10).– С. 78–83.

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.*

Иванов Егор Николаевич,

*кандидат географических наук,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,
Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН,
научный сотрудник,
тел.: 89021734413,
email: egoryo@bk.ru.*

Ivanov Egor Nikolaevich,

*Candidate of Geographical Sciences,
664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,
Sochava Institute of Geography, CO RAS,
Research Fellow,
tel.: 89021734413,
email: egoryo@bk.ru.*

Ноговицын Василий Николаевич,

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

Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО, 1965.– Т. 97, вып. 2. С. 176–180.

Перетолчин С.П. Восхождения на Мунку-Сардык летом 1896 г. // Вестник импер. геогр. об-ва.– 1887.– Т. 28.– 60 с.

Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томск. техн. ин-та. Т. 9. Томск: Типо-литография Сиб. т-ва печатного дела, 1908.– С. 1–47.

Радде Г.И. Путешествие в Юго-Восточную Сибирь (1855-1859) // Зап. Императорского Рус. геогр. об-ва. 1861.– Кн. 4.– С. 1–78.

*кандидат географических наук,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,
Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН,
лаб. теоретической географии,
научный сотрудник,
email: nv.plus.mk@yandex.ru.*

Nogovitsyn Vasiliy Nikolaevich,
*Candidate of Geographical Sciences,
664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,
Sochava Institute of Geography, CO RAS,
Lab. Theoretical Geography,
Research Fellow,
email: nv.plus.mk@yandex.ru.*

Экспедиция Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН и клуба Портулан в Восточные Саяны (горный массив Мунку-Сардык) в апреле-мае 2021 года

А.Д. Китов¹, С.Н. Коваленко², Е.Н. Иванов¹, И.А. Денисенко³

¹ Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги прошедшей в 2021 году весенней экспедиции студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН и Института земной коры СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, ландшафтно-образующих процессов, склоновых форм рельефа территории бассейнов рек Белый Иркут, Мугувек. Традиционно проводился мониторинг погоды, состояния ледника Перетолчина (северного), высокогорных наледей и горного потока «Активный», по которому было проведено детальное георадарное профилирование.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, геологические структуры, нивально-гляциальные образования, режимные наблюдения за наледями, рельефообразующие процессы, георадарное исследование.

Expedition of the Institute of Geography named after V.B. Sochava SB RAS and the Portulan Club to the Eastern Sayan Mountains (Munku-Sardyk mountain range) in April-May 2021

A.D. Kitov¹, S.N. Kovalenko², E.N. Ivanov¹, I.A. Denisenko³

¹ Institute of geography to them. V.B. Sochavy, SB RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results of the spring expedition of the Student and Teaching Club "Portulan" held in 2021 together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the Institute of the Earth's Crust 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, landscape-forming processes, slope forms of the relief of the territory of the basins of the White Irkut and Muguvek rivers were carried out. Traditionally, the weather, the state of the Peretolchina glacier (northern), high-altitude ice and the Active mountain stream were monitored, according to which detailed georadar profiling was carried out.

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, geological structures, nival-glacial formations, regime observations of ice, relief-forming processes, georadar research.

В апреле-мае традиционно состоялась первая в 2021 г. совместная экспедиция научных сотрудников ИГ и ИЗК СО РАН и 19-я молодёжного клуба Портулан ИГУ в район г.

Мунку-Сардык. Сроки экспедиции 28 апреля – 5 мая 2021 года.

Основной научный состав группы: с.н.с., к.т.н. А.Д. Китов (ИГ СО РАН), доцент ИГУ,

канд. геол.-минерал. наук С.Н. Коваленко, н.с., к.г.н. Е.Н. Иванов (ИГ СО РАН), аспирант ИЗК СО РАН И.А. Денисенко. С 30 апреля к группе присоединились участники клуба Портулан, в том числе магистрантка 1 курса ИГУ Ю.В. Акулова под руководством С.Н. Коваленко.

Экспедиция ежегодно ставит перед собой ряд задач:

— мониторинг нивально-гляциальных образований горного массива Мунку-Сардык (использование космических снимков, GPS-метрии, дендрохронологические исследования, погодные наблюдения, в том числе с использованием термохронов).

— углублённое изучение и приборное исследование современных ледников массива (отслеживание границ ледников и проведение георадарного профилирования для определения глубины и структуры ледников).

— проведение наблюдений за режимом речных и присклоновых наледей, их фотовидеомониторинг;

В данной экспедиции намечались следующие основные задачи:

1) выполнить уточняющее полное георадарное профилирование мерзлотного каменного горного потока Активный;

2) выполнить впервые георадарное профилирование ледника Перетолчина (южный);

3) выполнить дополнительное георадарное профилирование ледника Радде;

4) снять показания термохронов и минимального термометра Перетолчина;

5) выполнить съёмку поверхности ледников Перетолчина (северный и южный), ледника Радде и мерзлотного каменного горного потока Активный с помощью дрона; это необходимо для построения точной цифровой модели местности и рельефа (ЦМР); а также более точно построить карту ложа ледников;

6) провести режимное наблюдение наледей.

Однако выполнить удалось только первую и последнюю задачи из-за неблагоприятных погодных условий и других причин.

28 апреля – приезд. Поскольку груза было больше, чем наших сил, поэтому под рюкзак с прибором (георадар Око-2) Иван взял сани-волокуши. Они, конечно, помогли, но не так

как годами раньше. Местами речная наледь отсутствовала и приходилось перетаскивать прибор на себе, или волочить сани по камням. В ущелье Бел. Иркута на посту пограничников показали документы и записались. Теперь у них установлен фанерный домик с буржуйкой, а не палатка как раньше. В первый же рабочий день 29 апреля выполнили основную первую задачу – провели георадарное профилирование мерзлотного каменного горного потока Активный. Раньше (в 2017 году, когда была сделана первая попытка георадарного исследования) там было мало снега. Тогда Женя (основной оператор, исполнитель) даже переживал, что таскаем прибор по камням, дерём защитную оболочку. Однако в этом году при проходе проваливались по пояс, а то и более. Очень тяжело заходили до верхней точки. Сначала поднимались от русла Бел. Иркута по правому (северному) краю осыпи, он почти не опасен. В этом году хорошо выделился фронтальный уступ, под ним образовалась мощная наледь. Когда вышли на более пологую поверхность, поросшую кустами и отдельными карликовыми (сильно редуцированными) лиственницами, пришлось барахтаться в снегу и проваливаться в трещины отрыва. Каких-то 600-700 м поднимались почти час. Путь оказался извилистый и трудный — шли по гребню левой боковой движущейся осыпи.

Поднявшись в цирк, развернули прибор. Технология уже отработанная. А. Китов идёт со спутниковым навигатором, прокладывает путь (профиль), за ним идёт И. Денисенко с пультом управления и командует в каком темпе тянуть антенну «Тритон» (длина 5 м), её тянет С. Денисенко, а сзади, чтоб эта «кишка» не провисала её придерживает Е. Иванов. Первый профиль хотя и длинный, но достаточно ровный почти по изолинии, по краю центрального кара правого языка, с небольшим подъёмом с высоты 2007 м (начальная тН 96) до 2019 м (тН 97). Следующий профиль №2 со спуском до высоты 2001 м. Профиль №3 опять ровный до 2004 м. Профиль №4 со спуском до 1988 м (тН 100). №5 до 1987 м. №6 до 1982 м. №7 до 1979 м. №8 – 1978 м. №9 – 1968 м (тН 105). №10 – крутой спуск до 1956 м. №11 – 1946 м. №12 – 1932 м (тН 108). Дальше шёл сильный провал

(очередная трещина отрыва), её с прибором не пройти, много снега. Спустились до высоты 1890 м (тН 109).

Здесь на ровной площадке с отдельными корявыми лиственницами решили сделать привал и на небольшой полянке, свободной от снега, развели костёр.

После этого сделали по выровненной полянке горизонтальный профиль №13 от тН 110 до 111 на высоте 1893 – 1898 м. Дальше — последний продольный профиль №14, в месте, где уже проводили исследование в 2017 году. Спустились с 1898 м до 1876 м (тН 112). Запаквали прибор и спуск до русла Бел. Иркута (тН 113) – 1717 м.

Таким образом, было выполнено 14 профилей, по данным спутникового навигационного прибора построена карта рельефа изучаемого объекта.

30 апреля, пока не нахлынула основная масса туристов, было решено сходить на ледник Перетолчина (южный). Для этого необходимо пройти через вершину Мунку-Сардык. Хотя прогноз был не благоприятный, но с утра вроде проглядывало солнце. Вышли в 8⁴⁵ и до оз. Эхой дошли довольно быстро к 11³⁰. На «подушке» были в 12³⁰. Дальше было идти труднее, много снега, метель усилилась. Выше в кулуаре случилась та же беда, что и в предыдущем маршруте, у Ивана промокли берцы и замёрзли ноги. В 14²⁰ решили, что Сергею и Ивану с прибором надо возвращаться, а нам с Егором необходимо было выполнить ещё одну задачу – снять показания с термохрона на вершине. А. Китов и Е. Иванов продолжили подъем. На вершине были в 15³⁰. А метель разгулялась не на шутку. Конечно, с прибором подниматься было бессмысленно, ничего не видно куда идти. На вершине приходилось передвигаться ползком, чтоб не сдуло. Перешли на восточную предвершину проверить термохрон. Но её так замело, что торчал только кончик скалы не более 1 м. На перевале между вершинами образовался опасный козырёк в северную сторону, на всякий случай проходило идти ближе к южному леднику. Порывом ветра А. Китова сбilo с ног, и он покатился по фирну вниз по леднику, но зарубился, и выполз обратно. Второй раз у него порывом того же сильного ветра сорвало капюшон от

куртки и чуть не унесло шапку, но он удачно приколол её ледорубом. Даже селфи Егор не сделал на вершине и не откушали шоколад, как это полагалось ранее. Спуск начали в 15⁴⁰. На Фараоне для проверки термохрона были в 17¹⁰, тут и выяснилось, что считывалка не работает. Минимальный термометр тоже был надёжно занесён снегом.

На границе леса были в 19⁴⁰. Нашли нужное дерево, но оказалось, что у дерева кто-то спилил две ветки к которым был привязан термохрон. Чуть ниже был лагерь туристов, но следов от них к дереву не было, и они заверили, что не трогали регистратор. Туристы напоили нас чаем. На Стрелке решили пока не проверять термохрон, сходить специально. В лагере были в 20⁵⁵.

На следующий день (1 мая) прогноз был ещё хуже, да и отдохнуть нужно было. Сергей и Иван Денисенко решили сходить на вершину, а на 2 мая пойти работать с прибором на ледник Радде, вроде прогноз давали лучше. Получилось, что Иван решил лучше поспать с утра и на вершину Сергей ушёл один. Он поднялся примерно до того же места, как и в предыдущий день, но мелко то сильнее, заметало следы и ничего не видно. Сергей спустился до оз. Эхой, но тут к нему с низу подошел Иван, и они решили подняться вместе ещё раз. Снова дошли практически до того же места выше подушки, но метель разыгралась сильнее, пришлось спускаться. Иван к тому же подвернул ногу.

Вопреки прогнозу 2 мая погода ухудшилась. Поскольку путь на ледник Радде значительно сложнее, много идти по глубокому снегу, да и травмы накопились, то от исследования ледника Радде пришлось отказаться.

3 мая погода не улучшилась. То, что опасно было ходить подтвердило событие на пер. ИГКТ – погибло под лавиной три красноярских туриста из пяти. В этот же день случилось сильное землетрясение около оз. Хубсугул. Хотя мы были примерно в 20 км от эпицентра за хребтом, ощутилось не сильно. А. Китов в это время вползал в палатку, и земля два раза горизонтально двинулась туда-сюда. Сергей и Иван в палатке рядом проснулись, а Егор у костра даже не почувствовал и считал, что мы его разыгрываем,

пока не увидел сообщение в интернете на завтра 4 мая, когда выезжали.

3 мая А. Китов, Е. Иванов и Инесса сходили в ущелье Ср. Иркута до первого водопада. Местами это ущелье сужается так, что можно дотронуться руками до его противоположных стен. Уже там у водопада у А. Китова стал болеть левый ахилл, будто надавил. Все убрал выправил, но ахилл только разболелся, а к вечеру припух. Прикладывание льда не помогло, видимо какое-то воспаление.

Хорошо, что не пошли на ледник Радде, с такой травмой выйти бы было очень сложно. Выпил таблетку аспирина, к утру стало лучше и удалось выйти на тракт к подъехавшей к 11⁰⁰ машине. Когда подходили к мосту в русло Бел. Иркута садился вертолёт МЧС, вывозить тела погибших туристов.

Экспедиция не прошла бесполезно, ряд задач удалось выполнить.

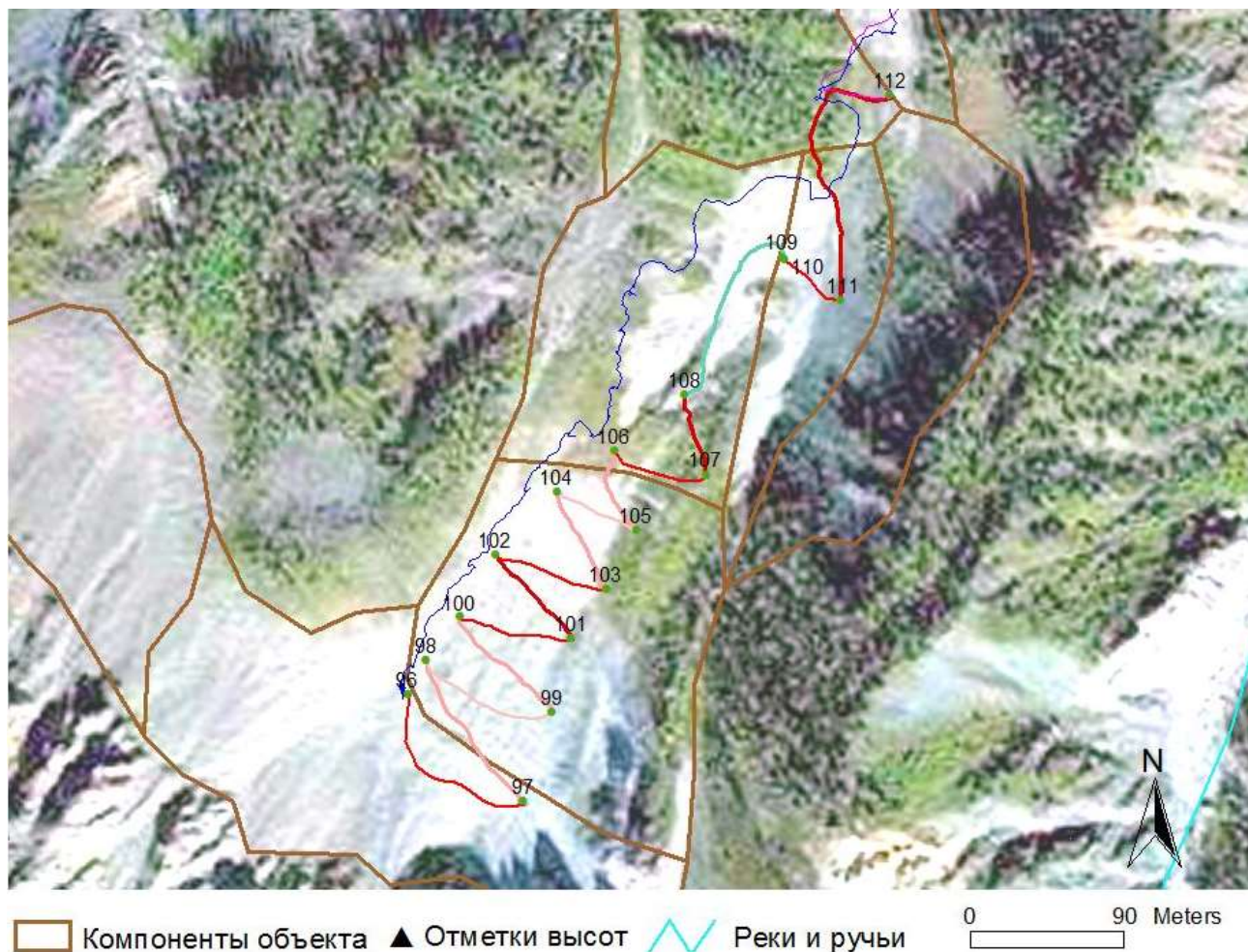


Рис. 1. Профили георадарного исследования.

Fig. 1. GPR Profiles.

ФИЦ Единая геофизическая служба РАН Алтае-Саянский филиал	
Новосибирск, просп. ак. Колтупа, 3, тел. 8 (383) 3301261, факс 8 (383) 3301261 тел. опер. службы 8 (383) 3331637 e-mail: asfiatjgs.nsc.ru	
ОПЕРАТИВНОЕ СООБЩЕНИЕ О СЕЙСМИЧЕСКОМ СОБЫТИИ	
ВРЕМЯ В ОЧАГЕ, ГРИНВИЧ (UTC):	2021.05.03 08:46:35.71
ШИРОТА:	51.28
ДОЛГОТА:	100.33
МАГНИТУДА:	6.4
ИНТЕНСИВНОСТЬ В ЭПИЦЕНТРЕ:	8.5 (оценка MSK64)
ТИП СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ:	earthquake

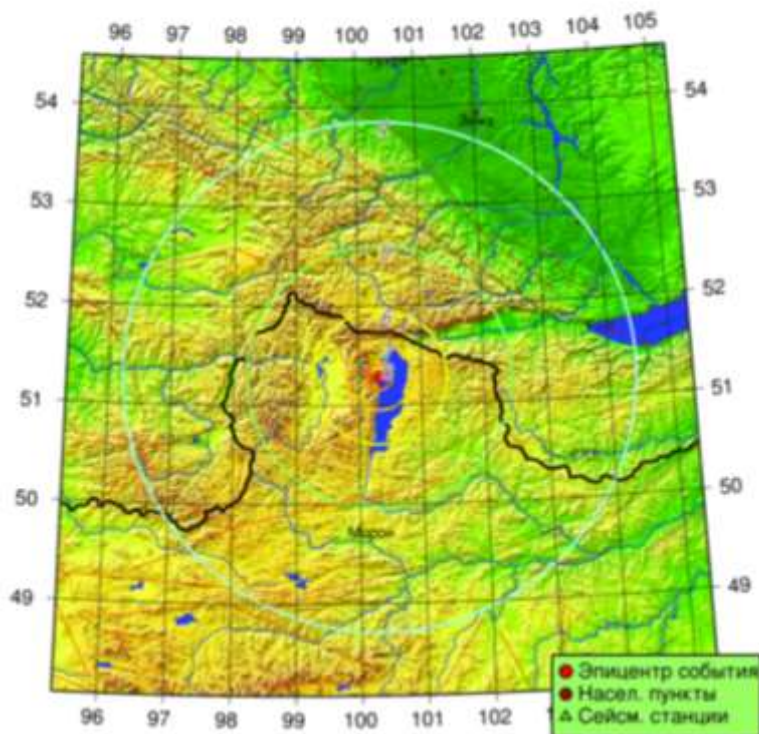


Рис. 2. Эпицентр землетрясения. Землетрясение произошло 3.05.2021 г. в 16⁴⁶ по иркутскому времени, толчки почувствовали местные жители. Эпицентр располагался в районе озера Хубсугул в Монголии, сообщил Алтае-Саянский филиал Единой геофизической службы РАН. Интенсивность удара в эпицентре – 8,5 балла. Магнитуда – 6,4. По информации Байкальского филиала Единой геофизической службы РАН, интенсивность сейсмособытия в Иркутске составила 3-4 балла.

Fig. 2. The epicenter of the earthquake. The earthquake occurred on 3.05.2021 at 16⁴⁶ Irkutsk time, the tremors were felt by local residents. The epicenter was located in the area of Lake Khubsugul in Mongolia, said the Altai-Sayan branch of the Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences. The intensity of the impact at the epicenter is 8.5 points. Magnitude is 6.4. According to the Baikal branch of the Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, the intensity of the seismic event in Irkutsk was 3-4 points.

*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.*

*Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии,
тел.: (3952)20-16-39,
Педагогический институт ИГУ,
доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики,
664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,
тел.: (3952) 24-04-91,
email: igrug@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,
Pedagogical Institute of ISU,
Associate Professor of the Department of Geography, Life Safety and Methodology,
664011 Irkutsk, Nizhnyaya Naberezhnaya str., 6,
tel.: (3952) 24-04-91,
email: igrug@mail.ru.*

*Иванов Егор Николаевич,
кандидат географических наук,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,
Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН,
научный сотрудник,
тел.: 89021734413,
email: egoryo@bk.ru.
Ivanov Egor Nikolaevich,
Candidate of Geographical Sciences,
664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,
Sochava Institute of Geography, CO RAS,
Research Fellow,
tel.: 89021734413,
email: egoryo@bk.ru.*

*Денисенко Иван Александрович,
аспирант ИЗК СО РАН,
email: denisenkoivan.1994@mail.ru,
Denisenko Ivan Aleksandrovich,
Postgraduate student of IZK SB RAS,
email: denisenkoivan.1994@mail.ru.*

Правила для авторов

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

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 igrug@mail.ru. Работа должна быть полностью подготовлена для печати. Редакция оставляет за собой право вносить правки по согласованию с авторами. Приемка работ в рукописном или бумажном виде 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. Название и подрисовочные подписи к каждому рисунку даются на русском и английском языках.

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 косоугольного креста. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором разрывается формула при переносе, должен быть повторен в начале следующей строки.

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

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

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

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

При ссылках на литературу в тексте работы приводятся фамилия автора с инициалами (двух авторов или первого автора в сочетании с «и др.»), если количество авторов три и более) и год публикации в круглых скобках, например: «как сообщает А.И. Петров (2016)». Если автор публикации в тексте не указывается, то ссылка должна иметь следующий вид: «по данным (Петров, 2016) это...». Ссылки на публикации одного и того же автора, относящиеся к одному году, обозначаются буквенными индексами: (Петров, 2021а, 2021б, 2021в). При ссылке на работы двух и более авторов фамилии указываются в алфавитном порядке: (Белов и др., 2019; Сидоров, 2019; Natton, 2020; Peyerl et al., 2021).

В списке литературы работы не нумеруются. Каждая работа должна занимать отдельный абзац. Иностранные фамилии в тексте пишутся 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, 2021. – 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). Допускаются ссылки на открытые отчёты геологических фондов. Требуется акт экспертизы и официальное направление от организации на опубликование статьи в журнале Геология и окружающая среда на бланке организации (в электронном виде в формате JPEG). Ссылки на неопубликованные материалы других авторов и организаций не допускаются.

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

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

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

Электронный адрес редакции: kaf-dinamgeol@mail.ru.

Планируется вхождение журнала в течение двух лет в базу РИНЦ и перечень публикаций ВАК. Полнотекстовые электронные точные копии журнала и статей в формате .PDF публикуются по адресу: <http://geoenviron.ru/>.

Выражаем надежду на сотрудничество и желаем успехов!

Редакция журнала