

ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ





Преемник Вестника кафедры географии Восточно-Сибирской государственной академии образования Год основания 2010 г.

Научный электронный журнал

Выходит четыре раза в год

Geology and

Environment

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

Адрес редакции:

Адрес редалции.	Сетевое издание «Геология и окружающая среда»		
664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 3.	Учредитель-издатель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет»		
	Гл. редактор: С.П. Примина		
Тел.: (3952)243278.	Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере		
Email: kaf-dinamgeol@mail.ru	связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.		
	Номер свидетельства о регистрации: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021 г.		
Сайт: http://geoenvir.ru	ISSN: 2541-9641		
	12+		

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

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии журнала	5
Геология нефти и газа	7
<u>С.А. Борняков, С.П. Примина, Ю.В. Чубакова</u> Особенности разрывообразования в реологически неоднородном осадочном чехле над активными разломами фундамента: по результатам физического моделирования	7
Региональная геология	20
<u>С.Н. Коваленко, С.В. Рассказов, М.И. Грудинин</u> Структурно-петрологическая эволюция Снежнинского габбро-сиенитового массива (Южное Прибайкалье)	20
Вулканизм	30
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, А.А. Бокарева Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Юго- Восточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии.	30
Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения	64
Мониторинг окружающей среды1	03
<u>И.А. Белозерцева, Н.Д. Дубровский</u> Экологические проблемы землепользования и загрязнения почв естественных, пахотных и залежных земель дельты реки	
Селенги1	03
Геоморфология1	20
<u>С.Н. Коваленко, И.И. Гергенов</u> К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку- Сардык	20
<u>С.Н. Коваленко, И.И. Гергенов</u> Опыт выделения современных и древних снежников	20
горного массива Мунку-Сардык	33
Экспедиции1	49
Е.Е. Кононов Реновация засечек И.Д. Черского на Байкале1	49
С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Е.Н. Иванов Экспедиции клуба Портулан в раион г.	50
мунку-Сардык в 2018 году	30
Конференции1	70
М.А. Котовщикова Научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о	70
Земле 2022 г., посвященная оо-летию первого нефтяного фонтана	70 73

© ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет» © Геология и окружающая среда, 2022, Т. 2, № 3

CONTENTS

From the editorial board of the journal	5
Geology of oil and gas	7
S.A. Bornyakov, S.P. Primina, Yu.V. Chubakova Features of rupture formation in a	
rheologically heterogeneous sedimentary cover over active foundation faults:	
according to the results of physical modeling	7
Regional geology	20
S.N. Kovalenko, S.V. Rasskazov, M.I. Grudinin Structural and Petrological Evolution of the	
Snezhnaya Gabbro-Syenite Massif (Southern Baikal Region)	20
Volcanism	30
S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina, E.V. Saranina, A.A. Bokareva	
Compositional Variability of Deep Spinel Peridotite Xenoliths from Late Cenozoic	
Basalts from the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush Volcanoes of Southeastern	
Mongolia: Reconstruction of Processes in the Continental Lithospheric Mantle	30
S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina, E.V. Saranina Radiogenic Isotope Studies	
of Late Cenozoic Volcanic Rocks from Asia and North America: Sources of	61
volcanism of Global, Regional, and Local Significance	04
Environmental monitoring	103
I.A. Belozertseva, N.D. Dubrovskii Ecological problems of land use and soil pollution of	100
natural, arable and fallow lands of the Selenga river delta	103
Geomorphology	120
S.N. Kovalenko, I.I. Gergenov On the question of the sources of loose material, the causes	
and places of origin of catastrophic mudflows in the area of the Munku-Sardyk	100
S. N. Kovelenko, I.I. Corgency Experience of isolating modern and ancient snowfields of the	120
<u>S.N. Kovalenko, 1.1. Gergenov</u> Experience of isolating modern and ancient showneds of the Munku-Sardyk mountain range	133
	1.0
Expedition	149
E.E. Kononov Renovation of I.D. Chersky's series on Lake Barkar	149
Sardyk in 2018	158
	150
Conferences	170
<u>IVI.A. KOLOVSHCHIKOVA</u> Scientific conference of students and young scientists on Earth science- es 2022 dedicated to the 60th anniversary of the first oil fountain	170
Rules for authors	173
	1,5

© Irkutsk State University

© Geology and Environment, 2022, Vol. 2, No. 3

От редколлегии журнала

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

Публикации студенческих и аспирантских работ в материалах специальных молодежных конференций и школ в России имеют приниженный статус и фактически не решают проблемы подготовки квалификационных работ. Пробиться с самостоятельной публикацией в журнал студенту не реально. Необходимо инициировать и поддерживать взаимодействие между преподавателями и студентами для выявления среди них способных к науке, для развития и закрепления понятий и подходов в организации и проведении научных исследований. Не секрет, что наука в России постарела. На научных конференциях часто присутствуют только пожилые научные работники и преподаватели. Система образования, развитая в западных университетах, позволяет организовывать форумы, в которых участвуют преимущественно аспиранты и студенты бакалаврмагистерской подготовки. Генеральная ассамблея Европейского ской. 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 Научнотехнический 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 наполнения Южно-Байкальской рифтовой впадины. Многогранный природный учебный полигон Прибайкалья создает все необходимые условия для наглядного преподавания геологических дисциплин в сочетании с развитием студенческих и аспирантских исследований геологии и окружающей среды.

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

ТЕМАТИКА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СТАТЕЙ

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

ТЕМАТИКА СОБЫТИЙ

- Рецензии
- Экспедиции
- Полевые практики
- Конференции

Геология нефти и газа

УДК 551.24 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.7

Особенности разрывообразования в реологически неоднородном осадочном чехле над активными разломами фундамента: по результатам физического моделирования

С.А. Борняков¹, С.П. Примина², Ю.В. Чубакова²

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

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Выполнено физическое моделирование процесса формирования сдвиговой зоны в однослойных и многослойных моделях моделях с целью выяснения особенностей разломообразования в реологически неоднородном осадочном чехле платформы над активными разломами фундамента. Модельными материалами служили водная паста монтмориллонитовой глины, влажный песок и их композит. На примере однослойных моделей показано, что толщина деформируемого слоя определяет ширину зоны сдвига, время начала в ней разрывообразования и длительность реализации стадий её развития, а его реологические свойства определяют особенности её внутренней разрывной структуры. Результаты моделирования на реологически неоднородных многослойных моделях, показали, что ширина формирующейся в них сдвиговой зоны не остается постоянной по вертикальному и определяется свойствами модельного материала.

Ключевые слова: осадочный чехол, месторождения нефти, физическое моделирование, зона сдвига, стадии разрывообразования, ширина зоны.

Features of rupture formation in a rheologically heterogeneous sedimentary cover over active foundation faults: according to the results of physical modeling

S.A. Bornyakov¹, S.P. Primina², Yu.V. Chubakova²

¹Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia ²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. Physical modeling of the process of formation of the shear zone in single-layer and multilayer models of models is carried out in order to elucidate the features of fault formation in the rheologically heterogeneous sedimentary cover of the platform over the active fractures of the foundation. Model materials were montmorillonite clay water paste, wet sand and their composite. On the example of single-layer models, it is shown that the thickness of the deformable layer determines the width of the shear zone, the time of the onset of rupture formation in it and the duration of the implementation of the stages of its development, and its rheological properties determine the features of its internal discontinuous structure. The results of modeling on rheologically heterogeneous multilayer models showed that the width of the shear zone formed in them does not remain constant in vertical and is determined by the properties of the model material.

Keywords: about the cage cover, oil fields, physical modeling, shear zone, stageand rupture formation, zone width.

Введение

Большинство континентальных месторождений нефти и газа располагаются в осадочных чехлах платформ, сложенных разновозрастными комплексами пород. отличающихся по составу, и нарушеных многочисленными зонами разломов. Разломы во многом определяют миграцию нафтидов по разрезу осадочного чехла и их локализацию в коллекторах. В связи с этим, для более эффективной организации поисковых работ на лицензионных площадях, а также для выбора потенциально безаварийных мест расположения эксплуатационных скважин на месторождениях необходима информация о пространственном положении разломных зон и их внутреннем строении. Изучение разломов полевыми структурногеологическими методами в пределах нефтегазоносных областей платформ затруднено из-за слабой расчлененности рельефа и отсутствия обнажений, в связи с чем, основную информацию о них можно получить посредством сейсмологических методов. При этом специалисты при интерпретации полученных после компьютерной обработки сейсмических разрезов нередко затрудняются

идентифицировать разломы, по выделившимся на них структурным неоднородностям. Это обусловлено двумя причинами.

Первая причина связана с особенностью развития разломов в осадочном чехле платформ. Известно, что формирование зоны разломов происходит в рамках трех стадий (Шерман и др., 1991; Семинский, 2003). В первую раннюю дизьюнктивную стадию разлом представлен широкой зоной с высокой плотностью непротяженных разрывных нарушений. Во вторую позднюю дизъюнктивную стадию эти разрывные нарушения трансформируются в несколько крупных разрывов, которые впоследствии объединяются в единый магистральный (стадия полного разрушения) (рис. 1). Платформы характеризуются слабой тектонической активностью вследствие чего развитие разломов в их осадочном чехле редко выходило за рамки ранней дизъюнктивной стадии (Семинский и др., 2021). Таким образом, разломы в осадочном чехле чаще всего представлены в виде зон повышенной плотности непротяженных малоамплитудных разрывных нарушений и поэтому плохо отражаются в сейсмических волновых полях.



Рис. 1. Структура разломной зоны (на примере правого сдвига) (Семинский, 2014, 2015). (а) – строение разломной зоны на трех главных стадиях развития: 1 – участки с различным количеством разрывов в единице площади; 2 – магистральный сместитель (разрыв 1-го порядка); 3–5 – сдвиги (3), сбросы (4) и надвиги (5) 2-го порядка. Латинские буквы – разнотипные разрывы 2-го порядка (R', R, n', n, t', t, P) и магистральный сместитель 1-го порядка (Y); (б) – эталонный парагенезис (трафарет) разрывов 2-го порядка для правосдвиговой зоны, который представлен в плоском варианте, позволяющем проводить анализ роза-диаграмм простираний разрывных нарушений природной сети; (в) – принципиальная схема поперечной зональности разлома, прошедшего в своем развитии все три стадии разрывообразования: 1 – трещиноватость; 2 – крупные трещины; 3 – сместитель, заполненный тектонитами; 4 – внешняя граница разломной зоны; 5 – слабонарушенный породный массив; 6 – главные элементы внутреннего строения разломной зоны.

Fig. 1. The structure of the fault zone (on the example of the right shift) (Seminsky, 2014, 2015). (a)– the structure of the fault zone at three main stages of development: 1– areas with a different number of gaps per unit area; 2– main shifter (1st order break); 3–5– shifts (3), resets (4) and forwards (5) of the 2nd order. Latin letters are different 2nd order breaks (R', R, n', n, t', t, P) and a 1st-order highway shifter (Y); (b)– a reference paragenesis (stencil) of 2nd order breaks for the right-wing zone, which is presented in a flat version that allows the analysis of rose-diagrams of the extensions of discontinuous disturbances of the natural network; (c)– a schematic diagram of the transverse zonation of a fault that has passed in its development all three stages of rupture formation: 1– fracture; 2– large cracks; 3– a displacer filled with tectonites; 4– the outer boundary of the fault zone; 5– weakly disturbed rock massif; 6– the main elements of the internal structure of the fracture zone, formed at different stages of rupture formation. Ma is the width of the shear zone.

Вторая причина связана со спецификой деформации и разрушения реологически неоднородного осадочного чехла, сложенного многослойными комплексами пород разного возраста и состава. Экспериментальное воспроизведение процесса формирования зоны сброса в однослойной модели осадочного чехла над активным разломом фундамента показывают, что по мере увеличения амплитуды смещения блоков фундамента процесс разрывообразования в зоне постепенно распространяется снизу-вверх по модели (рис. 2). В многослойной модели с отличающимися реологическими свойствами слоёв специфика формирования такой зоны разлома отличается от описанной, о чем свидетельствует представленный ниже оригинальный сейсмический (рис. 3А) и полученная по результатам его компьютерной обработки в схема распределения по нему разрывных нарушений (рис. 3Б).



Рис. 2. Схематичное изображение последовательности формирования зоны сброса в однослойной модели осадочного чехла над активным разломом фундамента в чехле.

Fig. 2. Schematic representation of the discharge zone formation sequence in a single-layer sedimentation cover model over the active foundation fault in the cover.

Видно, что разрывная структура зоны разлома фрагментарна и представлена чередующимися по вертикали локальными объёмами сильной, умеренной и слабой нарушенности (рис. 3). В чем причина такого фрагментарного строения зоны разлома? Поиску ответа на этот вопрос посвящена настоящая статья, фактурную основу которой составляют результаты физического моделирование процессов разрывообразования в осадочном чехле над активными разломами фундамента.

1. Методика моделирования, фактический материал и методы обработки

1.1. Экспериментальное оборудование и объект моделирования

Моделирование проводилось на установке «Разлом» (рис. 4А). Рабочая поверхность установки состоит из трёх штампов, различные комбинации движений которых позволяют задавать в размещённых на них моделях все основные виды деформаций, сжатие, растяжение, сдвиг со скоростями 10⁻³, 10⁻⁴ и 10⁻⁵ м/с.

1.2. Модельные материалы

В качестве модельных материалов использованы водная паста монтмориллонитовой глины и влажный песок. Перечисленные материала часто используются в практике физического моделирования (Dooley, Schreurs, 2012; Graveleau, Malavieille, 2012). Этим модельным материалам соответствуют в природе плотные глины и песчаники, соответственно.

1.3. Условия подобия

Для определения граничных условий экспериментов, проводимых на моделях из водной пасты монтмориллонитовой глины, проявляющей при деформировании свойства вязкости и пластичности быть использован критерий подобия (Гзовский, 1975):

 $C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_{g} \cdot C_{L} \cdot C_{t} (1),$

где η — вязкость, Па·с; ρ — плотность, кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с²; L – линейные размеры, м; t – время, с.

При , $C_{\rho} \approx 0.7$, $C_g = 1$ и $C_T \approx 10^{-10}$ равенство в уравнении 2 достигается при значении $C_{\eta} \approx 10^{-15}$. С учетом вязкости глин в поздней стадии диагенеза $\eta \approx 10^{18}$ Па·с [Осипов и др., 2001] вязкость модельного материала должна составлять 10^3 Па·с. При выбранном значении C_T 1 минута эксперимента соответствовала 10000 лет природного процесса.

Поскольку модели из песка не обладают вязкостью, то для них использовался критерий подобия, учитывающий прочностные свойства модельного материала:

 $C_{\tau} = C_{\rho} \cdot C_{g} \cdot C_{L}$ (2) где τ – прочность на сдвиг;

В соответствии с ним и, исходя из усреднённых значений прочностных свойств пород осадочного чехла (песчаников, алевролитов, аргиллитов, плотных глин) линейных размеров природного объекта рассчитывались граничные условия экспериментов. Для использованных нами модельматериалов прочность на сдвиг ных составляла: водонасыщенной пасты глины 3500-4000 Па, а влажного песка — 12000-12500 Па. Первому модельному материалу соответствуют в природе твёрдые глины, аргиллиты и алевролиты, песчаники. Их прочность на сдвиг характеризуется следующими средними значениями: 35 МПа, 220 МПа и 350 МПа соответственно. При Ст $\approx 10^{-5}$, C_p ≈ 0.7 и C_g =1 равенство в уравнении 2 достигается при значении $C_L \approx 1.5$ · 10^{-5} .



Рис. 3. Оригинальный сейсморазрез (А) и результат его компьютерной обработки (Б). Оранжевым штрих-пунктиром оконтурены границы зоны разлома.

Fig. 3. The original seismic cut (A) and the result of its computer processing (B). Orange dash-dotted line outlines the boundaries of the fracture zone.



Рис. 4. Установка «Разлом» для моделирования тектонических процессов в естественном поле силы тяжести. А, Б, В – подвижные штампы

Fig. 4. Rift installation for modeling tectonic processes in the natural field of gravity. A, B, C – movable stamps

1.4. Техника подготовки и проведения экспериментов

Модель, имитирующая осадочный чехол, располагалась на рабочей поверхности установки на штампах А, Б и В, имитирующих блоки фундамента (рис. 4, 5А). В ходе эксперимента штампы А и Б оставались неподвижными, а штамп В смещался относительно них в горизонтальном направлении, что обеспечивало формирование сдвиговой зоны в выше лежащей модели. При подготовке модели на её плановую поверхность наносилась сетка параллельных реперных линий, по искривлению которых в процессе эксперимента оценивалась ширина зоны пластических деформаций (рис. 5Б).

Эксперименты проводились на однослойных моделях. На каждом модельном материале выполнено: по 5 экспериментов с последовательным изменением от эксперимента к эксперименту толщины модели от 0.01 до 0.05 м через 0.01 м, при постоянной скорости деформирования (V= 10⁻⁵ м/с). Ход каждого эксперимента фотографировался с заданной дискретностью. Полученные с моделей фотографии впоследствии использовались для построения структурных схем и для замеров необходимых количественных параметров.



Рис. 5. Схема эксперимента (А) и фото фрагмента плановой поверхности модели с нанесенной на неё сеткой реперных линий (Б).

1- модель; 2- штампы экспериментальной установки; 3- направление смещения активного штампа.

Fig. 5. The scheme of the experiment (A) and a photo of a fragment of the planned surface of the model with a grid of reference lines (**b**) applied to it.

1-model; 2-stamps of the experimental installation; 3 is the direction of displacement of the active stamp.

1.5. Полученный с моделей фактический материал

В процессе экспериментов фиксировалось время появления в формирующейся сдвиговой зоне первых разрывов, т. е. время начала ранней дизъюнктивной стадии (T₁), время реализации этой стадии (T₂), время поздней дизъюнктивной стадии (T₃) и время реализации стадии полного разрушения (T₄). По фотографиям строились схемы разрывов с которых снимались замеры ширины сдвиговой зоны (Ma), определяемой по латеральному распространению слагающих её внутрен-

Ма, см

Рис. 6. Пример структурной схемы сдвиговой зоны в третью стадию полного разрушения. **Fig. 6**. An example of a shear zone structural diagram in the third stage of complete destruction.

2. Результаты

Результаты представлены тремя группами графических материалов.

Первая группа демонстрирует влияние реологических свойств моделей на особенности внутренней разрывной структуры формирующихся в них сдвиговых зон (рис. 7–9). На рисунках приведены фотографии сдвиговых зон в моделях из монтмориллонитовой глины (рис. 7), смеси монтмориллонитовой глины с песком (рис. 8) и влажного песка (рис. 9) в разные стадии их развития (A, Б, В) и составленные по ним структурные схемы (A', Б', В').

нюю структуру разрывов (рис. 6).

Вторая группа, представленная на рисунках 10, 11 и 12 отражает влияние скорости деформирования моделей на внутреннюю разрывную структуру формирующихся в них сдвиговых зон.

Третья группа, представлена серией графиков, показывающих влияние толщины моделей разной реологии на ширину зон M_{nn} (рис. 13), M_a (рис. 14), а также на временные параметры T_1 (рис. 15), T_2 (рис. 16), T_3 (рис. 17) и T_4 (рис. 18).



Рис. 7. Фото сдвиговой зоны в модели из монтмориллонитовой глины в раннюю дизьюнктивную стадию (А), позднюю дизьюнктивную стадию (Б) и стадию полного разрушения (В) и её составленные по ним структурные схемы (А', Б', В') соответственно.

Fig. 7. Photo of the shear zone in the model from montmorillonite clay to the early disjunctive stage (A), the late disjunctive stage (B) and the stage of complete destruction (B) and its structural schemes compiled from them (A', \mathbf{b}' , \mathbf{B}'), respectively.



Рис. 8. Фото сдвиговой зоны в модели из смеси монтмориллонитовой глины и песка в: раннюю дизъюнктивную стадию (А), позднюю дизъюнктивную стадию (Б) и стадию полного разрушения (В) и её составленные по ним структурные схемы (А', Б', В') соответственно.

Fig. 8. Photo of the shear zone in the model from a mixture of montmorillonite clay and sand in: early disjunctive stage (A), late disjunctive stage (\mathbf{B}) and stage of complete destruction (B) and its structural schemes compiled from them (A', \mathbf{B} ', B'), respectively.



Рис. 9. Фото сдвиговой зоны в модели из влажного песка в: раннюю дизьюнктивную стадию (А), позднюю дизьюнктивную стадию (Б) и стадию полного разрушения (В) и её составленные по ним структурные схемы (А', Б', В') соответственно.

Rice. 9. Photo of the shear zone in the wet sand model into: early disjunctive stage (A), late disjunctive stage (B) and stage of complete destruction (B) and its structural schemes compiled from them (A', B', B'), respectively.



Рис. 10. Фото сдвиговой зоны в модели из влажного песка в: раннюю дизъюнктивную стадию (А), позднюю дизъюнктивную стадию (Б) и стадию полного разрушения (В) и её составленные по ним структурные схемы (А', Б', В') соответственно. Скорость деформирования модели 10⁻⁵ м/с.

Fig. 10. Photo of the shear zone in the wet sand model in: early disjunctive stage (A), late disjunctive stage (B) and complete destruction stage (B) and its structural schemes compiled from them (A', B', B'), respectively. The deformation rate of the model is 10^{-5} m/s.



Рис. 11. Фото сдвиговой зоны в модели из влажного песка в: раннюю дизъюнктивную стадию (A), позднюю дизъюнктивную стадию (Б) и стадию полного разрушения (В) и её составленные по ним структурные схемы (A', Б', В') соответственно. Скорость деформирования модели 10^{-4} м/с. **Fig. 11.** Photo of the shear zone in the wet sand model to: early disjunctive stage (A), late disjunctive stage

Fig. 11. Photo of the shear zone in the wet sand model to: early disjunctive stage (A), late disjunctive stage (B) and complete destruction stage (B) and its structural schemes compiled from them (A', \mathbf{b}' , \mathbf{B}'), respectively. The deformation rate of the model is 10^{-4} m/s.



Рис. 12. Фото сдвиговой зоны в модели из влажного песка в: раннюю дизъюнктивную стадию (А), позднюю дизъюнктивную стадию (Б) и стадию полного разрушения (В) и её составленные по ним структурные схемы (А', Б', В') соответственно. Скорость деформирования модели 10⁻³ м/с.

Fig. 12. Photo of the shear zone in the wet sand model in: the early disjunctive stage (A), the late disjunctive stage (B) and the stage of complete destruction (B) and its structural schemes compiled from them (A', B', B'), respectively. The deformation rate of the model is 10^{-3} m/s.

Приведенные ниже графики демонстрируют влияние толщины модели Н и скорости деформирования V на ширину зоны пластических деформаций Мпл (рис. 14) и ширину зоны латерального распространения разрывов в сдвиговой зоне Ма (рис. 15), формирующейся в моделях с разными реологическими свойствами. Видно, что в целом, с увеличением толщины модели параметры Мпл и Ма возрастают. При этом, при прочих равных условиях, максимальные их значения характерны для моделей из монтмориллонитовой глины, а минимальные для моделей из песка.

Влияние скорости V деформирования моделей на Ма не является однозначным. Так, с её увеличением ширина сдвиговых зон в моделях из монтмориллонитовой глины и из её смеси с песком скорость появления сдвиговой зоны в целом уменьшается, тогда как в моделях из песка почти не меняется (рис. 16).



Рис. 13. Графики зависимости ширины зоны пластических деформаций Мпл от толщины моделей с разными реологическими свойствами.

Fig. 13. Graphs of the dependence of the width of the zone of plastic deformations of the MPL on the thickness of models with different rheological properties.



Рис. 14. Графики зависимости ширины зоны латерального распространения разрывов в сдвиговой зоне Ма, формирующейся в моделях с разными реологическими свойствами.

Fig. 14. Graphs of the dependence of the width of the lateral propagation zone of ruptures in the Shear zone Ma, formed in models with different rheological properties.



Рис. 15. Графики зависимости времени появления первых разрывов в сдвиговой зоне от толщины моделей с разными реологическими свойствами.

Fig. 15. Graphs of the dependence of the time of appearance of the first gaps in the shear zone on the thickness of models with different rheological properties.



Рис. 16. Графики зависимости времени реализации ранней дизъюнктивной стадии в сдвиговой зоне от толщины моделей с разными реологическими свойствами.

Fig. 16. Graphs of the dependence of the implementation time of the early disjunctive stage in the shear zone on the thickness of models with different rheological properties.



Рис. 17. Графики зависимости времени реализации поздней дизъюнктивной стадии в сдвиговой зоне от толщины моделей с разными реологическими свойствами.

Fig. 17. Graphs of the dependence of the implementation time of the late disjunctive stage in the shear zone on the thickness of models with different rheological properties.



Рис. 18. Графики зависимости времени реализации стадии полного разрушения в сдвиговой зоне от толщины моделей с разными реологическими свойствами.

Fig. 18. Graphs of the dependence of the implementation time of the stage of complete destruction in the shear zone on the thickness of models with different rheological properties.

Выводы

В целом, приведенные результаты моделирования показывают, что:

1. Реологические свойства деформируемого слоя определяет особенности внутренней разрывной структуры, формирующейся в нем сдвиговой зоны.

2. Толщина деформируемого слоя определяет ширину зоны сдвига, время начала в ней разрывообразования и длительность реализации стадий её развития.

С точки зрения полученных результатов в многослойном осадочном чехле с отличающимися реологическими свойствами слоев и их толщиной, сдвиговая зона (и другие типы зон) будет иметь существенно меняющиеся по вертикальному разрезу ширину и степень нарушенности при переходе из одного слоя в другой (рис. 19).



Рис. 19. Вертикальное строение сдвиговой зоны в гипотетическом многослойном осадочном чехле с разными реологическими свойствами слоев. Состав слоев: 1– песчаники, 2– плотные глины; 3– алевролиты; 4– разрывы; 5– латеральные границы сдвиговой зоны; Области слабой (6), умеренной (7) и сильной (8) нарушенности.

Fig. 19. Vertical structure of the shear zone in a hypothetical multilayer sedimentary cover with different rheological properties of layers. Composition of layers: 1– sandstones, 2– dense clays; 3– siltstones; 4– breaks; 5– lateral boundaries of the shear zone; Areas of weak (6), moderate (7) and strong (8) disturbance.

Это предполагает, что выделение на сейсмическом разрезе зоны разлома постоянной ширины (рис. 20А) не совсем корректно. Ширина зоны будет меняться по вертикальному разрезу, как это показано черным пунктиром (рис. 20Б).



Рис. 20. Оригинальный сейсморазрез (А) и результат его компьютерной обработки В программе «Петрель» (Б)

Fig. 20. Original seismic cut (A) and the result of its computer processing In the program "Petrel" (B)

Литература

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

Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений.– М.: Наука, 2001.– 238 с.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007.– 406 с.

Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П., Мирошниченко А.И., Борняков С.А., Нежданов А.А., Ершов А.В., Смирнов А.С., Буддо И.В., Семинский А.К., Черемных А.С., Качинскас И.В. Специфика проявления разломов в платформенном чехле: результаты применения тектонофизического подхода к исследованию Тамбейского месторождения углеводородов (п-ов Ямал) // Геодинамика и тектонофизика. 2021;12(4):969-991. https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0566

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. T. 6. № 1. C. 1–43. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0170

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига.– Новосибирск, Наука, 1991.– 261 с. Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. V. 574–575. P. 1–71.

Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S. Experimental modelling of orogenic wedges: A review // Tectonophysics. 2012. V.538-540. P. 1–66.

Борняков Сергей Александрович,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный compydник, email: bonyak@crust.irk.ru. **Bornyakov Sergey Alexandrovich,** candidate of geological and mineralogical sciences, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, d. 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher, email: bonyak@crust.irk.ru.

Примина Светлана Павловна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, декан, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, email: svetlana.primina@gmail.com. **Primina Svetlana Pavlovna,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664003 Irkutsk, Lenin str., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, dean, email: svetlana.primina@gmail.com.

Чубакова Юлия Витальевна,

магистрант каф. геологии нефти и газа геологического факультета Иркутского государственного университета, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, email: ychubakova@mail.ru. **Chubakova Julia Vitalievna,** Master's student caf. Geology of Oil and Gas of the Geological Faculty of Irkutsk State University, 664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

email: ychubakova@mail.ru.

Региональная геология

УДК 550.34.032 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.20

Структурно-петрологическая эволюция Снежнинского габбросиенитового массива (Южное Прибайкалье)

С.Н. Коваленко¹, С.В. Рассказов^{1,2}, М.И. Грудинин¹

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

Аннотация. Эволюция Снежнинского габбро-сиенитового массива характеризуется наиболее типичными для массивов этого типа Южного Прибайкалья структурнометаморфическими парагенезисами: комформностью со слоистостью вмещающих пород, расположением в крутом подвёрнутом крыле асимметричной складки широтного простирания с горизонтальными шарнирами и наклонённой на север осевой плоскостью. Крыло складки и лежачий южный бок массива осложнены продольным кососекущим взбросом с мощной зоной тектонитов. Северо-западное окончание массива осложнено взбросо-надвигом северовосточного простирания. На глубину массив погружается до 4–5 км и там срезается ещё одним разломом северо-западного простирания. Внутренняя структура массива отличается довольно однообразным развитием мелких структурных форм: структурами течения магмы, подчёркнутыми вытянутостью плоских ксенолитов, асимметричными складками правого рисунка в плане, постепенными взаимопереходами между всеми разновидностями слагающих массив пород, указывающими на существенный разогрев всех пород при их формировании и ассимиляции.

Ключевые слова: габбро, сиенит, асимметричные складки, тектониты, разломы, структурно-петрологическая эволюция.

Structural and Petrological Evolution of the Snezhnaya Gabbro-Syenite Massif (Southern Baikal Region)

S.N. Kovalenko¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, M.I. Grudinin¹

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

Annotation. The evolution of the Snezhnaya gabbro-syenite massif is characterized by the most typical structural-metamorphic parageneses for massifs of this type in the Southern Baikal region: conformity with layering of host rocks, location in a steep tucked flank of an asymmetric latitudinal fold with horizontal hinges and an axial plane inclined to the north. The flank is complicated by a longitudinal oblique upsurge with a pronounced zone of tectonites. The northwestern end of the massif is complicated by the upsurge of the northeastern extension. The massif root extends to a depth of 4–5 km and there it is cut off by another fault of the northwestern extension. An internal structure of the massif is characterized by a rather monotonous development of small structural forms: structures of the magma flow, emphasized by elongation of flat xenoliths, asymmetrical folds of the right pattern in the plan, a gradual intertransitions between all varieties of the massif rocks that assumes a significant warming of all rocks during their formation and assimilation.

Keywords: gabbro, syenite, asymmetric folds, tectonites, faults, structural and petrological evolution.

Общая структура района

Габбро-сиениты в районе довольно широко распространены. Они слагают такие крупные массивы как Быстринский, Безымянский, Снежнинский, показанные на карте врезке к рисунку 1, небольшие массивы, расположенные в 7,5–8 км к юго-западу от г. Байкальска и полосовидные тела в 2–3 км параллельно побережью Байкала восточнее г. Байкальска.



Рис. 1. Геологическая карта и разрез Снежнинского (Ара-Буректайского) габбро-сиенитового массива (по Грудинину и др., 2004).

1–2 – метаморфические породы харагольской (1) и безымянской (2) свит; 3 – палеозойские габбро, габбродиориты, диориты и сиениты; 4 – палеозойские граниты; 5– элементы залегания пород; 6– разломы; 7 – зоны развития тектонитов; 8 – надвиг; 9 – участок детальных исследований. На врезке показаны габбро-сиенитовые массивы: БМ – Быстринский, БЗМ – Безымянский, СМ – Снежнинский; Главный Саянский разлом (ГСР); изограды метаморфизма (по Шафееву, 1970): І – граната, ІІ – ставролита, андалузита и кордиерита, ІІІ – силлиманита, IV – калиевого полевого шпата (фронт мигматизации), V – гиперстена.

Fig. 1. Geological map and section of the Snezhnaya (Ara-Burektay) gabbro-syenite massif after (Grudinin et al., 2004).

1-2 – metamorphic rocks of the Kharagol (1) and Bezymianyi (2) suites; 3 – Paleozoic gabbro, gabbrodiorites, diorites, and syenites; 4 – Paleozoic granites; 5 – elements of rock occurrence; 6 – faults; 7 – zones of tectonites; 8 – thrust; 9 – site of detailed research. The sidebar shows gabbro-syenite arrays: BM– Bystrinsky, BZM– Bezymyansky, SM– Snezhnaya; Main Sayan Fault (GSR); isogrades of metamorphism фaeyk (Shafeyev, 1970): I – garnet, II – staurolite, and alusite, and cordierite, III – sillimanite, IV – potassium feldspar (front of migmatization), V – hyperstene.

В поле развития Быстринского, Безымянского и Снежнинского массивов распространены породы двух серий раннего протерозоя: слюдянской и хангарульской. Породы первой объединены в две свиты: култукскую, существенно гнейсовую и перевальную, имеющую более карбонатный (мраморный) состав. Вторая серия — хангарульская состоит из харагольской свиты и безымянской. Харагольская свита сложена бесполевошпатовыми существенно карбонатными породами: диопсидовыми, биотигранат-биотитовыми гнейсами, товыми, кальцифирами И мраморами. Безымянская — биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-силлиманитовыми, амфиболбиотитовыми гнейсами, кальцитовыми мраморами, часто с графитом, кварцитами и мигматитами.

Все габброидные массивы полностью расположены в пределах безымянской свиты и калишпатовой и гиперстеновой изоград регионального метаморфизма (см. рис. 1, врезка). В зоне их размещения расшифровывается две генерации складок и сгущение сетки разломов взбросового типа северовосточного простирания.

Структура Снежнинского массива

В структурном отношении Снежнинский массив является согласным (конформным) со слоистостью вмещающих пород и располагается в смыкающем крутом подвернутом крыле двух асимметричных складок первой генерации: антиклинальной, ось которой лежит чуть севернее массива и синклинальной, ось которой расположена в 4-5 км южнее. Ядро антиклинальной складки сложено породами безымянской свиты, синклинальной — харагольской. Складки имеют широтное простирание горизонтальные шарниры и наклоненные на север осевые плоскости. Крыло складки и лежачий южный бок массива осложнены продольным кососекущим взбросом с мощной зоной тектонитов. Северо-западное окончание массива осложнено взбросо-надвигом северовосточного простирания. На глубину массив погружается до 4-5 км и там срезается еще одним разломом северо-западного простирания. Внутренняя структура массива отличается довольно однообразным развитием мелких структурных форм: структуры течения магмы, подчеркнутые вытянутостью плоских ксенолитов, асимметричные складки правого рисунка в плане, постепенные взаимопереходы между всеми разновидностями слагающих массив пород, указывающие на существенный разогрев всех пород при их формировании и ассимиляции. Ксенолиты разного размера с различной ориентировкой полосчатости и длинной оси указывают на то, что они являются ксенолитами в магматической породе интрузивно внедрившейся (аллохтонной), а не образовавшейся на месте (автохтонной). Ориентировка элементов строения (см. Кинематический анализ) их указывает на то, что формирование массива происходило в условиях субгоризонтального запад-северо-западного давправосторонним ления взбросовым с течением формирующихся горных пород.

В краевой зоне массива наблюдалось тонкое переслаивание гнейсов, габброидов, гранодиоритов и сиенитов, указывающее на то, что процесс формирования массива происходил в неспокойной тектонической обстановке вероятнее всего в условиях синкинематической кристаллизации. На непрерывном 229-метровом отрезке сплошных обнажений было подсчитано относительное количество всех встреченных пород (таблица).

Породы	Кол-во тел	Средняя мощность тел, м	Объем в % от общего количе- ства
Гнейсы	9	7.2	28.4
Сиениты	9	5.1	20.08
Габбро	2	37.5	32.75
Диориты	5	8.6	18.8

Структурно-петрологическя эволюция

Развитые в районе складчато-разрывные дислокации сформировались в четыре этапа под непосредственным динамическим воздействием Сибирского континента (Слюдянский кристаллический... 1981). В первый позднеархейский этап были сформированы линейные складки северо-западного простирания под действием тангенциального сжатия со стороны Шарыжалгайского выступа Сибирского континента. Он завершился восходящими движениями и частичным размывом пород слюдянской серии. Складки первой генерации имеют широтное простирание, сильно сжатый, до изоклинального, морфологический вид и осложнены дополнительной асимметричной складчатостью, указывающей на ИХ формирование в условиях меридионального сжатия с взбросовым течением материала горных пород. В складки этого типа смяты породы только слюдянской серии (култукская и перевальная свиты). Подобные складки в породах хангарульской серии (харагольская и безымянская свиты) более открытые. В пределах Снежнинского массива они представлены подвернутым крылом опрокинутой антиклинали, осевая часть которой располагается где-то севернее, в акватории оз. Байкал.

Деформации второго этапа захватили породы как слюдянской, так и хангарульской толщ и характеризуются самой значительной по масштабам и степени структурнометаморфической переработки перестройкой и наибольшей глубинностью. В этот период складчато-разрывные дислокации формировались под действием тангенциального сжатия с северо-запада и сдвиговых правосторонних движений в зоне Главного Саянского разлома. При этом ранние складки слюдянской серии испытали продольный изгиб и правостороннее вращение с образованием наложенных складок типа горизонтальных сигмоид, а горизонтально-слоистая хангарульская серия испытала изгибы в вертикальной плоскости с образованием северовосточной системы пологошарнирных складок. Складчатость сопровождалась массовым проявлением линзового будинажа и послойно-секущих синскладчатых срывов. Складки второй генерации располагаются меридионально или поперечно по отношению к складкам первой генерации. Синклинальные складки (синформы) этой генераустанавливаются на геологических ЦИИ среднемасштабных картах в междуречье Бол. Быстрой – Тултуя, а также в междуречье Лев. и Прав. Безымянных. В современном рельефе это, как правило, пониженные части, представленные долинами рек и их наиболее низкими водоразделами. Антиклинальные складки (антиформы) второй генерации прослеживаются между синформами и выделяются на картах по массовому развитию гранитоидных массивов. В современном рельефе — это, в основном, повышенные водораздельные части, часто бронированные базальтовыми плато (Комарское плато базальтов, Слюдянско-Похабинское междуречье).

Интересующие нас габбро-сиенитовые массивы приурочиваются к синклинальным складкам второй генерации. Это, как правило, согласные или ксенолитоподобные небольшие массивы линзовидной или пластово-линзовидной формы, контролируемые складками второй генерации, но внедрившиеся, вероятно, в складчатые структуры первого этапа складчатости. Деформации третьего этапа возникают в том же региональном поле напряжений, что и предыдущие, но в условиях меньшей глубинности, и образуют нисходящий ряд, относясь к одному деформационному циклу. В этот этап окончательно были оформлены система поперечных пологошарнирных складок в слюдянской серии и северо-восточные складки в хангарульской серии. В конце этапа преимущественное развитие получили разрывные дислокации.

Деформации четвертого этапа проявились в пределах слюдянского комплекса локально и не привели к существенной перестройке его структуры. В движениях этого этапа слюдянский комплекс участвовал как жесткий консолидированный массив и лишь в отдельных участках происходило некоторое восстановление пластических свойств пород (Слюдянский кристаллический... 1981).

Последовательность формирования современной структуры Снежнинского массива представляется следующей: 1. Образование метаморфической рамы или субстрата массива (гнейсы биотит-гранатовые).

2. Образование (внедрение) мелкозернистых габбро (?).

3. Кристаллизация массива габбро.

4. Воздымание массива (еще горячего) и падение всестороннего давления, что привело к вторичному расплавлению и появлению гранодиоритов. В последних начинают формироваться порфиробласты ПШ, граната. В местах, где процесс образования крупных вкрапленников ПШ зашел довольно далеко, были сформированы крупнозернистые святоноситы — щелочные лейкократовые сиениты, имеющие постепенные переходы чемонцониты к диоритам и резкие рез взаимоотношения с ксенолитами габбро и гнейсов. Габбровые породы остаются в виде ксенолитов в сиенитах и диоритах. В виде ксенолитов и не до конца ассимилированных включений в тех же породах наблюдаются и биотит-гранатовые гнейсы безымянской свиты вмещающей рамы (рис. 2).



Рис. 2. Взаимоотношения составных частей Снежнинского массива (зарисовки горизонтальных поверхностей).

1 – габбро мелкозернистое, 2 – габбро крупнозернистое, 3 – диориты, 4 – сиениты, 5 – пегматиты, 6 – порфириты. Элементы залегания: 1.1– 206 ∠ 74 (контакт габбро); 1.2– 190 ∠ 88 (контакт порфирита); 1.3– 290 ∠ 86 (контакт ксенолита); 1.4– 250 ∠ 34 (контакт пегматита),

Fig. 2. Relationships between the fragments of the Snezhnaya massif (sketches of horizontal surfaces).

1 – fine-grained gabbro, 2 – coarse-grained gabbro, 3 – diorites, 4 – syenites, 5 – pegmatites, 6 – porphyrites. Elements of occurrence: $1.1 - 206 \angle 74$ (gabbro contact); $1.2 - 190 \angle 88$ (contact of porphyrite); $1.3 - 290 \angle 86$ (xenolite contact); $1.4 - 250 \angle 34$ (pegmatite contact).



Рис. 3. Структурно-петрологическая модель Снежнинского массива: *a* – основанная на мелких структурных формах, обнаруженных в обнажениях; *б* – гипотетическая.

1 – вмещающие породы (метаморфическая рама); 2 – габбро; 3 – диориты; 4 – сиениты; 5 – контур первичного габброидного массива (синметаморфические контакты); 6 – контуры габбро-сиенитового массива (интрузивные контакты); 7 – контакты фазовых постепенных переходов,

Fig. 3. Structural and petrological model of the Snezhnaya massif: a – based on small structural forms found in outcrops; b – hypothetical.

1 - host rocks (metamorphic frame); 2 - gabbro; 3 - diorites; 4 - syenites; 5 - contour of the primary gabbroid massif (synmetamorphic contacts); 6 - contours of the gabbro-syenite array (intrusive contacts); 7 - contacts of phase gradual transitions.

При остывании постепенно воздымающегося габбрового массива наиболее нагретыми долгое время оставались его центральные части, поэтому в этих местах и происходило вторичное расплавление и возникновение диоритовых и сиенитовых пород.

Расплавленные сиенитовые и диоритовые магмы могли выходить за пределы первичного габбрового массива и формироваться в виде оторочки в свободном пространстве экзоконтакта, которое образуется в результате контракции интрузии диоритов (показана цифрой 1 на рис. 36). Уменьшенную модель подобного образования сиенитовых пород мы наблюдали в поле (рис. 3а).

5. Дальнейшая эволюция остаточных магматических растворов приводит к образованию литий содержащих скаполитовых пегматитовых жил (см. рис. 2). Это произошло на заключительных стадиях эволюции первично габброидного массива, т. к. жилы пегматита локализуются тут же, где образовывались габбро, диориты и сиениты. Они все эти породы секут.

Геодинамический анализ

Геодинамический анализ проведен нами на основе наиболее изученной части Снежнинского массива (см. рис. 1). Общая последовательность тектонических усилий, приведших к формированию современной структуры массива предположительно показана нами на рисунке 5. Это самые первые наши соображения на этот счет и в последующем при более детальных исследованиях могут быть несколько изменены и дополнены.

Центральная часть массива

В центральной части массива во время формирования сиенитовых расплавов, веро-

ятно, происходило вертикальное течение расплавляемых масс горных пород. На это указывает субвертикальная агрегатная минеральная (линейная текстура) линейность в сиенит-диоритовых породах (габбросиенитах), и равномерное распределение гномопроекций плоских контактовых поверхностей ксенолитов по периферии диаграммы (рис. 4 диаграмма 2). Гранатовые крупнозернистые от средне- до грубополосчатых сиениты имеют птигматитовый (сжатые с правосторонним рисунком в плане асимметричные складки) или полосовидный (слоистый) метасоматический характер распределения в объеме массива.





1 – изолинии плотности точек; 2 – контакты плоских ксенолитов и полосчатость сиенитов; 3 – контакты даек порфиритов; 4 – контакты пегматитовых жил; 5 – линейность (минеральная и шарниры мелких складок); 6 – гномопроекции крыльев главных складок (π S₁ и π S₂); 7 – гномопроекций осевых плоскостей главных складок (π OII); 8 – оси напряжений (σ_1 , σ_2 и σ_3) и шарниры главных складок (Ш₁, Ш₂); 9 – пояса; 10 – осевые плоскости главных складок (граммапроекции).

<u>Диаграммы</u>: 1 – контактов и полосчатости сиенитов центральной части массива, 21 замер, изолинии через 2,5–7,5–12,5–22,5 %; 2 – контактов плоских ксенолитов центральной части массива, 28 замеров, изолинии через 2–5–9 %; 3 – гнейсовидности гранатовых гнейсов в зоне северно экзоконтакта массива, 26 замеров, изолинии через 2–6–10 %; 4 – контактов плоских ксенолитов и полосчатости габбро западного эндоконтакта массива.

Fig. 4. Structural diagrams of the Snezhnaya massif.

1 – isolines of point density; 2 – contacts of flat xenoliths and stripping of syenites; 3 – contacts of porphyrite; 4 – contacts of pegmatite veins; 5 – linearity (mineral and hinges of small folds); 6 – gnomoprojections of the wings of the main folds (π S₁ and π S₂); 7 – gnomoprojections of the axial planes of the main folds (π OP); 8– stress axes (σ_1 , σ_2 and σ_3) and hinges of the main folds (W_1 , W_2); 9 – belts; 10 – axial planes of the main folds (gramaprojections).

<u>Diagrams</u>: 1 – contacts and banding of syenites of the central part of the array, 21 measurements, isolines through 2.5-7.5-12.5-22.5 %; 2 – contacts of flat xenoliths of the central part of the array, 28 measurements, isolines through 2-5-9 %; 3 – gneissoids of garnet gneisses in the zone of the northern exocontact of the array, 26 measurements, isolines through 2-6-10 %; 4 – contacts of flat xenoliths and banded gabbro of the western endocontact of the array.

На структурных диаграммах полосчатость и контакты грубополосчатых сиенитовых пород имеют однообразную ориентировку или несколько вытянутое рассеивание по дуге большого круга (рис. 4 диаграмма 1), что дает нам основание говорить об ориентировке поля напряжений во время их формирования в центральной части Снежнинского массива. Ось сжатия (σ_3^{Teq}) имела азимут погружения 266°, угол погружения 32°; ось растяжения (σ_1^{Teq}) — соответственно 83° и 54°; средняя (σ_2^{Teq}) — соответственно, 174° и 2°.

Северная экзоконтактовая зона

Характеризуется преобладающим северовосточным простиранием (аз. пад. 306°, угол пад. 70°) полосчатости биотит-гранатовых гнейсов (безымянская свита), развитием правосдвиговых крутошарнирных синметаморфических асимметричных складок с шарнирами: аз. погр. 304°, угол погр. 70° и осевыми поверхностями: аз. пад. 297°, угол пад. 71° (рис. 4 диаграмма 3). Эти параметры мелких структурных форм указывают, что основное течение материала горных пород здесь происходило на ранних стадиях в плоскости, совпадающей с осевой плоскостью складок в условиях горизонтального северо-восточного сжатия, ориентированного по аз. погр. 73°, угол погр. 12°.

Крутошарнирные складки, в свою очередь, незначительно преобразованы при заключительных фазах пликативной деформации пологошарнирными складками второй генерации также правосторонне-взбросового в плане рисунка, имеющие элементы залегания шарниров — аз. погр. 225°, угол погр. 0-22°; осевой плоскости — аз. пад. 300°, угол пад. 60°. Такая ориентировка и морфология восстановить складок позволяет поле напряжений при их формировании: ось оз была ориентирована по аз. погр. 319°, угол погр. 12°; о1 — соответственно 75° и 64°. В структуры отрыва этого этапа, вероятно, внедрялись скаполитовые пегматитовые жилы района (см. рис. 4, диаграммы 1 и 2). На вторичный (наложенный) характер этих складок указывает деформированная линейность (шарниры мелких складок, агрегаты биотита и кварца) ранних складок, имеющая значительный разброс вдоль пояса наложенных складок.

Западная эндоконтактовая зона

Интенсивное взаимолействие с вмешающими биотит-гранатовыми гнейсами привело к развитию в этой контактовой зоне массива интенсивного разлинзования И формированию асимметричных пологошарнирных сильно сжатых (угол складок 22°) складок течения правосторонне-взбросового рисунка с ориентировкой преобладающих длинных крыльев по аз. пад. 118°, угол пад. 75° и коротких — аз. пад. 300°, угол пад. 72°; с шарнирами — аз. погр. 30°, угол погр. 10° и осевыми поверхностями — аз. пад. 301°, угол пад. 82° (рис. 4, диаграмма 4). Заключительные деформации в этой части массива обусловили формирование надвиговых поверхностей северо-восточного простирания (см. рис. 1).

Элементы залегания складок и их морфология позволяют восстановить поле напряжений, существовавшее при их формировании. Ось сжатия была ориентирована по аз. погр. 292°, угол погр. 34°, ось растяжения соответственно — 135° и 54°.

Жилы пегматитов

Имеют среднестатистическую ориентировку по аз. пад. 210°, угол пад. 20° и перпендикулярны осям растяжения главного поля напряжений, вычисленного по характеру течения габбро-сиенитов (см. рис. 4, диаграмма 1) и кинематическому анализу складок второй генерации (см. рис. 4, диаграмма 3). Этот факт, а также разброс элементов залегания аналогичный элементам залегания линейности, указывает на генетическую связь пегматитов с процессами формирования Снежнинского массива.

Дайки порфиритов

Дайки порфиритов являются самыми молодыми магматическими образованиями

района Снежнинского массива. Они вертикальны и по ориентировке образуют две серии (см. рис. 4, диаграмма 1). Первая имеет азимут простирания 105°, вторая — аз. падения 275°, угол падения 80°. Такое положение даек порфиритов указывает на возможформирование ное ИХ В условиях вертикального воздымания массива (территории) при вертикальной ориентировке оси сжатия и горизонтальной (преимущественно субширотного направления) оси растяжения. Параметры такого поля напряжений, указывают на образование даек вероятно в заключительные стадии геологического развития территории.

Заключение

Таким образом, в формировании изученного нами Снежнинского массива устанавливается двухэтапное формирование интрузий и широкое развитие мелких структурных форм местного локального характера, присущего только данному массиву. На первом этапе внедрились габбровые породы, на втором образовались сиениты (рис. 5).



Рис. 5. Кинематическая модель формирования габбро-сиенитового Снежнинского массива. 1 – габбро; 2 – сиениты; 3 – направление сжатия первого этапа; 4 – сдвиговые усилия второго этапа формирования структуры массива.

Fig. 5. Kinematic model of formation of gabbro-syenite Snezhnaya massif.

1 -gabbro; 2 -syenites; 3 -the direction of compression of the first stage; 4 -shear forces of the second stage of the massif structure formation.

Формирование тектонической структуры массива протекало на фоне четырех этапов деформаций вмещающей рамы и самого массива: два этапа до формирования массива и два после. Изученный массив приурочен к синклинальным складкам второй генерации, но само внедрение контролировалось, скорее всего, складчатыми структурами первого этапа складчатости.

После формирования магматических пород массива и обособления его в качестве самостоятельной структуры произошло, по крайней мере, еще два этапа его преобразований и внедрение даек порфиритов, которое произошло, вероятно, в заключительные стадии геологического развития территории, без всякой связи с эволюцией Снежнинского массива.

Литература

Грудинин М.И. Раннепалеозойский габбросиенитовый Снежнинский массив Юго-М.И. Грудинин, Запалного Прибайкалья / С.В. Рассказов, С.Н. Коваленко, А.М. Ильясова // Геология и геофизика.- 2004.- Т. 45, № 9.- С. 1092-1101.

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

Шафеев А.А. Докембрий Юго-Запалного Хамар-Дабана.- М.: Наука, Прибайкалья и 1970.-179 c.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доиент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, электронная почта: igpug@mail.ru. Kovalenko Sergey Nikolaevich, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664003 Irkutsk, Lenin str., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail.ru. 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. Грудинин Мефодий Иванович, доктор геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет, профессор кафедры динамической геологии, тел.: (3952) 20-16-39.

Вулканизм

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.30

Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Юго-Восточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии

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

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

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

Аннотация. По результатам определений петрогенных оксидов и микроэлементов в глубинных ксенолитах безгранатовых перидотитов из базальтового пьедестала и шлакобазальтовой постройки вулкана Шилийн-Богд проводится разделение пород на группы по степени обеднения—обогащения и влиянию граната на их состав. Устанавливаются процессы обеднения перидотитов с образованием реститов, метасоматоза с обогащением пород легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и смешения различных компонентов перидотитов с флюидным компонентом протомантии. Определяется ограниченный состав группы перидотитовых ксенолитов из пород вулканической постройки в ассоциации с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена. Полученные данные сопоставляются с данными по глубинным перидотитовым ксенолитам из шлаков вулкана Ачагийн-Душ, расположенном в 6 км от вулкана Шилийн-Богд. Делается вывод о различной изменчивости состава глубинных пород под вулканами. Выстраивается последовательность генерации континентальной литосферной мантии.

Ключевые слова: вулканические породы, глубинные ксенолиты, кайнозой, Дариганга.

Compositional Variability of Deep Spinel Peridotite Xenoliths from Late Cenozoic Basalts from the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush Volcanoes of Southeastern Mongolia: Reconstruction of Processes in the Continental Lithospheric Mantle

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

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

Abstract. From major oxides and trace elements in deep-seated xenoliths of garnet-free peridotites from a basalt pedestal and cinder-basalt edifice of the Shiliin-Bogd volcano, rocks are subdivided into groups according to the degree of depletion–enrichment and the effect of garnet on their compositions. Processes of depletion of peridotites with the restite formation, metasomatism with enrichment of rocks in light rare earth elements (REE), and mixing of various components of peridotites with the fluid one of protomantle are established. Limited compositions of peridotite xenoliths from the volcanic edifice associated with anorthoclase and clinopyroxene megacrysts is determined. The data obtained are compared with those on deep-seated peridotite xenoliths from cinder of the Achagiin-Dush volcano located 6 km from the Shiliin-Bogd one. It is inferred that compositions of deep-seated rocks under the volcanoes show different variability. A sequence of generation of the continental lithospheric mantle is reconstructed.

Keywords: volcanic rocks, deep-seated xenoliths, Cenozoic, Dariganga.

Введение

Континентальная и океаническая литосферная мантия образовалась по различным механизмам. В континентальной литосфере создавались ядра первичного (первородного, primordial) мантийного материала в верхних слоях гадейского магматического океана. В ходе эволюции Земли блоки континентальной литосферы вовлекались в переработку и разрастались за счет аккреции океанических и островодужных террейнов. Литосфера океанов создавалась жестким слоем спрединговой базальтовой коры, который наращивался снизу мантийными перидотитами. Возраст океанической литосферной мантии не превышает 280 млн лет. В ее создание мог участвовать первородный материал Земли (Allègre, 1997, 2002).

Недоступная для непосредственного изучения континентальная литосферная мантия изучается в глубинных включениях (ксенолитах) из базальтов. Можно ли определить геохимический эталон первородной литосферной мантии или литосферной мантии, сгенерированной под террейном спрединговой коры или под террейном, образовавшемся в обстановке субдукции? Если в геологическом прошлом террейны океанической или надсубдукционной литосферы интегрировались в континенты, определение геохимического эталона пород глубинных включений могло бы вывести на возможных кандидатов соответствующих тектонотипов литосферной мантии. Понимание происхождения глубинных пород континентальной литосферной мантии требует определения латеральной изменчивости в местонахождениях глубинных включений и последовательной смены состава ксеногенного материала по процессам, которые устанавливаются во взаимосвязанных сериях образцов ксенолитов.

Опыт изучения глубинных включений из базальтов кайнозойских вулканических полей Байкальской рифтовой системы показывает, что в одних случаях они дают в целом общую характеристику литосферной мантии, в других – обнаруживают индивидуальность. На Удоканском вулканическом поле, образовавшемся в ее северо-восточной части на краю архейского блока, был установлен спектр весьма разнообразных ассоциаций глубинных включений, менявшихся во времени и пространстве в зависимости от состава и возраста вмещающих вулканических пород (Рассказов, Чувашова, 2018). В базальтах Тункинской рифтовой долины югозападной части рифтовой системы, унаследовавшей структуру Слюдянского кристаллического комплекса, ассоциации глубинных включений также отчётливо менялись и во времени, и в пространстве (Рассказов и др., 1992, 2010; Аило и др., 2021). В четвертичных базанитах юго-западной окраины Окинского вулканического поля были обнаружены ассоциации включений с глубинными и малоглубинными мегакристаллами клинопироксена. Местонахождения расположены на расстоянии 3 км одно от другого. С глубинными мегакристаллами (более магнезиального и крупного) клинопироксена ассоциируются мегакристаллы ортопироксена и крупные, овальные ксенолиты шпинелевых, шпинель-гранатовых перидотитов, клинопироксенитов, с малоглубинными – мегакристаллы плагиоклаза и щелочного полевого шпата и также ксенолиты шпинелевых, шпинель-гранатовых перидотитов, но меньшего размера и угловатой формы (Рассказов и др., 1990). На восточной окраине Витимского вулканического поля изучались ассоциации глубинных включений с гранатом, связанные с извержениями пикробазальтов на рубеже раннего-среднего миоцена и с извержениями базанитов квартера. Установлено, что с течением времени температура в глубинных породах возросла приблизительно на 50-100 °С (Ащепков, 1991).

Изучение вулканических пород Монголии и глубинных включений из них начиналось со статей В.И. Влодавца (Влодавец, Шаврова, 1953; Vlodavets, 1971). В работах 1870–

1980-х гг. и в начале 1990-х (Кепежинскас, 1979; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Геншафт, Салтыковский, 1990; и др.) подчеркивалось различие состава тех и других (особенно мегакристаллов) на Тарят-Чулутынском и Даригангском вулканических полях. В публикациях этих лет указывалось точное местонахождение ассоциаций глубинных пород и места отдельных интересных находок в пределах вулканических построек. На обоих вулканических полях было установлено распространение глубинных включений шпинелевых перидотитов и пироксенитов, а также разнообразных мегакристаллов с локальным проявлением граната. В базальтах Даригангского поля самые глубинные гранатовые перидотиты и мегакристаллы граната были отмечены на вулкане Сэнджитийн-Ундэр.

В работах 1990-2000-х гг. был сделан акцент на изучение единичных образцов глубинных ксенолитов из вулканических пород Монголии и юга Сибири с использованием новых аналитических методов. Полученные по ним данные для Даригангского поля рассматривались как универсальная характеристика глубинных включений всего Байкало-Монгольского региона (Ionov et al., 1992, 1994; Stosch et al., 1995; и др.). К настоящему времени представительные аналитические данные для глубинных ксенолитов из базальтов восточной части Даригангского поля получены пока только на вулкане Ачагийн-Душ в совокупности трех работ (Wiechert et al., 1997; Kononova et al., 2002; Глебовицкий и др., 2007).

В настоящей статье приводятся результаты изучения состава вулканических пород и представительной ассоциации глубинных ксенолитов из них на вулкане Шилийн-Богд Даригангского поля. Полученные результаты сопоставляются с опубликованными данными по расположенному вблизи него вул-Ачагийн-Душ. Цель работы кану определить последовательность процессов генерации континентальной литосферной мантии по серии образцов и оценить характер изменчивости состава литосферного материала под двумя соседними вулканами.

Общая характеристика вулканов

Вулканы Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ находятся на юго-восточной окраине вулканического поля Дариганга, на пересечении субширотной зоны высокомагнезиального вулканизма Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр и предполагаемой по редким находкам высокомагнезиальных пород северовосточной зоны Богдо-Улан - Сулхар. Основное значение субширотной зоны в структуре вулканического поля подчеркивается распространением, наряду с высокомагнезиальными вулканическими породами, мегакристаллов граната и полиминеральных гранатсодержащих нодулей (рис. 1). Возможно, субширотная зона Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр продолжается на сопредельную территорию Китая, на которой также находятся высокомагнезиальные породы (Zhang, Guo, 2016). Их местоположение пока не известно.

Между группами высоко-Мд вулканов с включениями граната Сэнджитийн-Ундэр и Бурун-Толгой-Майхант, простирающимися на восток-северо-восток, имеется разрыв около 20 км, в котором (в районе вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ) субширотная зона Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр трассируется постройками, сближенными между собой и контролирующимися локальными восток-северо-восточными разрывами. Вулкан Ачагийн-Душ объединяется в общую восток-северо-восточную линию с безымянной вулканической постройкой и продолжается к востоку подобным пространственным сочетанием вулканов Богдын-Душ и Шилийн-Богдо-Ула. Севернее двух обозначенных вулканических линий в том же направпротягивается линия четырех лении безымянных вулканов. По отношению к субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр отмеченные линии вулканов образуют сочетание кулис, образовавшихся при извержениях в условиях горячей левосторонней транстенсии (рис. 2).



Рис. 1. Схема пространственного положения района работ относительно зон высокомагнезиальных пород на Даригангском вулканическом поле ((Чувашова и др., 2012) с изменениями).

1– вулканы с высокомагнезиальными породами (MgO 11–16 мас.%); 2– находки гранатсодержащих включений (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3– зона высокомагнезиальных пород; 4– такая же зона, трассированная по редким находкам высокомагнезиальных пород; 5– восток-северо-восточная кулиса в субширотной зоне высокомагнезиальных пород Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр; 6– контур вулканических пород высоко- и умеренно-Mg состава; 7– государственная граница Монголии и Китая; 8– район работ (прямоугольник) и исследуемые вулканы (зеленые кружки). Находки гранатовых лерцолитов на вулкане Барун-Яргойта-Ула показаны по координатам, указанным Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским: 45° 42' с. ш., 114° 05' в. д.

Fig. 1. Scheme of spatial position of a work area relative to zones of high-Mg rocks on the Dariganga volcanic field (modified after (Чувашова и др., 2012)).

1– volcanoes with high-Mg rocks (MgO 11–16 wt %); 2– finds of garnet-bearing inclusions (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3– zone of high-Mg rocks; 4– the same zone, traced by rare finds of high-Mg rocks; 5– east-northeast link in the west–east zone of high-Mg rocks Avgoyt-Ula–Sanjitiin-Under; 6– contour of volcanic rocks of high- and moderate-Mg compositions; 7– the state border between Mongolia and China; 8– area of work (rectangle) and studied volcanoes (green circles). Findings of garnet lherzolites on the Barun-Yargoita-Ula volcano are shown according to the coordinates indicated by Yu.S. Genshaft and A.Ya. Saltykovsky: 45° 42' N, 114° 05' E.



Рис. 2. Распределение вулканических построек и находок граната на восточном окончании субширотной высокомагнезиальной вулканической зоны Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр. Гранат отмечен во включениях пьедестала и штоков вулкана Сэнджитийн-Ундэр и в окисленной лаве вулканического конуса Барун-Яргойта-Ула, расположенного в районе вулкана Ачагийн-Душ (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). Показан фрагмент зоны горячей транстенсии, вписывающийся в восток-северо-восточную высокомагнезиальную вулканическую кулису Унцун – Сэнджитийн-Ундэр (стрелки указывают направление растяжения коры).

Fig. 2. Distribution of volcanic edifices and garnet finds at the eastern end of the west–east high-Mg volcanic zone Avgoyt-Ula–Sanjitiin-Under. Garnet is found in inclusions of the pedestal and stocks of the Sanjitiin-Under volcano and in the oxidized lava of the Barun-Yargoita-Ula volcanic cone located in the area of the Achagiin-Dush volcano (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). A fragment of a zone of hot transtension is shown, which fits into the east-northeast Untsun–Senjitiin-Under high-Mg volcanic link (arrows indicate the direction of crustal extension).

Вулкан Шилийн-Богд находится в 6 км от вулкана Ачагийн-Душ, несколько в стороне от зоны транстенсии (или в ее краевой части). Он представляет собой самую высокую шлако-лавовую вулканическую постройку Даригангского поля (абс. высота 1760 м) – священное место паломничества монголов. Постройка имеет серповидную форму (рис. За, б), открывается к северо-западу и возвышается над лавовым пьедесталом, обнаженным юго-восточнее ее. Диаметр кратера около 700 м. Внутренние склоны кратера пологие, внешние борта постройки – крутые. Перед сходящимися между собой окончаниями кратерного вала выступает небольшой лавовый купол.

В базальтах пьедестала найдены многочисленные полиминеральные глубинные ксенолиты (точка наблюдения (т.н.) MN-09-1452), в шлаках и базальтах постройки – более редкие глубинные ксенолиты с мегакристаллами анортоклаза и глиноземистого авгита (т.н. MN-09-1449–MN-09-1451, MN-10-1704–MN-10-1709). В базальтах купола глубинных включений не обнаружено (т.н. MN-10-1710) (рис. 4).



Рис. 3. Главная вершина вулканической постройки Шилийн-Богд 1760 м (снимок из кратера) (*a*) и фрагмент ее юго-западного кратерного вала (снимок с вершины) (*б*).

Fig. 3. The main peak of the Shiliin-Bogd volcanic edifice 1760 m (image from the crater) (a) and a fragment of its southwestern crater rim (image from the summit) (b).



Рис. 4. Точки опробования базальтов и глубинных включений из них на вулкане Шилийн-Богд (*a*) и профиль АБ через вулканическую постройку (*б*).

Fig. 4. Sampling points for basalts and deep-seated inclusions from them on the Shiliin-Bogd volcano (*a*) and the AB profile through the volcanic edifice (*b*).

На вулкане Ачагийн-Душ (т.н. 107, координаты: 45° 26' с. ш., 114° 32' в. д.) (Геншафт, Салтыковский, 1990) в осыпи восточного и юго-восточного склонов и на западном склоне были отмечены глубинные ксенолиты черных и зеленых перидотитов и пироксенитов с мегакристаллами клинопироксена и анортоклаза. Нами на этом вулкане наблюдалось обнажение красных агглютинатов с включениями перидотитов и мегакристаллов клинопироксена (координаты: 45° 26.033' с. ш., 114° 32.457' в. д.). На северо-западном склоне вулканического конуса (т.н. 8520) была отобрана вулканическая порода и глубинные нодули из нее для аналитических исследований петрогенных и малых элементов (Wiechert et al., 1997). Дополнительные данные по составу глубинных нодулей под таким же номером точки наблюдения приведены в работе (Глебовицкий и др., 2007). Кроме того, опубликованы данные еще по трем образцам из этой же постройки (2229, 2237а и 2237б) без конкретуказания местоположения ного ИХ (Kononova et al., 2002).

Методика аналитических исследований

Аналитические исследования проводились по образцам вулканических пород и глубинных ксенолитов из них, отобранным на вулкане Шилийн-Богд. Петрогенные оксиды определялись классическим методом химического анализа (Сизых, 1985). Микроэлементный состав определялся методом ИСП-МС по методике (Ясныгина и др., 2015) с измерениями на масс-спектрометре Agilent 7500се.

Состав минералов из глубинных нодулей определялся с использованием электронномикроанализатора зондового Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония). В качестве стандартов использовались природные минералы, аттестованные как лабораторные образцы сравнения в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск: альбит (Na, A1), диопсид (Са), оливин (Si, Mg, Fe), ортоклаз (К), апатит (C1, P), F-апатит (F), Мп-гранат (Mn), Crшпинель (Cr), ильменит (Ti), шпинель NiFe₂O₄ (Ni), V₂O₅ (V), ZnS (Zn) и BaSO₄ (Ba).

Породы вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ в систематике пород Даригангского поля

Ряд вулканических пород поля Дариганга разделяется по соотношению La/Yb – MgO на две ветви: ветвь с высоким La/Yb, имеющим отрицательную корреляцию с содержанием MgO (группа I на рис. 5), и ветвь с умеренным и низким La/Yb, коррелирующимся с содержанием MgO (группы II–IV на рис. 5).

Базальты и шлаки постройки Шилийн-Богд (обр. MN-10-706–MN-10-707) относятся к группе II, базальт купола вулкана (обр. MN-10-710) – к группе III. В базальте вулкана Ачагийн-Душ (Wiechert et al., 1997) определено соотношение: MgO = 8.8 мас.%, La/Yb = 13.85. Точка отклоняется вниз относительно общего даригангского тренда групп II–IV и попадает в группу IV.


Рис. 5. Положение базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ на диаграмме La/Yb – MgO вулканических пород поля Дариганга. Группы I–IV обозначают смену источников вулканических пород. В группах I–II содержатся высоко-Mg и умеренно-Mg породы, в группах III–IV – только умеренно-Mg породы (Чувашова и др., 2012).

Fig. 5. Position of the basalts from the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes on the La/Yb vs MgO diagram of volcanic rocks from the Dariganga field. Groups I–IV indicate a change in sources of volcanic rocks. Groups I–II contain high-Mg and moderate-Mg rocks, while groups III–IV contain only moderate-Mg rocks (Чувашова и др., 2012).

Группирование перидотитовых ксенолитов из пород вулкана Шилийн-Богд по соотношению легких и тяжелых РЗЭ

Систематика глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов основывается на оценках влияния граната на компонентный состав глубинных пород, поскольку в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр встречаются не только безгранатовые, но и гранатсодержащие глубинные включения (см. рис. 2). Иттербий концентрируется в гранате. В литосферной мантии гранат является неустойчивой минеральной фазой. При снижении давления он распадается в плагиоклаз-шпинелевые симпликтитовые агрегаты и удаляется из парагенезиса. Концентрация Yb в породе могла возрастать, если в ней изначально присутствовала фаза граната, и снижаться, если такая фаза изначально отсутствовала. В процессе преобразования пород гранат распадается, но остаются его геохимические следы. По высокой концентрации Yb в глубинных ксенолитах, испытавших преобразования, обозначается гранатоподобная тенденция. В систематике пород учитывается также их обеднение и обогащение относительно состава общего мантийного компонента (OMAK).

На диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n фигуративные точки пород глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд образуют лучи, расходящиеся из общего центра: (La/Yb)_n=1, Yb_n=1.6 (рис. 6а). Фигуративные точки пород распределяются относительно общего состава в три квадранта, начиная от составов, обедненных La. В квадрант I протягивается тренд 1 относительного снижения (La/Yb)_n (обеднения пород) с относительным возрастанием Yb_n (проявление гранатоподобного эффекта). В квадранты II и III от общего состава протягиваются тренды относительного возрастания (La/Yb)_n (обогащения пород) с относительным возрастанием Yb_n (тренды 2a, 2б и 2в проявления гранатоподобного эффекта) и снижением Yb_n (тренд 3 отсутствия

гранатоподобного эффекта). В квадранте IV из базальтов вулкана Шилийн-Богд отсутфигуративные точки глубинных ксенолитов ствуют.



Рис. 6. Диаграммы (La/Yb)_n – Yb_n (*a*) и (La/Yb)_n – Yb_n (*б*) глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Цифрами в кружках обозначены тренды точек, исходящие из общего центра. В квадранте II выделяется группа 2 (2а,б,в), разделяющаяся на подгруппы 2а, 2б и 2в. В этом же квадранте штриховой линией выделено фигуративное поле и косой чертой помечены значки шести глубинных ксенолитов, отобранных из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709), значки без косой черты – ксенолиты из базальтового пьедестала вулкана (т.н. MN-09-1452). Для нормирования использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 6. $(La/Yb)_n$ vs Ybn (*a*) and $(La/Yb)_n$ vs Ybn (*b*) diagrams of deep-seated peridotite xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Numbers in circles indicate the trends of data points starting from the common center. Stands out in quadrant II is group 2 (2a,b,c), which is divided into subgroups 2a, 2b, and 2c. In the same quadrant, a data field is marked with a dashed line and the symbols of six deep-seated xenoliths selected from the slag-lava volcanic edifice (sites MN-10-1704, 1707, 1709) are marked with a slash; the symbols without a slash are xenoliths from a basalt pedestal volcano (site MN-09-1452). For normalization, the chondrite composition is used after (McDonough and Sun, 1995).

В квадрантах I и II находятся породы с повышенной концентрацией Yb, в квадранте III – породы с его пониженной концентрацией. Соответственно, породы тренда 1а интерпретируются как результат смешения общего компонента с обедненным компонентом, отражающим проявление гранатоподобного эффекта, а тренд 3 - как свидетельство смешения общего компонента с обогащенным компонентом преобразованбезгранатового субстрата. Тренды ного квадранта II (2а, 2б и 2в) характеризуют смешение общего компонента с обогащенным материалом, в котором проявлен гранатоподобный эффект.

В квадрантах I и III представлено приблизительно одинаковое количество образцов шилийнбогских ксенолитов из базальтового пьедестала, что может свидетельствовать о равнозначности проявления обогащенных и обедненных (комплементарных между собой) групп пород этих квадрантов в области источника ксенолитов. Преобладание точек в квадранте II (при отсутствии в комплементарном квадранте IV) характеризует главную составляющую пород области источника ксеногенного материала в базальтовом пьедестале и шлако-базальтовой постройке вулкана.

На диаграмме (La/Yb)_n – Nd_n фигуративные точки пород глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд также разделяются на тренды. В общей точке $(La/Yb)_n$ = 1, Nd_n =1.1 отчетливо сходятся между собой тренды групп 1 и 3. Тренд группы 3 приобретает наклон, свойственный трендам квадранта II (рис. 6б).

Все проанализированные образцы из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709) (см. рис. 3) относятся к трендам квадранта II панели *а*. Если рассматривать только глубинные включения из вулканической постройки, какихлибо трендов не получается. Тренды, сходящиеся в общие центры на обеих диаграммах, характеризуют область источника ксеногенного материала, захваченного базальтовыми расплавами пьедестала вулкана Шилийн-Богд.

На диаграмме Mg/Si – Al/Si (рис. 7) точки глубинных ксенолитов из пьедестала вулкана Шилийн-Богд образуют тренд от первичного состава силикатной Земли с возрастанием отношения Mg/Si и снижением отношения Al/Si. Такой тренд предполагает образование реститов, в которых спектры РЗЭ должны меняться от близких хондритовому до обедненным легкими РЗЭ. Однако породы ксенолитов с повышенными Mg/Si и пониженными Al/Si не только обеднены легкими РЗЭ, но и обогащены ими.



Рис. 7. Диаграмма Mg/Si – Al/Si глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 6. Прямоугольниками показаны оценки состава первичной силикатной мантии Земли (Jagoutz et al., 1979; Крёнер и др., 1987), малыми серыми кружками – составы ксенолитов из вулканических пород и кимберлитов Мира (Pearson et al., 2014). Ксенолиты из базальтов вулкана Шилийн-Богд находятся в наименее деплетированной части этого тренда. **Fig. 7**. Mg/Si vs Al/Si diagram for deep-seated xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 6. Rectangles indicate estimates of the composition for the primary silicate mantle of the Earth (Jagoutz et al., 1979; Kpёнер и др., 1987), small gray circles show compositions of xenoliths from volcanic

rocks and kimberlites of the world (Pearson et al., 2014). Xenoliths from the basalts of the Shiliin-Bogd

volcano are in the least depleted part of the trend. В соотношении петрогенных элементов (рис. 7) отчетливо сохраняется группирование фигуративных точек, выявленное по РЗЭ (см. рис. 6), но без лучевого распределения относительно состава первичной силикатной мантии Земли. Точки пород группы 1 (с обедненным составом РЗЭ) слабо смещены от первичного состава мантии. Точки пород группы 3 (с обогащенным составом РЗЭ) смещены дальше по тренду деплетирования. Следовательно, породы группы 1 содержат компонент рестита, слабо истощенного частичным плавлением первичного состава силикатной Земли, а породы группы 3 – более истощенный реститовый компонент.

Первый из них не был обогащен, второй – претерпел вторичное обогащение легкими РЗЭ.

На диаграмме Mg/Si – Al/Si породы подгруппы 2б близки породам группы 3. Эти породы содержат компонент сильно истощенного рестита. Породы подгрупп 2a и 2в смещены ближе к первичному составу силикатной Земли и, следовательно, были производными менее истощенного рестита.

Проанализированные образцы ксенолитов из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709) образуют на 39диаграмме Mg/Si – Al/Si тренд, в целом не совпадающий с трендом ксенолитов пьедестала вулкана (т.н. MN-09-1452). При высоких значениях Mg/Si и низких Al/Si этот тренд сходится с трендом ксенолитов пьедестала вулкана, а при повышенных значениях Mg/Si и низких Al/Si – расходится. Обр. MN-10-1704/2 заметно отличается высокими значениями Mg/Si и низкими Al/Si от двух других образцов подгруппы 2а, хотя по микроэлементам эти породы относятся к одной подгруппе.

Гранатоподобный геохимический облик пород ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд получается на диаграмме Sc – Y (рис. 8). Поведение Sc и Y в породах группы 2а,б,в отличается от их поведения в породах групп 1 и 3, поскольку оба компонента, подобно Yb, концентрируются в гранате. В двух образцах реститов подгруппы 26 со-

держания Sc и Y существенно различаются между собой. Концентрации Sc и Y в породах подгруппы 2а возрастают относительно пород подгруппы 2в, что может быть следствием обогащения пород флюидным компонентом, равновесным с гранатом. Повышенная концентрация Sc определена при сравнительно узком диапазоне У в пяти из шести ксенолитов, отобранных из шлаколавовой постройки, и только в четырех ксенолитах из девятнадцати, вовлеченных в работу из ее пьедестала. Концентрации Sc и Y в породах группы 3 снижаются относительно пород группы 1, что может быть следствием истощения этими компонентами реститов группы 3 без последующего обогашения ими.



Рис. 8. Диаграмма Sc – У глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 6. Косой чертой помечены значки шести ксенолитов, отобранных из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. МN-10-1704, 1707, 1709), значки без косой черты – ксенолиты из базальтов пьедестала (т.н. MN-09-1452). Показано приблизительное положение состава рестита до его преобразования метасоматическими флюидами.

Fig. 8. Sc vs Y diagram for deep-seated peridotite xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 6. The slash marks symbols of six xenoliths taken from the cinder-lava volcanic edifice (sites MN-10-1704, 1707, 1709); those without a slash – xenoliths from basalts of the pedestal (site MN-09-1452). The approximate position of a restite composition before its transformation by metasomatic fluids is shown.

Петрографическая характеристика пород глубинных ксенолитов

Шпинелевые перидотиты всех трех групп ксенолитов – крупнозернистые породы, сложенные в основном изометричными зернами оливина. Другие минеральные фазы (ортопироксен, клинопироксен, шпинель), тонкозернистые минеральные агрегаты, оливин и шпинель второй генерации (шпинель-2) занимают интерстиции между крупными зернами оливина. Ортопироксен в соизмеримых с крупными оливинами зернах имеют давленый облик. В нем развивается тонкая трещиноватость, подчеркивающая границы давленых зерен этого минерала на фоне недеформированных оливиновых зерен. Клинопироксен и шпинель имеет спорадическое распределение. Содержание этих минералов варьируется от единичных зерен до 10 % и более.

В породах группы 1 (реститах) давленые зерна ортопироксена часто вытянуты вдоль границ зерен оливина (рис. 9а, б). Отмечается их пластинчатое угасание (рис. 9в). В скрещенных николях, при почти полном угасании, на черном фоне в ортопироксенах наблюдаются серые пятна (рис. 9г). Часть

зерен ортопироксена не имеет признаков деформаций (рис. 9г). Мелкие зерна клинопироксена и шпинели в породах этой группы рассеяны в оливин-ортопироксеновой матрице. Тонкозернистые минеральные агрегаты с включениями шпинели-2 пронизывают всю основную массу породы. Шпинель-2 принимает причудливую форму, занимая межзерновое пространство. Обособления шпинели-2 переходят в тонкозернистые оливин-полевошпатовые агрегаты. Приуроченность этих образований к краям ортопизерен (рис. 9a.в) роксеновых свидетельствует об образовании тонкозернистых минеральных агрегатов в результате инконгруэнтного плавления ортопироксена. Обычно такой процесс развивается на контакте ортопироксена с базальтовым расплавом, но в данном случае тонкие минеральные агрегаты распространяются по всей породы глубинного включения. массе Наблюдается серийная размерность оливиновых и ортопироксеновых зерен. На фоне крупных (1.5-2.0 мм) зерен основной массы обособляются более мелкие зерна (0.3-1.0 мм) и в центре обособленной группы находится минеральный агрегат и шпинель-2 (рис. 9а).



Рис. 9. Фотографии фрагментов шлифа обр. МN-09-1452/5 (группа 1) (объяснения в тексте). Обозначения: Ol– оливин, Opx– ортопироксен, Agr– межзерновой оливин-полевошпатовый агрегат, Sp2– шпинель второй генерации, связанная с кристаллизацией межзернового мезостазиса. Николи скрещены.

Fig. 9. Photographs of fragments of a thin section of sample MN-09-1452/5 (group 1) (explanations in the text). Designations: Ol– olivine, Opx– orthopyroxene, Agr– intergranular olivine-feldspar aggregate, Sp2– spinel of the second generation associated with the crystallization of intergranular mesostasis. Nicols are crossed.

В породах группы 2 (вторично обогащенных реститах с гранатоподобной геохимической спецификой) деформированы все зерна ортопироксена. Наблюдается их деформация, направленная со стороны новообразованных мелких зерен оливина (рис. 10а), которые на контакте с ортопироксеном приобретают совершенную кристаллографическую огранку (рис. 10б). В преимущественно оливиновой породе встречаются скопления зерен ортопироксена, зубчатые границы которых трассируются оливинполевошпатовыми агрегатами, включающими шпинель-2. Агрегаты со шпинелью-2 местами переходят в трещины, заполненные полевым шпатом (плагиоклазом). Такой переход наблюдается в шлифе обр. MN-10-1704/2 из вулканической постройки (подгруппа 2а) (рис. 10г). В шлифе обр. MN-09-1452/13 (подгруппа 2в) имеется изогнутая трещина с прямыми ограничениями, заполненная полевым шпатом (плагиоклазом) (рис. 10в).



Рис. 10. Фотографии фрагментов шлифов обр. МN-09-1452/13 (подгруппа 2в) (*а–в*) и обр. MN-10-1704/2 (подгруппа 2а, вулканическая постройка) (*г*) (объяснения в тексте). Обозначения см. на рис. 9. Дополнительное обозначение: Fsp– полевой шпат.

Fig. 10. Photographs of fragments of a thin section of sample MN-09-1452/13 (subgroup 2c) (a-e) and sample MN-10-1704/2 (subgroup 2a, volcanic edifice) (e) (explanations in the text). Designations are as in Fig. 9. Additional designation: Fsp– feldspar.

В шлифе породы группы 3 (вторично обогащенном рестите с безгранатовой геохимической характеристикой) наблюдаются вторичные изменения, подобные изменениям в породах групп 1 и 2. Крупное (3 мм) зерно шпинели первой генерации (шпинель-1) изменено. В проходящем свете в шпинели видны параллельные пластинки непрозрачного рудного минерала. Зерно ортопироксена замещается агрегатом мелких оливиновых зерен, объединяющихся в единое зерно амебовидной формы (рис. 11а). Тонкозернистые агрегаты со шпинелью-2 образуются не только на границах ортопироксеновых зерен, но и в стыках зерен оливина (рис. 11б). При больших увеличениях видна одинаковая ориентировка оптической индикатрисы оливиновых фрагментов (выступов амебовидного оливинового зерна). Наблюдаются индивидуализированные кристаллы полевого шпата (рис. 11в). Тонкозернистый агрегат развивается по изъеденной границе между крупными оливиновыми зернами (рис. 11г).



Рис. 11. Фотографии фрагментов шлифа обр. МN-09-1452/11 (группа 3). Обозначения см. на рис. 9. Дополнительное обозначение: Sp1– крупное (3 мм) измененное зерно шпинели первой генерации (объяснения в тексте).

Fig. 11. Photographs of fragments of a thin section of sample MN-09-1452/11 (group 3). Designations are as in Fig. 9. Additional designation: Sp1– large (3 mm) modified spinel grain of the first generation (explanations in the text).

Сопоставление состава глубинных ксенолитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ

Глубинные нодули из точки опробования 8520 вулканического конуса Ачагийн-Душ (Wiechert et al., 1997; Глебовицкий и др., 2007) на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n (рис. 12а) отчетливо подразделяются на две контрастные группы пород обедненного и обогащенного состава. Точки распределяются главным образом в квадранты I и III. В квадрантах II и IV находится только по две фигуративные точки глубинных ксенолитов из конуса Ачагийн-Душ, которые могут рассматриваться как аномальные (например, жила ксенолита (обр. 8520-5v) постройки Ачагийн-Душ).

На диаграмме (La/Yb)_n – Nd_n (рис. 126) все обогащенные породы ксенолитов находятся в квадранте II. Глубинные породы из пирокластики конуса Ачагийн-Душ отличаются от глубинных пород из лавового пьедестала вулкана Шилийн-Богд тем, что не обтренда к общему мантийному разуют компоненту и сопоставляются в этом отношении с глубинными породами из пирокластической постройки вулкана Шилийн-Богд (также не образующих тренда, но имеющих пониженное значение (La/Yb_n)). Обедненные породы ксенолитов из пирокластики конуса Ачагийн-Душ, в отличие от обедненных пород из лавового пьедестала вулкана Шилийн-Богд, не обнаруживают тренда смешения с общим компонентом и распределяются в квадранты I и IV.

На диаграмме Mg/Si – Al/Si (рис. 13) фигуративное поле обедненных пород вулкана Ачагийн-Душ ((La/Yb)_n<1) соответствует реститам, близким по составу к первичной силикатной мантии Земли со слабым возрастанием Mg/Si и снижением Al/Si. Фигуративное поле обогащенных пород (высокое (La/Yb)_n) (см. рис. 12) на диаграмме Mg/Si – Al/Si (рис. 13) продолжает реститовый тренд с дальнейшим возрастанием Mg/Si и снижением Al/Si. Следовательно, по петрогенным оксидам в обогащенных ачагийндушских ксенолитах группы За,б реститовая тенден-

ция проявлена сильнее, чем в ксенолитах групп 1а,б. Обогащенный состав жилы ксенолита (обр. 8520-5v) постройки Ачагийн-Душ отличается от других ачагийндушских обогащенных пород высоким Al/Si и расходится по повышенному Mg/Si с подобным обогащенным составом ксенолита подгруппы 2а (обр. MN-10-1704/2) постройки Шилийн-Богд.



Рис. 12. Диаграммы (La/Yb)_n – Yb_n (*a*) и (La/Yb)_n – Yb_n (*б*) глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Данные по точке наблюдения (т.н.) 8520 (Wiechert et al., 1997; Глебовицкий и др., 2007). Прямоугольниками выделены три образца, отобранные отдельно и проанализированные в работе (Kononova и др., 2002). Для сопоставления показаны фигуративные поля 1, 2a,б,в и 3 глубинных нодулей из базальтов вулкана Шилийн-Богд и исходный состав на схождении лучей рис. 6. В квадранте I обозначены тренды 1a и 16 группы 1a,б, в квадранте III– тренд 3а–36 группы 3a,б. Обр. 8520-5v (жила) имеет аномальный состав и показан отдельно от групп 1a,б и 3a,б. Для нормирования использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 12. $(La/Yb)_n$ vs Ybn (*a*) and $(La/Yb)_n$ vs Ybn (*b*) diagrams of deep-seated xenoliths from basalts of the Achagiin-Dush volcano compared with those from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Data for observation site 8520 (Wiechert et al., 1997; Глебовицкий и др., 2007). Rectangles indicate three samples taken separately and analyzed in (Kononova et al., 2002). For comparison, data fields 1, 2a,b,c and 3 of deep-seated nodules from basalts of the Shiliin-Bogd volcano and the initial composition at the convergence of trends from Fig. 6 are shown. In quadrant I, trends 1a and 1b of group 1a,b are indicated, in quadrant III, trend 3a–3b of group 3a,b. A sample 8520-5v (vein) of an anomalous composition is shown separately from groups 1a,b and 3a,b. For normalization, the chondrite composition is used after (McDonough and Sun, 1995).



Рис. 13. Диаграмма Mg/Si – Al/Si глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 12. Для сопоставления приведены контуры фигуративных полей ксенолитов групп 1–3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд и оценки состава первичной мантии Земли (рис. 7).

Fig. 13. Diagram of Mg/Si – Al/Si for deep-seated xenoliths from basalts of the Achagiin-Dush volcano compared with those from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 12. For comparison, the contours of the data fields of xenoliths of groups 1-3 from basalts of the Shiliin-Bogd volcano and estimates of the composition of the Earth's primordial mantle from Fig. 7 are shown.

Группа из шести образцов, отобранных на вулкане Ачагийн-Душ А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом (1984, 1985), сопоставляется на диаграмме Mg/Si – Al/Si (рис. 13) с обедненными породами группы 1а,б, смещенными к составу первичной мантии. Один из трех образцов, проанализированных В.А. Кононовой и др. (Kononova et al., 2002), характеризует на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n конечный состав тренда 1а в квадранте I (обр. 2229, черный лерцолит), другой (обр. 22376, черный лерцолит) – состав в квадранте III, третий (обр. 2237а, зеленый лерцолит) – промежуточный состав в квадранте II. На диаграмме Sc – Y фигуративное поле обедненных пород группы 1а,б глубинных ксенолитов конуса Ачагийн-Душ перекрывается с фигуративным полем обедненных пород группы 1 глубинных ксенолитов из базальтов пьедестала вулкана Шилийн-Богд. Подгруппы обогащенных пород глубинных ксенолитов 3а,б конуса Ачагийн-Душ характеризуются пониженной концентрацией Sc при широких вариациях Y. C группой 3 обогащенных пород ксенолитов пьедестала вулкана Шилийн-Богд сопоставляются только самые низкоиттриевые ксенолиты группы 3а,б из пород конуса Ачагийн-Душ (рис. 14).



Рис. 14. Диаграмма Sc – Y глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 12. Для сопоставления показаны контуры фигуративных полей ксенолитов групп 1–3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд и приблизительное положение пород рестита до его преобразования метасоматическими процессами (см. рис. 8).

Fig. 14. Sc–Y diagram of deep-seated peridotite xenoliths from basalts of the Achagiin-Dush volcano compared with those from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 12. For comparison, the contours of the data fields of xenoliths of groups 1-3 from basalts of the Shiliin-Bogd volcano and the approximate position of the restite rocks before its transformation by metasomatic processes are shown (see Fig. 8).

Соотношение Th/Yb – Nb/Yb в глубинных перидотитах

На этой диаграмме фигуративные точки глубинных ксенолитов обедненных пород группы 1 из базальтов вулкана Шилийн-Богд рассеяны около тренда OIB+MORB, вдоль которого распределяются точки глубинных включений шпинелевых и гранатовых перидотитов из вулканических пород Витимского вулканического поля (рис. 15а). Три фигуративные точки обедненных глубинных пород группы 1а,6 с вулкана Ачагийн-Душ попадают в фигуративное поле глубинных пород с вулкана Шилийн-Богд. Большинство точек этой группы образует прямые тренды 1а и 1б, сходящиеся между собой в точке общего компонента OK(1a,б), который имеет предельно низкие отношения Th/Yb и Nb/Yb. Тренд 1а протягивается параллельно оси абсциссе (Th/Yb = const), тренд 16 – параллельно тренду OIB+MORB. Группа 1 обедненных глубинных пород с вулкана Шилийн-Богд находится во входящем углу между трендами 1а и 16 (рис. 15б).

Фигуративное поле точек ксенолитов обогащенных пород групп 2а,б,в и 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд смещены выше тренда OIB+MORB и перекрывается фигуративным полем точек ксенолитов обогащенных пород группы 3а,б из пород вулкана Ачагийн-Душ.



Рис. 15. Диаграмма Th/Yb – Nb/Yb для глубинных перидотитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд (*a*) и Ачагийн-Душ (*б*). Условные обозн. см. рис. 12. OK(1a,6) – общий компонент сходящихся трендами 1a и 1б глубинных пород вулкана Ачагийн-Душ. Для сравнения показаны тренд OIB+MORB соответствующих составов (McDonough, Sun, 1995) и поле фигуративных точек глубинных включений из пород Витимского вулканического поля на этом тренде по данным из работ (Ionov et al., 2005; Глебовицкий и др., 2007).

Fig. 15. Th/Yb vs Nb/Yb diagram for deep-seated peridotites from basalts of Shiliin-Bogd (*a*) and Achagiin-Dush (δ) volcanoes. Symbols are as in Fig. 12. OK(1a, δ) is the common component of converging trends 1a and 16 of deep-seated rocks from the Achagiin-Dush volcano. Shown for comparison are the OIB+MORB trend of respective compositions (McDonough and Sun, 1995) and the field of data points of deep-seated inclusions from rocks of the Vitim volcanic field corresponded to this trend (data from (Ionov et al., 2005; Glebovitsky et al., 2007)).

Оценка РТ-параметров глубинных перидотитов

РТ-параметры выделенных групп перидотитовых ксенолитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ рассчитаны по клинопироксеновому термометру и барометру (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Точки пород групп 1 и 2 из базальтов пьедестала вулкана Шилийн-Богд образуют РТ-тренд, подобный тренду геотермы пород глубинных включений из вулканических пород Витимского вулканического поля с отклонением от этого тренда (чуть выше кондуктивной геотермы 70 мВт/м²) точек группы 3 глубинных включений пьедестала этого вулкана (рис. 15а). Подобным образом, точки пород группы 1а,б из базальтов вулкана Ачагийн-Душ выстраиваются вдоль геотермы пород глубинных включений из вулканических пород Витимского вулканического поля, тогда как точки пород группы 3а,б отклоняются от этого тренда и располагаются вдоль кондуктивной геотермы 70 мВт/м² (рис. 16б).



Рис. 16. РТ-параметры глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд (*a*) и Ачагийн-Душ (δ). Расчет выполнен по клинопироксеновому термометру и барометру (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Условные обозначения групп см. на рис. 6 и 12. На панели *a* использованы новые неопубликованные данные авторов, на панели δ – данные из работ (Wiechert et al., 1997; Kononova et al., 2002; Глебовицкий и др., 2007). Положение геотермы глубинных включений из пикробазальтов и Mg-базанитов Витимского вулканического поля из работ (Ionov et al., 2005; Ashchepkov et al., 2017). **Fig. 16.** PT parameters of deep-seated xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd (*a*) and Achagiin-Dush (*b*) volcanoes. Calculation was performed using a clinopyroxene thermometer and barometer (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Symbols of groups are from Figs 6 and 12. New unpublished data of the authors are used in panel *a*, and data from (Wiechert et al., 1997; Kononova et al., 2002; Glebovitsky et al., 2007) are used in panel *b*. The position of the geotherm of deep-seated inclusions from picrobasalts and Mg-basanites of the

Vitim volcanic field is from (Ionov et al., 2005; Ashchepkov et al., 2017).

Точки пород ксенолитов группы 1 из базальтов вулкана Шилийн-Богд частично перекрываются с точками пород ксенолитов группы 1а,б из базальтов вулкана Ачагийн-Душ, тогда как точки пород ксенолитов группы 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд явно смещены ниже точек пород ксенолитов группы 3а,б из базальтов вулкана Ачагийн-Душ.

В глубинных включениях из базальтов обоих вулканов гранат отсутствует. По оценкам (Салтыковский, Геншафт, 1984) равновесие гранат-шпинелевых перидотитов из базальтов вулкана Майхант соответствует давлению 2.2 ГПа и температуре 1050 °C. Точка такого гранатового парагенезиса опускается ниже кондуктивной геотермы пород группы 3а,б из базальтов Ачагийн-Душ и вписывается в конвективную геотерму рис. 16б.

Обсуждение

Глубинные породы могли образоваться под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ во время становления литосферы в гадейском магматическом океане и подвергаться преобразованиям в течение всей геологической истории Земли вплоть до кайнозоя, когда выплавлялись и извергались базальтовые расплавы, выносившие глубинные нодули на земную поверхность. Точки перидотитовых ксенолитов находятся в реститовом поле диаграммы Mg/Si - Al/Si, но на диаграммах РЗЭ они группируются вокруг обшего мантийного компонента (ОМАК). Закономерно появляется вопрос – может ли ОМАК представлять собой компонент первичной (первородной) силикатной мантии? Чтобы выяснить природу установленных фактов, мы рассмотрим роль компонентов протомантии в источниках базальтов новейшего геодинамического этапа, происхождение общего мантийного компонента в глубинных перидотитовых ксенолитах, последовательность преобразования глубинных пород под вулканом Шилийн-Богд и, наконец, сходства и различия глубины, состава и условий проявления перидотитов из области ксеногенного материала под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ.

Роль компонентов протомантии в источниках базальтов новейшего геодинамического этапа

Новейший геодинамический этап Азии характеризуется вулканизмом, отражающим эволюцию Земли в последние 90 млн лет, которая привела к ее современному состоянию (Рассказов, Чувашова, 2013). Начало новейшего геодинамического этапа совпало во времени с изменением характера модуляций параметров орбитального вращения Земли около 86-85 млн лет назад (Ma et al., 2017). На новейшем этапе первородная мантия активизировалась, что нашло выражение в изотопно-геохимических характеристиках излившихся базальтов. По изотопным отношениям ураногенного Pb в базальтах новейшего геодинамического этапа в разных регионах Азии определены источники LOMU (низкого $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$) и ELMU (повышенного µ), соответствующие времени существования гадейского магматического океана. На диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb фигуративные точки базальтов из источников ранней Земли образуют тренды, вписывающиеся в наклоны геохрон возрастного интервала 4.54-4.44 млрд лет (Rasskazov et al., 2020; Чувашова и др., 2022).

Для вулканических пород Дариганги распределение точек на диаграмме ураногенных изотопных отношений Pb интерпретируется с точки зрения эволюции протомантийных источников при их обеднении, обогащении и омоложении (Chuvashova et al., 2022). Протомантийный источник вулканических пород определяется максимальным значением ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, соответствующим геохроне 4.46 млрд лет. Фигуративные точки пород вулканических полей Абага и Далинуор сопредельной территории Северного Китая смещены правее И относятся к протомантийному источнику, который также определяется самым высоким значением ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, приблизительно соответствующим геохроне 4.44 млрд лет. Эта геохрона обозначает компонент протомантии ELMU финального отвердевания гадейского магматического океана (Rasskazov et al., 2020).

На диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb точки базальтов Дариганги, наряду с протомантийными характеристиками, дают вторичные изохроны, наклоны которых соответствуют возрастам 3.69, 2.16 млрд лет и 1.74 млрд лет. Точки базальтов сопредельных вулканических полей Китая (Абага и Далинуор) аппроксимируются вторичной изохроной, наклон которой соответствует возрасту 3.39 млрд лет. Одна точка пород Далинуора (обр. 100913-1 (Zhang, Guo, 2016)) попадает в поле точек Дариганги. В целом в источниках вулканических пород Дариганги, Абаги и Далинуора определяется становление глубокой части мантии от времени отвердевания гадейского магматического океана до 1.74 млрд лет назад (Chuvashova et al., 2022).

Породы вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ имеют низкие концентрации несовместимых элементов и относятся к группам III и IV на рис. 5. Они отличаются от высокощелочных вулканических пород (с содержаниями несовместимых высокими элементов), в которых глубинные включения встречаются наиболее части. Возможно, такая специфика состава вулканических пород связана с понижением концентраций несовместимых элементов в примеси к расплавам этих вулканов компонента глубинного материала протомантии. Это предположение требует дополнительной аргументации.

Происхождение общего мантийного компонента в глубинных перидотитовых ксенолитах

Изменение пород, наблюдаемое в шлифах (рис. 9-11), свидетельствует о развитии процессов кристаллизации новообразованных минералов вдоль границ крупных зерен в связи с проникновением флюидов. Процессы привноса материала флюидами устанавливаются во всех шилийнбогдских группах пород. Привнесенный материал дает состав общего компонента глубинных пород. Лучевой характер распределения фигуративных точек ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n (см. рис. 6) воспринимается как свидетельство преобразования литосферного материала с обедненными и обогащенными характеристиками протомантийными флюидами, представляющими собой компонент с геохимической характеристикой, близкой к хондритовой ((La/Yb)_n =1, Yb_n=1.6).

Реститовые ксенолиты группы 1 из базальтов вулкана Шилийн-Богд обнаруживают слегка обедненные спектры РЗЭ и дают небольшое смещение относительно состава первичной силикатной мантии с возрастанием Mg/Si и понижением Al/Si. Породы других групп ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд имеют на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n обогащенные характеристики и признаки более существенного обеднения в результате частичного плавления (выраженного в возрастании Mg/Si и снижении Al/Si), частично компенсированного в результате проникновения материала общего компонента.

Глубинные протомантийные флюиды отличаются от малоглубинных по изотопным характеристикам благородных газов: He, Ar, Ne и Xe (Allègre, 1997, 2002). Определения изотопного состава Не в оливинах из ксенолитов, отобранных из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам и вулканических пород сопредельной территории Тарят-Чулутынского вулканического поля, а также из вулканических пород бассейна Джиды, показали сравнительно низкие отношения ³He/⁴He: 9.5±0.5R_a для тарят-чулутынских оливинов и 8.12 ± 0.2R_а – для джидинских. Полученные нормированные отношения ³Не/⁴Не к атмосферному значению (R_a) были близки к значению MORB, поэтому был сделан вывод об отсутствии какого-либо привноса первичного глубинного компонента в литосферную мантию этих территорий (Barry et al., 2007). В этой работе гелий извлекался для изотопного анализа, однако, из монофракции крупных зерен оливина глубинных ксенолитов. Петрографические наблюдения в ксенолитах из базальтового пьедестала вулкана Шилийн-Богд свидетельствуют о просачивании флюидов между крупными оливиновыми и пироксеновыми зернами, которое сопровождалось новообразованием мелкозернистой генерации оливиновых зерен (см. рис. 9-11). Крупные оливины могли сохранять газовую фазу, характерную для литосферы. Очевидно, что для регистрации флюидного привноса глупротомантийного компонента. бинного нужно проводить анализ отношения ³He/⁴He в новообразованных мелких оливиновых зернах.

Кроме оливина, в межзерновом мезостазисе перилотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд кристаллизовалась шпинель. Подобно тому, как оливин второй генерации отличается от оливина первой генерации малым размером зерен, шпинель второй генерации (шпинель-2) также отличается от шпинели первой генерации (шпинель-1) резким уменьшением размера зерен. На рис. 17 отчетливо видна обособленность фигуративного поля шпинели-2 шилийнбогдских ксенолитов от ачагийндушской шпинели по низким значениям хромистости (Cr#Sp = 100×Cr/(Cr+Al)) (около 10) и в осотрицательным новном значениям $\Delta \log(fO_2)^{FQM}$. Одно крупное проанализированное зерно шилийнбогдской шпинели-1 из группы 3 (см. рис. 11) показало значение Cr#Sp около 20. Имеюшиеся данные по шпинели перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ дали широкий диапазон Cr#Sp в основном при положительных значениях $\Delta \log(fO_2)^{FQM}$. Имеется частичное перекрытие фигуративных полей шпинели перидотитовых ксенолитов из базальтов двух вулканов в области значений Δlog(fO₂)^{FQM}, близких к нулевым. Ачагийндушские шпинели частично сопоставляются по составу с шилийнбогдской шпинелью первой и второй генераций. Шпинели, подобные ачагийндушским, характерны для ксенолитов из базальтов вулканического поля Абага.



Рис. 17. Диаграмма Cr#Sp – ∆log(fO₂)^{FQM} для глубинных ксенолитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Даригангского поля Монголии в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулканического поля Абага сопредельной территории Китая. Фугитивность кислорода рассчитывается по уравнению (Ballhaus et al., 1991) при РТ-параметрах клинопироксеновых термобарометров (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Условные обозначения групп см. на рис. 6 и 12. Пустыми квадратами показаны фигуративные точки ксенолитов из базальтов Ачагийн-Душ без микроэлементного анализа валового состава (с неопределенной групповой принадлежностью). Зелеными прямоугольниками показаны составы ксенолитов из базальтов вулканического поля Абага. Использованы неопубликованные данные авторов и данные из работ (Копопоva et al., 2002; Глебовицкий и др., 2007; Zhang et al., 2012).

Fig. 17. Cr#Sp vs $\Delta \log(fO_2)^{FQM}$ diagram for deep-seated xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes of the Dariganga field of Mongolia, in comparison with those from basalts of the Abaga volcanic field in adjacent China. Oxygen fugacity is calculated using the equation (Ballhaus et al., 1991) under PT parameters of clinopyroxene thermobarometer of (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Symbols of groups are as in Figs 6 and 12. Unfilled squares show data points of xenoliths from the Achagiin-Dush basalts without trace-element deterinations for bulk compositions (unknown group affiliation). Green rectangles show compositions of xenoliths from basalts of the Abaga volcanic field. Used are unpublished data of the authors and data from (Kononova et al., 2002; Glebovitsky et al., 2007; Zhang et al., 2012).

Хромистость шпинели возрастает с увеличением степени частичного плавления перидотита (Wood, 1991). Широкий диапазон Cr#Sp в ачагийндушских перидотитах при близких значениях магнезиальности оливина отражает вариации частичного плавления. преимущественно положительные значения $\Delta \log(fO_2)^{FQM}$ – развитие частичного плавления в условиях, переходных к окислительным. Низкие значения Cr#Sp в шпинели-2 шилийнбогдских перидотитов объясняются ее новообразованием в среде просачивающефлюида. Отрицательные значения гося $\Delta \log(fO_2)^{FQM}$ свидетельствуют о восстановхарактере минералообразующих ленном флюидных компонентов. Различие состава шпинели ачагийндушских И шилийнбогдских перидотитов служит дополнительным аргументом в пользу гипотезы об образовании этих пород под вулканом Шилийн-Богд с участием общего флюидного компонента и согласуется с построениями рис. 12-14, свидетельствующими об относительном снижении флюидного воздействия на перидотиты под вулканом Ачагийн-Душ.

Низкие значения Cr#Sp (около 10), подобные значениям в шпинели-2 шилийнбогдских перидотитов, были определены в шпинели зеленых перидотитовых ксенолитов из базанитов Козьей Шейки, в южном борту Тункинской долины (Рассказов и др., 2000). Во всех изученных образцах зеленых перидотитов этого местонахождения соотношения Mg/Si – Al/Si приближается к соотношению в первичной силикатной мантии, поэтому в местонахождении Козьей Шейки имеется потенциальная возможность получения информации непосредственно по первичному материалу силикатной Земли, возможно, существовавшему co времени солидификации гадейского магматического океана. В отличие от перидотитовых ксенолитов из базальтов Козьей Шейки, в перидотитовых ксенолитах из базальтов вулкана Шилийн-Богд материал первичной мантии проявился в виде метаморфического флюида.

Последовательность преобразования глубинных пород под вулканом Шилийн-Богд

Для реконструкции последовательности развития процессов в литосферной мантии под вулканом Шилийн-Богд ее субстрат рассматривается как совокупность трех слоев: двух грантсодержащих и одного безгранатового (рис. 18а). В преобразовании материала различается до 5 этапов.

На первом этапе материал всех слоев первичной силикатной Земли плавился, и несовместимые компоненты (легкие РЗЭ) удалялись из пород в частичные выплавки. Система открывалась; легкоплавкие компоненты пород выносились. Породы приобретали характеристики реститов, обедненных несовместимыми компонентами (рис. 18б). Реститы, сложенные в основном оливином и ортопироксеном, отличались от лерцолитов, имеющих состав хондрита по петрогенным и малым элементам.

На втором этапе преобразований началось формирование неоднородностей. Породы нижнего слоя оставались закрытыми и сохраняли состав реститов. Более обедненные породы среднего и верхнего слоев получали флюидные порции легкоплавких компонентов. В этих слоях генерировались вторичнообогащенные реститы, соответственно, групп 2 и 3 (рис. 18в). Процессы обеднения первого этапа и обогащения второго этапа могли быть близки во времени. Более того, обеднение пород группы 1 могло быть частично комплементарным обогащению пород групп 2 и 3. К новейшему геодинамичеэтапу литосферной скому В мантии



образовались группы обедненных и обога- щенных пород.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПОРОД ВЕРХНЕГО, СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО СЛОЕВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Рис. 18. Схема преобразования литосферного мантийного материала под вулканом Шилийн-Богд от вероятной первородной силикатной мантии (*a*) через образование слоев реститов (δ) к образованию слоев, включающих сохранившиеся реститы и продукты их метасоматоза (*в*), с последующим частичным выдвижением пород среднего слоя выше пород верхнего слоя (или опусканием верхнего слоя в средний слой) (*г*) общей проработкой всех слоев флюидами, поднимавшимися из глубокой протомантии (d) и кристаллизацией мегакристаллов анортоклаза и клинопироксена в породах выдвинутой вверх части среднего слоя (*е*). На панели δ стрелками показано удаление частичных выплавок из мантийных пород, на панели *г* – поднятие материала среднего слоя выше пород верхнего слоя, на панели δ – привнос в породы общего флюидного компонента протомантии. Цифры 1,2,3 на панелях *в*, *d* и цифра 2 на панели *e* соответствуют трендам квадрантов I,II,III на рис. 6.

Fig. 18. Schematic transformation of the lithospheric mantle material under the Shiliin-Bogd volcano from the probable primordial silicate mantle (*a*) through the formation of layers of restites (δ) to the formation of layers including preserved restites and products of their metasomatism (*e*), followed by partial protrusion of the rocks of the middle layer above rocks of the upper layer (or the lowering of the upper layer into the middle layer) (*z*), the general processing of all layers by fluids rising from the deep protomantle (∂), and crystallization of anorthoclase and clinopyroxene megacrysts in the rocks of the upper part of the middle layer (*e*). Arrows in panel δ show the removal of partial melts from mantle rocks, in panel *z* – uplifted material of the middle layer above the rocks of the upper layer, and in panel ∂ – input into rocks of the common fluid component from the protomantle. Numbers 1,2,3 on panels *e*, ∂ and number 2 on panel *e* correspond to the trends of quadrants I,II,III in Fig 6.

Флюидное преобразование пород (рис. 18д) сопровождалось удалением из парагенезиса граната. Но прежде, чем гранат был удален, породы среднего (гранатсодержащего) слоя группы 2 были частично выдвинуты выше верхнего (безгранатового) слоя пород группы 3 (рис. 18г). Эта выдвинутая часть проявилась в ксеногенном материале, вынесенном базальтами и шлаками вулканической постройки вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена из верхней части области источника ксенолитов (рис. 18е).

Эффект смешения общего компонента протомантии в глубинных породах предполагается, исходя из схождения трендов реститов и обогащенных пород вулкана Шилийн-Богд на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n (см. рис. 5, 12). Эффект смешения общего компонента выявляется в сходящихся трендах реститов вулкана Ачагийн-Душ на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (см. рис. 15б). Из этих диаграмм следует вывод о разных составах общих компонентов под этими вулканами и об отличии обоих от эталонных составов OIB+MORB.

Сходства и различия глубины, состава и условий проявления перидотитов из области ксеногенного материала под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ

Породы глубинных ксенолитов, отобранных на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ, имеют сходство по перидотитовому безгранатовому парагенезису минералов, проявлению безгранатового и гранатоподобного геохимических эффектов и преобразованию материала, в результате которого проявился общий компонент. Общий компонент входит в состав обедненных реститов обоих вулканов (групп 1 и 1а, б), которые были частично сопоставимы между собой не только по составу, но и по РТ-параметрам: P=1.2-1.4 ГПа (глубина около 40-50 км), T = 850-910 °C.

В литосферной мантии господствует кондуктивный теплоперенос, складывающийся в течение длительного временного интервала тектонического спокойствия. Он нарушается локальным конвективным тепломассопереносом. примером которого может служить витимская геотерма. Соответственно, РТ-тренды пород групп 1, 1а,б и 2а,б,в вулканов (см. рис. 16) также обозначают конвективный тепломассоперенос в литосфере. Отклонение РТ-трендов пород групп 3 и За,б свидетельствует об их принадлежности к литосферной части мантии, сохранявшей кондуктивный теплоперенос. Это предположение подтверждается отсутствием трендов смешения с общим компонентом пород ксенолитов группы За,б с вулкана Ачагийн-Душ на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n (см. рис. 12). Смещение РТ-тренда пород ксенолитов группы 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд выше РТ-тренда пород группы За,б вулкана Ачагийн-Душ, петрографические свидетельства распространения тонкозернистых межзерновых агрегатов со шпинелью-2 в породах ксенолитов группы 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд, а также наличие тренда смешения в породах этих ксенолитов с общим компонентом на диаграмме (La/Yb)_n – Yb_n (см. рис. 6) свидетельствуют о том, что породы группы 3 были генетически единым целым с породами группы За,б (находились в режиме кондуктивного теплопереноса), но породы группы 3 были преобразованы с участием общего компонента.

В отношении условий проявления, глубины и состава перидотитовых нодулей на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ устанавливаются различия по: 1) структурным условиям вулканизма, 2) фазам извержений расплавов, вмещающих глубинные включения, 3) глубине области отторжения кристаллического материала, 4) роли обедненных групп пород 1 и 1а,б, 5) распространению глубинных ксенолитов группы 2 только на вулкане Шилийн-Богд, 6) РТпараметрам ксенолитов групп 3 и 3а,б, 7) метасоматическому преобразованию перидотитов восстановленными флюидами под вулканом Шилийн-Богд и отсутствию таких процессов под вулканом Ачагийн-Душ.

1. Вулкан Ачагийн-Душ контролировался горячей транстенсией в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр, в которой были инициированы сравнительно глубинные литосферные процессы, о чем свидетельствует распространение безгранатовых и гранатсодержащих глубинных включений. Вулкан Шилийн-Богд проявил активность за пределами этой зоны (или в ее краевой части), где гранатсодержащих глубинных включений не известно (рис. 2, 16).

Предполагалось, что ксеногенный материал захватывается и вовлекается в движение со стенок магматического канала вследствие разряжения в магматическом очаге после его опустошения (Йодер, 1979). Действительно, во многих случаях глубинные включения выносятся магматическими расплавами под действием этого механизма на финальной стадии активности вулкана. Определение общего протомантийного компонента в ксенолитах из базальтового пьедестала вулкана Шилийн-Богд может свидетельствовать, однако, 0 подготовке отторжения литосферных перидотитов в результате просачивания в них флюида перед образованием магматического канала, по которому поднимались базальтовые расплавы. Иными словами, тектонически ослабленная зона хрупкой литосферы сначала испытывала флюидную проработку, а затем обеспечивался ее гидроразрыв поднимавшейся магмой, которая захватывала прежде флюидизированные и подготовленные к движению перидотитовые нодули. Меньшая глубина ксеногенного материала, вовлеченного в движение под вулканом Шилийн-Богд, чем под вулканом Ачагий-Душ, может

объясняться, таким образом, ранней флюидной проработкой шилийнбогдских перидотитов, которая предшествовала активности вулкана Ачагий-Душ в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр.

2. Разное структурное положение вулканов, возможно, предопределило различный характер динамики вулканических извержерасплавов, вмещающих глубинные ний включения. На вулкане Шилийн-Богд сначала излились базальтовые лавы пьедестала с глубинными перидотитовыми ксенолитами, затем образовалась насыпная шлако-лавовая постройка, в которой находились глубинные перидотитовые ксенолиты и мегакристаллы анортоклаза и клинопироксена, после чего последовал направленный взрыв, повлекший за собой разрушение северо-западной части постройки, и, наконец, на месте взрыва образовался небольшой лавовый купол без глубинных включений. В фазу образования пьедестала вулкана Шилийн-Богд были отторжены и извергнуты группы ксенолитов глубинных пород 1, 2 и 3, в фазу построения шлако-лавового конуса вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена поступал ограниченный спектр ксенолитов группы 2, в целом не характерной для вулкана Ачагийн-Душ.

Различия между ксенолитами, отобранными в разных частях вулканического конуса Ачагийн-Душ, могут отражать неодинаковую представительность глубинных слоев пород в разных порциях извергнутого на нем пирокластического материала. Глубинные ксенолиты групп 1а,б и 3а,б представлены в шлаках и агглютинатах вулкана Ачагийн-Душ вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена.

3. Структурный контроль извержений вулкана Ачагийн-Душ зоной транстенсии отразился в более глубоком отторжении ксеногенного материала, чем под вулканом Шилийн-Богд. Из результатов расчетов РТпараметров (см. рис. 16) следует, что базальты вулкана Ачагийн-Душ захватили материал с более глубинного интервала 40–62 км, а базальты вулкана Шилийн-Богд – с менее глубинного интервала 30–50 км.

4. В распределении фигуративных точек на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (см. рис. 15б) подчеркивается главная роль пород обедненной группы 1а,б вулкана Ачагийн-Душ и второстепенная роль группы 1 вулкана Шилийн-Богд. Главный процесс характеризуют тренды, сходящиеся к общем компоненту ОК (1а,б) (см. рис. 5, 12). Между тем, из диаграмм рис. 15а,б следует, что, в отличие от витимских глубинных включений, даригангские не имеют связи с трендом OIB+MORB. Большинство из них отличается повышенными значениями Th/Nb. Общий компонент пород обедненной группы 1а,б вулкана Ачагийн-Душ находится в поле диаграммы, в которое обычно попадают точки вулканических пород островных дуг. Торий переносится в надсубдукционную область водным флюидом при отсутствии переноса ниобия. В условиях насыщения водой в диапазоне рассчитанных температур (см. рис. 16) должен кристаллизоваться амфибол. В составе глубинных включений из базальтов Дариганги амфибол, однако, отсутствует (Салтыковский, Геншафт, 1984). В данном случае вариант надсубдукционной интерпретации общего компонента сомнителен.

Обогащенные глубинные породы ксенолитов из базальтов и шлаков вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ имеют повышенные концентрации Th и Nb, поэтому на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb не чувствительны к вхождению общего компонента ОК (1а,б). В группе 1а,б пород вулкана Ачагийн-Душ концентрации Th и Nb низкие, что делает эту группу чувствительной к примеси общего компонента, имеющего минимальные концентрации Th и Nb. Соблюдается общее правило элементной чувствительности пород к примеси общего компонента: его вхождение хорошо регистрируется в случае, если концентрации элемента и элементные отношения в примесном компоненте (в данном случае Yb_n и (La/Yb_n)) сопоставимы или слегка ниже (или выше), чем в породе, контаминированной этим компонентом. Отметим также, что на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb в смешении с общим компонентом участвуобедненный компонента перидотитов ет Шилийн-Богда, подобный по составу базальту океанического хребта (MORB) (см. рис. 15). Сопоставление элементных показателей трендов приводится в таблице.

Таблица

Элементные показатели общего мантийного компонента (OMAK), который может представлять собой материал недифференцированной протомантии, и экстремальные значения этих показателей в группах и подгруппах контаминированных литосферных пород

Table

Показатель	Вулкан	ОМАК	Группа 1		Группа 2			Группа 3	
			а	б	a	б	В	a	б
(La/Yb) _n	Ш-Б	1	0.65		1.66	25.6	11.2	20.4	
	А-Д	1	0.09	0.54	H.o.			8.7	35.5
Th/Yb	Ш-Б	H.o.	0.16 MORB?		H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	
	А-Д	0.037	0.031	0.64	H.o.			H.o.	H.o.
Nb/Yb	Ш-Б	H.o.	2.6 MORB?		H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	
	А-Д	0.14	2.8	1.0	H.o.			H.o.	H.o.
Yb _n	Ш-Б	1.5	2.22		4.0	25.6	11.2	0.73	
	А-Д	1.5?	1.8	2.48	H.o.			0.43	1.61
Nd _n	Ш-Б	1.1	1.6		4.33	27.1	32.4	5.3	
	А-Д	1.6	0.88	1.73	H.o.			1.2	28.3

Elemental indices of the common mantle component (OMAK), which may represent the material of the undifferentiated protomantle, and extreme values of these indices in groups and subgroups of contaminated lithospheric rocks

Ш-Б – Шилийн-Богд; А-Д – Ачагийн-Душ. Н.о. – не определялось.



Рис. 19. Схема вариаций состава пород литосферной мантии под вулканами Ачагийн-Душ и Шилийн-Богд, преобразованных флюидами глубинной протомантии. Породы литосферной мантии, обозначенные цифрами 1,2,3, соответствуют трендам квадрантов I, II, III на рис. 6 и 12. Флюидами, поднимающимися из протомантии, перерабатываются перидотиты литосферы под вулканом Шилийн-Богд и практические не перерабатываются перидотиты литосферы под вулканом Ачагийн-Душ. Мегакристаллы анортоклаза (Anort) и клинопироксена (Срх) под вулканом Шилийн-Богд пространственно связаны с породами группы 2, мегакристаллы анортоклаза и клинопироксена под вулканом Ачагийн-Душ – с породами группы 1а,б. Горизонтальный масштаб превышает вертикальный приблизительно в 3 раза.

Fig. 19. Schematic variations of rock compositions in the lithospheric mantle under the Achagiin-Dush and Shiliin-Bogd volcanoes, transformed by fluids of the deep protomantle. Rocks of the lithospheric mantle, indicated by the numbers 1,2,3, correspond to the trends of quadrants I, II, III in Figs. 6 and 12. The fluids rising from the protomantle rework peridotites of the lithosphere under the Shiliin-Bogd volcano and practically do not rework those of the lithosphere under the Achagiin-Dush volcano. Anorthoclase (Anort) and clinopyroxene (Cpx) megacrysts under Shiliin-Bogd volcano are spatially associated with rocks of group 2, anorthoclase and clinopyroxene megacrysts under Achagiin-Dush volcano are spatially associated with rocks of group 1a,b. The horizontal scale exceeds the vertical one approximately in 3 times.

5. По наличию пород группы 2 во включениях из базальтов вулкана Шилийн-Богд и их отсутствию во включениях из пирокластического материала вулкана Ачагийн-Душ фактически устанавливается латеральное изменение состава пород литосферной мантии под этими вулканами. Главная роль пород гр. 2 в базальтах пьедестала и их исключительное присутствие в шлаках и базальтах постройки вулкана Шилийн-Богд сочетается с относительным уменьшением глубины перидотитового материала на этом вулкане. На вулкане Ачагийн-Душ породы с РЗЭ такого же типа представлены жилой ксенолита 8520-5v, которая, однако, резко отличается от пород гр. 2 по низкому отношению Mg/Si и повышенному отношению Al/Si.

6. Судя по рассчитанным РТ-параметрам ксенолитов (см. рис. 16), блок пород 3а,б находится под вулканом Ачагийн-Душ ниже блока пород 1а,б (рис. 19). Разная глубина пород групп 3 и За,б, соответственно, под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ дополняется разной ролью в этих группах общего флюидного компонента, который образует тренд пород группы 3 при смешении с обогащенным компонентом на малой глубине и не образует тренда смешения пород группы За,б на большой глубине. Отсутствие тренда смешения может быть следствием непроницаемости пород группы 3а,б для преобразующих флюидов протомантии. Этому могло способствовать повышение литостатического давления, в результате которого снижалась диффузия – фактор взаимофлюид-порода. действия Тренд мог отсутствовать из-за высоких концентраций La в обогащенных породах, в связи с чем небольшая добавка La общего компонента не приводила к заметному смещению фигуративных точек на диаграммах (La/Yb)_n -Yb_n и (La/Yb)_n – Nd_n (см. рис. 12).7. Реститовый материал более широкого (более глубинного) диапазона ачагийндушских ксенолитов (группа 1а,б) частично характеризуется более низкими отношениями (La/Yb)_n, Th/Yb, Nb/Yb, чем реститовый шилийнбогдский ксеногенный материал (группа 1). Подобным образом, ачагийндушский обогащенный материал (группа 3а,б) также имеет большую изменчивость состава, чем шилийнбогдский (группа 3). Степень метасоматических преобразований пород под вулканами может отражать их разные глубинные диапазоны.

Можно предположить, что поток флюидов протомантии мог активизироваться под вулканом Шилийн-Богд одновременно с активизацией источников позднекайнозойских базальтовых расплавов. Перидотиты испытывали частичное плавление либо в позднем кайнозое, либо во время предшествующих геологических событий. Для определения времени процессов под вулканами необходимы дополнительные исследования радиогенных изотопов в породах и минералах глубинных включений.

Заключение

Выполнено сравнительное исследование глубинных ксенолитов из базальтов вулканов Ачагийн-Душ и Шилийн-Богд, расположенных на расстоянии 6 км друг от друга. Один из вулканов (Ачагийн-Душ) проявил активность в условиях транстенсии в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр, в которой среди глубинных включений встречается гранат, другой (Шилийн-Богд) был активен в краевой части зоны транстенсии или за ее пределами, где встречаются только безгранатовые глубинные включения. Глубинные породы систематизированы по составу РЗЭ и соотношению Mg/Si - Al/Si с учетом вероятного влияния граната на компонентный состав глубинных пород и обеднения—обогащения пород, относительно состава протомантии.

В осевой части зоны горячей транстенсии (на вулкане Ачагийн-Душ) материал литосферной мантии захватывался базальтовыми расплавами с бо́льших глубин, чем вне этой зоны (на вулкане Шилийн-Богд), соответственно, 40-62 и 30-50 км. Определения петрогенных оксидов и микроэлементов в породах глубинных ксенолитов из базальтов пьедестала и шлако-лавовой постройки вулкана Шилийн-Богд выявили процессы: 1) образования рестита 2) его последующего метасоматического обогащения легкими РЗЭ и 3) преобразования обедненных и обогащенных пород восстановленными флюидами протомантии. В ксенолитах находятся породы с гранатоподобной геохимической характеристикой и без нее. Сопоставление полученных данных с данными по ксенолитам из базальтов постройки вулкана Ачагийн-Душ показало сочетание в них реститов и метасоматитов, обогащенных легкими РЗЭ и отсутствие воздействия восстановленных флюидов.

Благодарности

Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500се ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск. Состав минералов определялся на микроанализаторе Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимических исследований» Института геохимических исследований» Института геохимических исследований» Института геохимических иследований» Института геохимических исследований» Института Геохимических исследований и Изотопно-геохимических исследований и Изотопно-геохимических иследований и Изотопно-геохимических иси Изотопно-геохимических иследований и Изотопно-геохимических иследований и Изотопно-геохимических иследований и Изотопно-геохимических и Изотопнона и Изотопно-геохимических и Изотопнона и Изотопно-геохимических и Изотопнои Изотопно-геохимических и Изотоп

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. 2021. Т. 21, № 4, С. 517–545. Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, Сиб. отдние, 1991. 160 с.

Влодавец В.И., Шаврова Н.Н. Об анортоклазе из лавы Даригангской вулканической области / Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 71–76.

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

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 61–92

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

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

Крёнер А., Хенсон Г.Н., Гудвен А.М. (ред.). Геохимия архея: перевод с англ. М.: Мир, 1987. 315 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88, № 4. С. 21–35.

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

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Разноглубинные клинопироксеновые мегакристаллы из верхнеплиоценовых базанитов Восточного Саяна // Вулканология и сейсмология. 1990. N 1. C. 45–52.

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. 272 с.

Рассказов С.В., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Глубинные включения из базанитов Зун-Мурина (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 40, № 1. С. 100–110.

Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.

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

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-восточной Монголии. М.: Наука, 1985.135 с.

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

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ²⁰⁷Pb²⁰⁶Pb 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 // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Даригангского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно-литосферной границе // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Т. 4. С. 385–407. doi: 10.5800/GT-2012-3-4-0081

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

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 150. P. 1–6.

Allègre, C. The evolution of mantle mixing // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 2002. V. 360. P. 2411– 2431. doi: 10.1098/rsta.2002.1075

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.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivineorthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 2740.

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

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.

Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // Chemical Geology. 2005. V. 217. P. 41–75.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Offcratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia // Eds. Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. Proc 7th Int. Kimb Conf, Cape Town. 1999. V. 1. P. 383– 390.

Ionov D.A., Hoefs J., Wedepohl K.H., Wiechert U. Content and isotopic composition of sulphur in ultramafic xenoliths from central Asia // Earth Planet Sci Lett. 1992. V. 111. P. 269–286.

Ionov D.A., Hofmann A.W, Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 753–785.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundences of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Sci. Conf, 1979. No. 10. P. 2031–2050.

Kononova V.A., Kurat G., Embey-Isztin A., Pervov V.A., Koebrel C., Brandstätter F. Geochemistry of metasomatised spinel peridotite xenoliths from the Dariganga Plateau, south-eastern Mongolia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 75. P. 1–21.

Ma C., Meyers S. R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous

geological evidence // Nature. 2017. V. 542. P. 448–470. doi:10.1038/nature21402

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

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Treatise on Geochemistry. Volume 2. The mantle and core. R.W. Carlson (ed.). 2.05. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds. 2003. Elsevier. P. 171–275.

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

Stosch H.-G, Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // Lithos. 1995. V. 36. P. 227–242.

Vlodavets V.I. Trace elements in alkali basalts and their inclusions in the Dariganga area, Mongolia

// Bulletin of Volcanology. 1971. V. 35, N 2. P. 462–469. doi: 10.1007/bf02596967

Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths form the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 126. P. 345–364.

Wood B.J. Oxygen barometry of spinel peridotites // Reviews in Mineralogy. 1991. V. 25. P. 417-431.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite – peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. V. 37. P. 130–151. doi: 10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhang M., Yang J-H., Sun J-F., Wu F-Y., Zhang M. Juvenile subcontinental lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt // Chemical Geology. V. 328. 2012. P. 109– 122. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.07.010

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.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, старший научный сотрудник, meл.: (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.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО Н.

PAH,

email: e_v_sar@mail.ru. Saranina Elena Vladimirovna, candidate of geological and mineralogical sciences, 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Lead Engineer, 664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, email: e_v_sar@mail.ru.

Бокарева Анастасия Александровна,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, магистрант первого курса, **Bokareva Anastasiya Alexandrovna,** 664003 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, undergraduate student, email: n.astiina@rambler.ru.

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.64

Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения

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

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

Аннотация. Глобальное значение имеют источники позднекайнозойских вулканических пород, обозначенные быстрыми и медленными аномалиями нижней мантии: ASITA, SOPITA, AFITA и NAITA. ASITA характеризует расплавные аномалии протомантии LOMU-ELMU нижнемантийного высокоскоростного остова Азии ранней мантийной геодинамической эпохи. SOPITA и AFITA маркированы плюмовым компонентом HIMU, который генерировался в низкоскоростной нижней мантии юга Тихого океана и Африки в среднюю мантийную геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад. NAITA обозначает процессы генерации высокоскоростной нижнемантийной аномалии Северной Америки в позднюю геодинамическую эпоху. Региональное значение имеют подлитосферные источники Азии, характеризующиеся единой геохимической структурой вулканических пород крупных вулканических областей, образующихся в ходе эволюции однородных протомантийных глубинных резервуаров. Пример – источники Уланхада-Ханнуобинской и Абага-Даригангской вулканические области, обозначающие пространственный переход от протомантийного резервуара LOMU первой из них к протомантийному резервуару ELMU второй. Локальные источники вулканов проявляются в ограниченных объемах выплавок неоднородной литосферы. Пример – источники вулканического поля Удаляньчи, на котором сначала, во временном интервале 2.5-0.8 млн лет назад, проявился материал источников Лаошантоу и Гелацю с единым возрастом 1.88 млрд лет, а затем, в ходе пространственно-временной эволюции вулканизма в последние 0.6 млн лет, материал этих источников смешивался с более молодым литосферным материалом.

Ключевые слова: ²⁰⁷*Pb*–²⁰⁶*Pb* датирование, вулканические породы, кайнозой, Азия, Северная Америка.

Radiogenic Isotope Studies of Late Cenozoic Volcanic Rocks from Asia and North America: Sources of Volcanism of Global, Regional, and Local Significance

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

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

Abstract. Of global importance are sources of Late Cenozoic volcanic rocks, indicated by fast and slow anomalies of the lower mantle: ASITA, SOPITA, AFITA, and NAITA. ASITA characterizes the LOMU–ELMU protomantle melt anomalies of the lower mantle high velocity skeleton of Asia during the early mantle geodynamic epoch. SOPITA and AFITA are marked by the HIMU plume component, which was generated in the low-velocity lower mantle of the South Pacific and Africa during the middle mantle geodynamic epoch, about 2 Ga. NAITA denotes processes of generation of the North American high-velocity lower-mantle anomaly in the late geodynamic epoch. Of regional importance are sub-lithospheric sources that are characterized by a common geochemical structure of volcanic rocks of large volcanic regions, formed due to the evolution of homogeneous proto-mantle deep reservoirs. An example is sources of the Wulanhada-Hannuoba and Abaga-Dariganga volcanic regions, marking the spatial transition from the LOMU proto-mantle reservoir of the former to the ELMU one of the latter. Local sources of volcanoes are displayed in limited volumes of melts from the heterogeneous lithosphere. An example is sources of the Wudalianchi volcanic field, on which, at first, in the time interval of 2.5–0.8 Ma, the material of the Laoshantou and Gelaqiu sources with a common age of 1.88 Ga occurred, and then, during the spatial-temporal evolution of volcanism in the last 0.6 Ma, the material from these sources was mixed with a younger lithospheric material.

Keywords: ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb dating, volcanic rocks, Cenozoic, Asia, North America.

Введение

Процессы эволюции Земли имели разные масштабы. Преувеличение значения одних и преуменьшение значения других ведёт к искажённому пониманию сути геологических явлений. Нужны критерии оценки конечных объемов происходивших геологических изменений. Обнажённые на земной поверхности геологические тела верхней коры картируются непосредственно и объединяются в области или выстраиваются в линейные зоны разного порядка. Для изучения геологических тел глубинных частей литосферной и подлитосферной частей мантии и коры, недоступных для непосредственных наблюдений, используются косвенные данные о происточников извергнутых толитах магматических расплавов и о составе вынесенных ими на земную поверхность глубинных включений.

Согласование датировок процессов, реконструированных в мантии, с моделями глобальной эволюции Земли составляет в настоящее время суть развития теории ее эволюции (Allègre, 1997, 2002). В эволюционном смысле выстраивается систематика источников вулканических пород, в которой решается, прежде всего, главный вопрос: когда образовался вовлеченный в плавление глубинный материал мантии и коры? С пониманием времени геологического процесса разрабатываются гипотезы о характере их пространственно-временной эволюции в обозначенном геологическом прошлом (Rasskazov et al., 2020a). Если в микроэлементном отношении вулканические породы подобны базальту океанических островов (OIB, Ocean Island Basalt), существует вероятность происхождения извергнутого вулканического материала из-под континентальлитосферы: астеносферы ной верхней

мантии, материала плюма, поднимающегося от границы ядро-мантия (Morgan, 1971) или материала расплавной аномалии, генерирующейся в верхней мантии или переходном слое мантии 410-660 км. Термин «расплавная аномалия» (melting anomaly) был предложен в 1974 г. Х.Р. Шоу и Д.Е. Джексоном для обозначения малоглубинного магматизма, связанного с верхнемантийными низкоскоростными аномалиями и используется в случае, если данные о происхождении магматических расплавов с границы ядромантия отсутствуют. Если вулканические породы отличаются от OIB, извергнутый материал может быть производным плавления Источники литосферы. изотопногомогенного астеносферного материала проявляются в виде общего компонента, сочетающегося с различными литосферными компонентами-примесями в породах локальных вулканических полей на площади с поперечником в десятки км, или вулканических областей, перекрывающих территории с поперечником в сотни км. Вспомогательную роль играют модели сейсмической томографии, в которых может проявляться интегральный характер глубинных аномалий, создававшихся на протяжении длительного времени. Нужно иметь критерии для вычленения глубинной составляющей, характеризующей процессы новейшего геодинамического этапа.

Генетическая общность мантийного материала источника вулканических пород в отдельном лавовом потоке, на вулкане или вулканическом поле предполагает изохронные соотношения между мантийными или коровыми компонентами, вовлечёнными в плавление. Полная изотопная гомогенизация источника, выводящая радиоизотопную систему на начальное отношение изохроны, может достигаться в результате плавления и конвективного перемешивания материала и/или в результате сильного метасоматоза под действием мощного глубинного потока флюидов. Возрастные оценки времени инкубации материала в мантийных источниках вулканических пород осуществляются в основном в U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr-изотопных системах.

Время инкубации и характер материала глубинного источника вулканических пород в U-Pb-изотопной системе оценивается по распределению фигуративных точек на диаграмме изотопных отношений ураногенного Pb (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb). Материнские изотопы ²³⁸U и ²³⁵U, дочерние изотопы ²⁰⁶Pb и ²⁰⁷Рb в любых геологических средах кинетически неразделимы между собой, поэтому по изохронным соотношениям изотопов Рb извергнутые вулканические породы интерпретируются как результат глубинного плавления одновозрастного субстрата. Если магматический расплав отделяется из гомогенного источника, совокупность точек диаграммы изотопных отношений ураногенного Рь образует компактное изометричное фигуративное поле. Дифференциация источника по значениям $^{238}U/^{204}Pb$ (µ) выражается с течением времени в накоплении ураногенных изотопов ²⁰⁶Pb и ²⁰⁷Pb, дающих на диаграмме 207 Pb/ 204 Pb отношений изотопных ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb изохронный строй точек. Имеются случаи линейного распределения точек в результате смешения магматических расплавов из источников с разными изотопными отношениями Pb. Если серии точек источников не вписываются в общий тренд, изохроны не получается.

Генеральная систематика мантийных источников вулканических пород Азии выстраивается по изотопным отношениям Pb в U-содержащей системе, также как в системе без U, с учётом полного расплавления мантии ранней Земли (Rasskazov et al., 2010, 2020а). В модели Земли переменной вязкости, как основы генеральной систематики мантийных источников вулканических пород, предполагается проявление в их компонентном составе, прежде всего, валового состава протомантии, образовавшейся при остывании гадейского магматического планетарного океана. При изложении результатов исследований сначала определяется положение траекторий вязкой протомантии, а затем выстраивается последующая мантийная эволюция региона.

При построении изохрон в Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопных системах в геохронометрической практике используются измеренные отношения изотопов (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) и отношения радионуклидов разных стабильных химических элементов (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr). При датировании неоднородного источника определяются концентрации химических элементов, меняющиеся в зависимости от степени частичного плавления, поэтому для построения вторичной изохроны материала источника должна вводиться поправка с учетом коэффициентов распределения минерал-расплав, что вносит неопределенность в построение изохроны. Для получения ориентировочных возрастных оценок об источниках вулканических пород, часто не претендующих на изохронность по 143 Nd/ 144 Nd, изотопным отношениям ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, проводятся модельные построения, исходя из предположения о плавлении протолита первородного мантийного материала либо комплементарности выплавок гипотетическому источнику базальта срединного океанического хребта (MORB). Как правило, обе модели дают возрастные оценки, существенно отличающиеся от результатов, полученных по изохронам.

В настоящей статье сначала приводится обзор работ по датированию глубинных источников вулканических пород на югозападе Северной Америки и в Азии, а затем результаты ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb-датирования источников вулканических пород используются для обоснования глобального, регионального и локального значения их источников.

Источники вулканических пород на югозападе Северной Америки

На западе США установлена пространственная согласованность вторичных изохрон изотопов свинца позднекайнозойских вулканических пород с возрастом верхнекоровых пород, обнажённых на поверхности. В то же время предполагается, что вулканизм развивался в коре и разноглубинной гетерогенной мантии, включая ее литосферную и астеносферную составляющие.

В качестве представительного состава обедненного астеносферного источника принимается изотопный состав ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 0.7029–0.7032 и ∈Nd – +8...+9 четвертичных щелочных базальтов вулканического поля Джеронимо (юг Провинции Бассейнов и Хребтов в штате Аризона). По содержаниям микроэлементов эти породы подобны базальтам океанических островов (OIB) (Menzies, 1990; Menzies et al., 1983, 1991). Породы Джеронимо соответствуют подлитосферному компоненту A (астеносферный), характеризующемуся высокими изотопными отношениями свинца: 206 Pb/ 204 Pb ~ 18.9–19.6, 207 Pb/ 204 Pb – 15.5–15.6, 208 Pb/ 204 Pb – 38.5. По этим характеристикам компонент A не может относиться к DMM, поскольку последний, по определению, характеризуется низкими изотопными отношениями свинца. Компонент A подобен общему составу, выделенному в океанических базальтах как состав FOZO (Focal Zone) или C (Common) (Rasskazov et al., 2010).



Рис. 1. Схематичное распределение доменов литосферы и астеносферы (по вулканическим породам) относительно «верхнекоровых» возрастных провинций ((Menzies, 1989) с изменениями). Кратонная область компонента, подобного EM1, в основном представлена вулканическими породами, извергнутыми через архейскую кору (>2.7 млрд лет назад). Циркумкратонный домен компонента, подобного EM2, вносит вклад в магмообразование на всей территории постархейской коры, за исключением юга, где преобладает домен океанического материала. Океанические астеносферные источники (OIB) представляют собой преимущественно вулканические породы, извергавшиеся через протерозойскую кору, в основном на юге, где высокий тепловой поток и малая мощность коры облегчали выход астеносферных расплавов на поверхность.

Fig. 1. Schematic lithospheric and asthenospheric domain distribution (based on volcanic rock data) relative to "upper crustal" age provinces (Menzies, 1989). Subcratonic domain EMI is primarily tapped by volcanic rocks erupted through Archean crust (>2.7 Ga). Circumcratonic domain EM2 is a contributory domain to magmagenesis throughout the area of post-Archean crust except in the south, where OIB domains are dominant. Suboceanic asthenospheric sources (OIB) are primarily tapped by volcanic rocks erupted through Proterozoic crust, particularly in the south, where high heat flow and thin crust facilitate the passage of asthenospheric melts to the surface.

Одна из схематичных интерпретаций распространения вулканических доменов литосферы и астеносферы, вписывающихся в геологическую структуру запада США, представлена на рис. 1. В этой интерпретации для континентальных вулканических пород используется изотопная систематика конечных компонентов океанических базальтов, имеющая генетическое значение (Dickin, 2005), хотя речь идет об источниках протолитов континентальной литосферы и подлитосферной мантии. В схеме рис. 1 используются обозначения EM1 и EM2, принятые в работе (Menzies, 1989) для компонентов континентальной литосферной мантии, которые подобны по своему составу (но не по генезису) компонентам OIB.

Первостепенное значение имеет возрастная смена источников в процессе образова-

ния Скалистых гор, тектогенеза и магматизма Бассейнов и Хребтов. Позднемеловое и эоценовое сжатие литосферы (орогенез) и быстрая субдукция сменялись растяжением литосферы и пост-орогенным коллапсом. В пространственно-временном развитии магматизма территории различаются три этапа: 1) этап последовательного продвижения магматизма среднего-кислого состава от окраины в глубь континента 120-35 млн лет назад, 2) этап смены магматизма среднегокислого состава базальтовым магматизмом 33-15 млн лет назад и 3) этап распространения преимущественно базальтового магматизма в последние 15-13 млн лет. Этапы отчетливо выражены южнее 35° с.ш. (Seager et al., 1984) (рис. 2).



Рис. 2. Пространственно-временное распространение области поднятия астеносферного материала на Западе США ((Рассказов и др., 2010) и ссылки в этой работе). 1– щелочные оливиновые базальты; 2– андезибазальты; 3– дациты и риолиты. На рис. А направления распространения базальтов с астеносферными характеристиками показаны стрелочками. На рис. Б показаны вариации К–Аг датировок вулканических пород от основного до кислого состава в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. На диаграмме выделено поле точек, соответствующее распространению астеносферных выплавок в восточном направлении южнее 35° с. ш. (на рис. А область выделена косой штриховкой). Точки, расположенные выше поля астеносферных выплавок, характеризуют задуговое растяжение (Seager et al., 1984).

Fig. 2. Spatial-temporal distribution of the uplift of asthenospheric material in the Western United States ((Paccказов и др., 2010) and references therein). 1– alkaline olivine basalts; 2– basaltic andesites; 3– dacites and rhyolites. On Fig. A, the propagation of basalts with asthenospheric characteristics are shown by arrows. Shown on Fig. B are variations in K–Ar ages of volcanic rocks from basic to felsic in the southern part of the Basin and Range Province. The diagram indicates a field of points corresponding to the distribution of asthenospheric melts in an easterly direction south of 35° N (in Fig. A, the area is highlighted with oblique shading). Data points, located above the field of asthenospheric melts, characterize backarc extension (Seager et al., 1984).

Изменение термального состояния литосферы отражено в возрастной смене источников в южной части рифта Рио-Гранде (южной части штата Нью-Мексико) (McMillan et al., 2000). Составы магматических пород свидетельствуют об общем смещении магматических очагов на протяжении кайнозоя от литосферы к астеносфере, от верхней коры к нижней и, наконец, к незначительному вовлечению в плавление континентальной коры. Начало растяжения коры около 36 млн лет назад совпало с началом бимодального вулканизма (среднетретичной вспышки игнимбритов (Lipman, 2007) и образованием полуграбенов после короткого эпизода вулканизма, связанного с постларамийской субдукцией. Олигоценовые породы основного состава имеют содержания несовместимых микроэлементов, сходные с содержаниями в современных базальтах континентальной дуги (низкие содержания Nb, Та и Ті; высокие отношения Rb/Nb, Ba/Nb и La/Nb). Породы наиболее основного состава имеют значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и єNd. близкие к валовому составу Земли (соответственно, 0.704771 и +0.2). Олигоценовые породы основного-среднего состава эволюционировали сторону более В высоких отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, более низких значений єNd и нерадиогенных изотопных составов Pb $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70440 - 0.70785; \epsilon \text{Nd} = \text{от} - 2.2 \text{ до}$ -4.8; 206 Pb/ 204 Pb = 17.039-18.084; 207 Pb/ 204 Pb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.094-$ = 15.387-15.498: 38.130). Эти породы интерпретируются как производные частичных расплавов слабогидратированной литосферы, контаминированные в нижней части коры. Синхронные риолитовые магмы имели более радиогенный изотопный состав стронция и свинца $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr = 0.7111; \epsilon Nd = -4.5; {}^{206}Pb/{}^{204}Pb = 18.435; {}^{207}Pb/{}^{204}Pb = 15.538; {}^{208}Pb/{}^{204}Pb =$ 15.538), обозначающий вовлечение в плавление компонента верхней коры.

Извержения расплавов кислого состава резко прекратились 28.5 млн лет назад, но извержения литосферных выплавок основного-среднего состава продолжались до 24 млн лет назад. Хотя дальнейшее растяжение способствовало формированию полуграбенов, заполненных осадочными отложениями, временной интервал 24–10 млн лет назад был амагматичным. Предполагается, что вулканизм отсутствовал в связи с прекращением образования магм в литосферной мантии из-за эффективной очистки её гидратированных частей среднетретичным магматизмом и образования тугоплавкой, обедненной континентальной литосферы.

Вулканизм возобновился 10 млн лет назад спорадическими извержениями толеитовых и щелочных базальтов, имеющих микроэлементный состав, аналогичный базальтам океанических островов (высокое содержание Nb, Ta и Ti; низкое содержание Ba/Nb и La/Nb), обедненные изотопные составы Sr и Nd (87 Sr/ 86 Sr = 0.70297–0.70396; ϵ Nd = +4.7...+7.3) и более радиогенный изотопный состав Pb (206 Pb/ 204 Pb = 18.460–19.698; 207 Pb/ 204 Pb = 15.461–15.684; 208 Pb/ 204 Pb = 38.091) по сравнению с породами литосферного происхождения. Состав этих позднекайнозойских базальтов свидетельствует о резком апвеллинге астеносферы, которая плавилась в результате адиабатической декомпрессии.

В северной части рифта Рио-Гранде по изотопным отношениям Sr, Nd и Pb в вулканических породах выделен не только общий компонент А (астеносферный), но и общий компонент М (конвектирующей мантии). Последний из них определен в базанитах и щелочных базальтах возрастом 25-18 и 10-5 млн лет территории рифтовой системы Рио-Гранде, для которой общий компонент А не характерен. По сравнению с общим компонентом А, общий компонент М характеризуется более высоким изотопным отношением стронция ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7037-0.7039) и более низкими изотопными отношениями неодима $(\in Nd = +4)$ и свинца (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.3, 207 Pb/²⁰⁴Pb = 15.5, 208 Pb/²⁰⁴Pb = 37.7). Общий компонент М рассматривается как материал подлитосферной конвектирующей мантии внутренней части континента. С течением времени роль этого общего компонента в излившихся базальтах снижалась при возрастании в них роли общего компонента А. Последний компонент входил в состав базальтов, излившихся преимущественно в последние 8 млн лет (Рассказов и др., 2010; Rasskazov et al., 2010).

На рис. 3 приведена геологическая схема запада США, на которой показаны сутурные зоны между террейнами, выделенные в верхней части коры. Обозначена южная граница фундамента с возрастом до 1.7 млрд лет провинции Южный Явапай, которой пространственно соответствует вулканический линеамент Хемез, образовавшийся в кулисах сутурной зоны, ограничивающей эту провинцию с юга. На диаграммах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb наклон тренда фигуративных точек вулканических пород поля Моголлон Датил, расположенного в поле поднятия ларамид, южнее зоны Хемез и западнее рифта Рио-Гранде, соответствует вторичной изохроне 1.7 ± 0.15 млрд лет (Davis, Hawkesworth, 1995). Судя по возрасту

источников вулканических пород, эта часть территории юга Бассейнов и Хребтов представляет собой переработанное продолжение провинции Южный Явапай и Мазатзал.



Рис. 3. Геологические элементы Континентальной Динамики Скалистых гор ((CD-ROM, 2002) с дополнениями). Провинция Явапай – 1.8–1.7 млрд лет, провинция Мазатзал – 1.7–1.65 млрд лет, провинция Гринвилл – 1.3–1.0 млрд лет. Докембрийские провинции юго-запада Северной Америки простираются на северо-восток, поднятия ларамид (серые) – с севера на юг, массивы ларамид (белые) и неогеновые вулканические поля (черные) – на северо-восток. Литосферная мантия имеет меньшие скорости сейсмических волн по направлению к краю плиты; территория более светлого цвета представляет области, под которыми находится низкоскоростная мантия, возможно, содержащая частичный расплав (Dueker et al., 2001). В регионе Скалистых гор – плато Колорадо ответвления этой горячей мантии проникают в более древнюю литосферу вдоль зон северо-восточного простирания; эти области производят базальтовые расплавы – молодые вулканические порады вдоль зон Йеллоустон, Сент-Джордж и Хемез. Возраст протолитов источников позднекайнозойских вулканических пород показан по опубликованным работам (см. текст).

Fig. 3. Geologic elements of southwestern North America showing Continental Dynamics of the Rocky Mountains (CD-ROM) reflection, refraction, and teleseismic lines (CD-ROM, 2002). Precambrian provinces strike northeast, Laramide uplifts (gray) strike north-south, Laramide plutons (white) and Neogene volcanic fields (black) strike northeast. Lithospheric mantle has lower velocity of seismic waves toward plate margin; area of lighter color represents regions underlain by low-velocity mantle, probably containing partial melt (from Dueker et al., 2001). In the Rocky Mountain–Colorado Plateau region, fingers of this hot mantle penetrate older lithosphere along northeast-striking zones; these areas are producing basaltic melts as shown by young volcanic rocks along Yellowstone, St. George, and Jemez zones. Protoliths ages for sources of Late Cenozoic volcanic rocks are shown from published works (explanations in the text).

Северо-восточная часть Большого Бассейна занимает край архейской провинции Вайоминг. Возраст ее коры составляет 2.8– 2.7 млрд лет (O'Brien et al., 1995). Третичные

вулканические породы поля Абсарока и четвертичные породы Йеллоустоунского вулканического плато располагаются в координатах изотопных отношений свинца вдоль вторичной изохроны, определяющей возраст пород источника около 2.8 млрд лет, который соответствует возрасту пород фундамента кратона Вайоминг. В провинции обнаружены также породы кислого состава с возрастом древнее 3.8 млрд лет (Mueller et al., 1992, 1998), но для источников вулканических пород оценки древнее 2.8 млрд лет отсутствуют. По территории Большого Бассейна проходит граница между протерозойским Северо-Американским кратоном (возоколо 1.8 млрд лет раст коры И аллохтонными островодужными террейнами, аккретированными к нему в палеозое (возраст коры <1.0 млрд лет). На территории породы приобретают высокое кратона $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (~0.706–0.708) и низкое \in Nd (– 10...-3.5) (Ormerod et al., 1988, 1991).

Отдельному протерозойскому литосферному блоку пространственно соответствует плато Колорадо. Для кайнозойских вулканических пород плато Колорадо и вулканического поля Сан Хуан установлена отчетливая корреляция изотопов на диаграммах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Вторичная изохрона соответствует возрасту фундамента плато Колорадо 2.3 млрд лет (Alibert et al., 1986). Возраст коры в изотопных координатах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb составляет от 2.3 до 1.8 млрд лет (De Paolo, 1981a,b; Alibert et al., 1986). B roрах Сан Хуан и сопредельной части рифта Рио-Гранде, на юге штата Колорадо и на севере штата Нью Мексико, вулканические породы от олигоценового до четвертичного возраста образуют вторичную изохрону 1.8-1.7 млрд лет (Lipman, 1980). Подобные вторичные изохроны 1.5 ± 0.13 млрд лет и $1.6 \pm$ 0.13 млрд лет рассчитаны для вулканических пород в штатах Аризона и Юта. Эти оценки совпадают с одним из основных временных интервалов образования континентальной коры на юго-западе США — 1.7–1.65 млрд лет назад (Condie, 1998).

Общий диапазон Рb-изотопных датировок протолитов источников вулканических пород рассматриваемой территории – 2.8–1.5 млрд лет. Для пород Лейцитовых Холмов

приведена Nd-модельная оценка возраста источника 1.2 млрд лет (T_{DM}) (Meen, Eggler, 1987). Эта оценка выходит за рамки Рb-изотопных датировок источников и обозначает процесс, отличающийся от процессов становления литосферы, датированных в U– Pb-изотопной системе.

Пространственная согласованность вторичных изохрон изотопных отношений свинца вулканических пород с возрастом пород фундамента свидетельствует о ведущей роли процессов магмообразования в литосферной части мантии и в коре запада США по типу закрытых систем с радиогенными изотопами.

Общая характеристика источников вулканических пород Азии

В континентальной Азии суждения об источниках вулканизма противоречивы. Возраст источников вулканических пород не имеет прямой зависимости от возраста пород верхней части коры.

В начале 1990-х годов Рb-изотопные данные по вулканическим породам полей Чангбайшан (Чангбай), Ханнуба, Минси, Датун, Куандян и Удаляньчи аппроксимировались на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb трендом NHRL (Northern Hemisphere Reference Line, опорная линия Северного полушария) с наклоном, соответствующим возрасту 1.77 млрд лет (Basu et al., 1991). Тогда же был определен интервал изотопных отношений Рь в миоценовых базальтах Линьдзю (п-ов Шандунь), перекрывший весь диапазон отношений вулканических пород Восточного Китая при распределении фигуративных точек вдоль линии с наклоном, соответствующим возрасту около 2.57 млрд лет. Точки базальтов Линьдзю относились на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb к вторичной изохроне плавившегося материала раннедокембрийского литосферного мантийного киля Северо-Китайского кратона (Zartman et al., 1991). Систематические Рb-изотопные исследования протолитов источников позднефанерозойских вулканических пород Азии показали спектр датировок ранней, средней и поздней мантийных геодинамических эпох (Rasskazov et al., 2020a).

В разное время демонстрировались и продолжают публиковаться модельные

оценки возраста источников вулканических пород по изотопным отношениям Рb. Для позднекайнозойских калиевых пород зоны Удаляньчи-Еркешан-Келуо (Северо-Восточный Китай) по модели обыкновенного свинца (Stacey, Kramers, 1975) рассчитывалась Рb-изотопная датировка около 2.4 млрд лет (Zhang et al., 1995). Позже источнику пород вулканов Лаохейшан и Хуошаошан поля Удаляньчи присваивался возраст 1.5 млрд лет, исходя из предположения о происхождении калиевых расплавов из слэба, стагнирующего в переходном слое мантии (Kuritani et al., 2013). Подобная идея об образовании калиевых магм в результате плавления стагнирующего слэба воспроизводилась с модельными построениями и Рbизотопной оценкой его возраста 2.2 млрд лет (Wang et al., 2017).

Кроме Рb-изотопных оценок возраста источников, в Азии демонстрировались разные подходы к датированию глубинных процессов в Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопных системах. Так, в вулканических породах плато Тибет изотопно-геохимическая использовалась особенность Sr и Nd: изменение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в широком диапазоне при небольших вариациях значений эпсилон Nd. В Sm-Nd-изотопной системе рассчитывался модельный возраст источника t_{DM} ~1.2 млрд лет (Tuner et al., 1996). Геологическое значение этой возрастной оценки осталось неясным. В позднекайнозойских калиевых порозоны Удаляньчи-Еркешан-Келуо дах изотопное отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd меняется в широких пределах, но и для них давалась Nd-модельная оценка возраста 800-900 млн лет (Zhang et al., 1995). Эта датировка также не имела какого-либо геологического смысла.

Для понимания роли источников вулканических пород Азии ключевое значение имеет Японско-Байкальский геодинамический коридор (рис. 4). Витимское вулканическое поле осевой части геодинамического коридора обозначено среднемиоценовымичетвертичными извержениями лав, извергавшимися в интервале 16–0.6 млн лет назад, которым предшествовали извержения мелпалеоген-раннемиоценовых лав в интервале 90–18 млн лет назад, распространенные в

пелом юго-запалнее Витимского поля. Изотопные характеристики источников восточной и западной частей Витимской расплавной аномалии различаются между собой. В восточной части, в Береинском вулканическом центре, в интервале 16-4 млн лет назад извергался материал, соответствующий по изотопному составу Pb протомантии LOMU возрастом около 4.5 млрд лет, а в интервале 1.1-0.6 млн лет назад – материал локального источника, резко обедненного около 0.64 млрд лет назад. В выплавках западной части поля, извергнутых в Мухальском и других вулканических центрах в интервале 13.8-9.2 млн лет назад, источник представлял собой протомантийный материал LOMU, истощенный около 1.0-0.6 млрд лет назад (Rasskazov et al., 2020a).

Витимская расплавная аномалия обозначает геодинамический центр активности Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии литосферы, от которого по этой распространялись деформационнозоне магматические импульсы, вызывавшие противофазную активность вулканизма периферической Удоканской расплавной аномалии (Chuvashova et al., 2017). Абага-Уланхада-Ханнуобинская Даригангская и вулканические области маркируют подобный (Ханнуоба-Даригангский) геодинамический центр активности Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии, от котораспространялись деформационнорого магматические импульсы в субширотную ветвь вулканических полей Нуоминхе, Удаляньчи, Сюнке и Амурзет. Далее геодинамический центр активности составляет субширотная зона задугового спрединга В Японском море с сопредельными Шкотовским и Шуфанским полями.

Ханнуоба-Даригангский геодинамический центр Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии смещен южнее оси Японско-Байкальского геодинамического коридора. Угол разворота ее юго-западной и восточной ветвей пространственно совпадает с осью геодинамического коридора. Линия, соединяющая транстенсионные углы, протягивается от вулканического поля Чангбай с субширотной зоной задугового спрединга в Японском море до Муяканской впа-
дины северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны (рис. 4). Вулканоактивная Япономорская зона спрединга сменяется отчетливо выраженной протяженной трассой Ханнуоба-Сюнкской зоны вулканических полей и далее – Витимо-Удоканской зоной двух концентрированных полей (Витимского и Удоканского), в Муяканском транстенсионном углу которой вулканизм отсутствовал.



Рис. 4. Соотношение вулканических полей зон горячей угловой транстенсии литосферы в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре с современными вариациями скоростей S-волн на глубине 250 км. Пунктирной линией соединены углы зон горячей транстенсии и спрединга от зоны Окусири Японского моря (OK) до Муяканской впадины (МУ). В качестве основы использован сейсмотомографический срез скоростной модели S-волн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003). Зона спрединга Японского моря показана по работе (Jolivet et al., 1994).

Fig. 4. Correlation of volcanic fields in zones of hot angular transtension in the Japan-Baikal geodynamic corridor with present-day variations in S-wave velocities at a depth of 250 km. The dotted line connects the corners of hot transtension and spreading zones from the Okushiri zone of the Japan Sea (OK) to the Muyakan basin (MY). The seismic tomographic slice of the S-wave velocity model (Yanovskaya and Kozhevnikov, 2003) is used as a basis. The spreading zone of the Sea of Japan is shown after (Jolivet et al., 1994).

Вулканической полосе Абага–Дариганга в модели S-волн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) соответствует Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия, вытянутая в поперечном направлении на север-северовосток и резко выраженная на глубине 250 км. Вулканическое поле Ханнуоба и соседние вулканические поля пространственно соответствуют ее южной части и вместе с вулканическими полями Дариганга и БуйрНур представляют собой крайние западные вулканические проявления восточной окраины Азии. Источники вулканизма этих полей распложены на глубине 250 км. Интересно, что высоко-Мg магматизм проявился на окончаниях Японско-Байкальского геодинамического коридора в интервале 16–14 млн лет назад, а в его центральной части, в Ханнуоба-Сюнкской зоне угловой горячей транстенсии, в последние 10 млн лет.

Мы видим, что на окончаниях Японско-Байкальского геодинамического коридора глубинная (верхнемантийная) геодинамика была сходной, что проявилось в одинаковом смещении вулканических полей с высоко-Мд лавами относительно низкоскоростных аномалий, а малоглубинные процессы различались, что нашло выражение в авулканичности Муяканского транстенсионного угла при спрединге в Японском море (т.е. замещении континентальной коры базальтовыми выплавками) и длительной концентрации вулканизма на поле Чагбай. Иными словами, вдоль оси геодинамического коридора различались только малоглубинные (литосферные) процессы и не различались процессы подлитосферной верхней мантии.

Ось Японско-Байкальского геодинамического коридора обозначается не только Витимским вулканическим полем, но и Шкотовско-Шуфанской группой вулканических полей. Витимское вулканическое поле смещено на 200-300 км относительно локальной Северо-Байкальской низкоскоростной аномалии, расположенной на глубине 250-300 км. Приблизительно на такое же расстояние смещена Шкотовско-Шуфанская группа вулканических полей относительно локальной Северо-Восточной Китайской низкоскоростной аномалии. Одинаковые пространственные соотношения вулканических полей с локальными низкоскоростными аномалиями свидетельствуют о сходном осевом смещении литосферы относительно корневых частей расплавных аномалий на окончаниях геодинамического коридора. В его центральной части, однако, Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия расширилась вдоль движения Азии от вулканического поля Чифенг на юго-востоке до вулканического поля Дариганга на северозападе, но в целом оказалась вытянутой от осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора на юго-запад до Уланхада-Ханнуобинской вулканической области.

Вдоль юго-западного фланга смещение литосферы выстраивается по мелпалеогеновым вулканическим полям возрастного интервала 90–30 млн лет. В начале геодинамического коридора палеогеновые базальты распространены на Корейском пове и на юге Приморья (Рассказов и др., 2004), в Фушуньской впадине (базальты формации Лаохутай, возраст 70-60 млн лет) (Kuang et al., 2012), на вулканическом поле Шуанляо, северного края Северо-У Китайского кратона (базаниты и щелочнооливиновые базальты возрастного интервала 51.0-48.5 млн лет и переходные базальты и диабазы — интервала 43.0–41.6 млн лет) (Хи et al., 2012), во впадине Сяляохэ северной части бассейна Бохайского залива, в предесеверо-восточной части Северолах Китайского кратона. На последней территории базальты залегают в разрезах палеоценовой формации Фаншенпао (PFF), эоценовой формации Шахецзе (ESF) И олигоценовой формации Дунъинь (ODF). В РFF преобладают толеиты, тогда как ESF и ODF характеризуются щелочными базальтами с небольшим количеством толеитов. Толеиты PFF охарактеризованы Ar-Ar датировкой 57.7±0.6 млн лет, сопоставимой в пределах погрешности с изохронной датировкой 56.1±1.7 млн лет. Эти базальты обеднены крупноионными литофильными и высокозарядными элементами (LILE, HFSE) по сравнению с базальтами океанических островов (OIB), но имеют положительные аномалии Ba, Sr, Eu и Ti. Они характеризуются OIB-подобным изотопным составом Sr и Nd и аномально низким радиогенным изотопным составом свинца, положительной корреляцией 206 Pb/ 204 Pb и 143 Nd/ 144 Nd и отрицательной корреляцией ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Геохимические характеристики этих базальтов интерпретируются как результат плавления новообразованной литосферной мантии, образовавшейся при рециркуляции расслоившейся утолщенной литосферы в позднем мезозое (Wu et al., 2014). На диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb фигуративные точки базальтов впадины Сяляохэ аппроксимируются линией с наклоном 0.1688, соответствующим возрасту 2.55 млрд лет, близкому Рb-Рb датировке позднекайнозойских базальтов Линьдзю п-ова Шандунь (Zartman et al., 1991). Протолит источников базальтов обеих территорий может сопоставляться с материалом корневой части Северо-Китайского кратона.

Источники вулканизма в Абага-Даригангской и Уланхада-Ханнуобинской вулканических областях

Обратимся к источникам магм вулканических областей, охватывающих территории с поперечником в сотни и тысячи км. В качестве примера рассмотрим источники Абага-Даригангской и Уланхада-Ханнуобинской вулканических областей.

В Юго-Восточной Монголии, на приграничной территории с Северным Китаем, находится вулканическое поле Дариганга (Влодавец, 1955). Продолжение выходов вулканических пород на китайскую территорию имеет собственное название Абага (Zhou et al., 1988; Zhang et al., 2012; Chen et al., 2015) или Далинуор (Liu et al., 2001). Выделяется также цепочка вулканических полей Дариганга, Абага и Далинуор, которая протягивается в направлении северо-запад – юго-восток на расстояние около 300–350 км при ширине около 100 км (Zhang, Guo, 2016) и далее, через 100–150 км, находит продолжение вулканическом полем Чифенг (Бейлике). Общая протяженность вулканической полосы Дариганга-Абага-Далинуор-Чифенг составляет около 500 км. Поля Дариганга, Абага и Далинуор находятся в алтаидах и манджуридах Центрально-Азиатского подвижного пояса (Şengör, Natal'in, 1996), а поле Чифенг – в пограничных манджуридах Северо-Китайского кратона, вблизи пересечения Гравитационным Линеаментом северной границы Северо-Китайского кратона. В пределах кратона, в 350 км юго-западнее по-Чифенг, расположена Уланхада-ЛЯ Ханнуобинская вулканическая область, включающая поля Уланхада, Ханнуоба, Дзининг и Байинсиан (рис. 5).



Рис. 5. Вулканические поля Юго-Восточной Монголии и сопредельного Северного Китая. Северо-Китайский кратон состоит из Западного и Восточного блоков (темно-серый фон), разделенных Транс-Северокитайским орогеном (светло-серая полоса).

Fig. 5. Volcanic fields of southeastern Mongolia and adjacent northern China. The North China Craton consists of the Western and Eastern Blocks (dark-gray background) separated by the Trans-North China Orogen (light-gray band).

При разработке генеральной Рьизотопной систематики источников вулканических пород (Rasskazov et al., 2020а) изотопные отношения Рь вулканических пород поля Абага (данные (Zhang, Guo, 2016)) интерпретировались как показатель материала ELMU резервуара вязкой протомантии, тогда как изотопные отношения Рь вулканических пород полей Ханнуоба и Уланхада (данные (Song et al., 1990; Fan et al., 2014)) рассматривались как показатель материала LOMU. Предварительное рассмотрение данных по коллекции образцов поля Дариганга показало широкий, непрерывный спектр петрогенных оксидов и микроэлементов. При сравнительном анализе данных по породам вулканических полей Дариганги и Ханнуобы выявился в целом их сходный ха-

рактер. Ханнуобинские вулканические породы отличались от даригангских отсутствием высокомагнезиальных составов и контрастным делением ассоциации лав на группы эволюционированных щелочных оливиновых базальтов [EV-AOB] и примитивных щелочных оливиновых базальтов [PR-AOB], переходных базальтов [TRB] и толеитовых базальтов [TLB]). В непрерывном спектре даригангских пород обозначались недостающие промежуточные составы, объединявшие контрастные члены ассоциации пород Ханнуобы между собой (Чувашова и др., 2012). Далее мы обратимся к определению источников вулканических пород Дариганги в генеральной Рb-изотопной систематике и выполним общий сравнительный анализ источников вулканических пород Абага-Даригангской И Уланхада-Ханнуобинской вулканических областей.

На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 6а) породы Даригангского вулканического поля разделяются на 5 групп со значениями La/Yb: 1) экстремально высоким (43-46), 2) высоким (31-43), 3) умеренным (25-31), 4) низким (15-25) и 5) экстремально низким (11-15). Группы 1-2 и 3-5 образуют разнонаправленные тренды. Высоко-Мд породы группы 2 (MgO 11-16 мас.%) имеют отношения La/Yb = 31-35, последовательно возрастающие в менее магнезиальных породах. Максимальному отношению La/Yb (43) в породе группы 2 соответствует минимальное содержание MgO (7 мас.%). Породы группы 1 экстремально высокого отношения La/Yb характеризуются в целом менее магнезиальным составом, чем породы группы 2. Интервал содержания MgO 6.8-13 мас.% в породах группы 3 с умеренным отношением La/Yb сменяется интервалом содержания MgO 5.3-10.5 мас.% в породах группы 4 с низким отношением La/Yb и далее интервалом содержания MgO 6.8–7.7 мас.% в породах группы 5 с экстремально низким отношением La/Yb.

Вулканические породы поля Абага разделены на 3 группы: Абага-1, Абага-2 и Абага-3 (Zhang, Guo, 2016). На диаграмме La/Yb -MgO (рис. 6б) точки пород группы Абага-1 рассредоточены в полях пород Дариганги с низким, умеренным и высоким отношением La/Yb. Высокое отношение определено в двух образцах, один из которых имеет высокое содержание MgO (15.6 мас.%), другой – умеренное (8.0 мас.%). Эти образцы сопоставляется с породами исходной (нижней) части тренда групп 1-2 даригангских пород. Большая часть тренда в породах поля Абага не представлена. Точки пород групп Абага-2 и Абага-3 образуют компактные фигуративные поля, соответствующие группам 4 и 5 пород Даригангского поля.

Вулканические породы поля Далинуор разделены на 2 группы: Далинуор-1 и Далинуор-2. На диаграмме La/Yb – MgO точки группы Далинуор-1 показывают диапазон отношения La/Yb, сходный с диапазоном этого отношения точек пород группы Абага-1, но несколько смещены от них в магнезиальную область. Точки группы Абага-2, за исключением одной, попадают в фигуративное поле Абага-3 экстремально низкого отношения La/Yb. В этом же фигуративном поле находятся вулканические породы Бейлике.

Из общего сопоставления распределения точек на диаграмме La/Yb – MgO следует вывод о распространении пород с экстремально низким отношением La/Yb вдоль всей линии вулканических полей Дариганга– Бейлике и последовательном возрастании этого отношения от поля Бейлике через поля Далинуор и Абага к полю Дариганга.



Рис. 6. Диаграммы La/Yb – MgO группирования вулканических пород Дариганги (*a*) и вулканических пород Абаги, Далинуора и Бейлике (δ). Для сопоставления на обеих панелях штриховыми линиями показаны разделительные линии групп вулканических пород Дариганги. Кружочками обведены точки, по которым получены изотопные отношения Pb. На диаграмме *a* – данные авторов, на диаграмме δ – данные (Zhang, Guo, 2016).

Fig. 6. Diagrams of La/Yb vs MgO for grouping of volcanic rocks from Dariganga (a) and those from Abaga, Dalinuor, and Beylike (b). For comparison, the dashed lines on both panels show the dividing lines of the Dariganga volcanic rock groups. Circles indicate data points, from which the Pb isotope ratios were obtained. Diagram a shows data of the authors, diagram b shows data from (Zhang, Guo, 2016).

Из каждой группы пород вулканического поля Дариганга выбраны образцы для изотопного анализа Pb. В группе 1 экстремально высокого отношения La/Yb проанализировано два образца, в других группах – от четырех до девяти. Породы поля Абага представлены тремя анализами, породы поля Далинуор – пятью анализами для группы 1 и двумя анализами для группы 2 (см. рис. 6).

Распределение фигуративных точек на диаграмме ураногенных изотопных отношений Pb рис. 7а интерпретируется с точки зрения эволюции протомантийных источников при их обеднении, обогащении и омоложении. Протомантийный источник вулканических пород Дариганги (D) определяется максимальным значением ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb точки группы 2, лежащей на геохроне 4.455 млрд лет. Фигуративные точки пород Абаги и Далинуора смещены правее и относятся к про-

томантийному источнику AD. который определяется высокими значениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, приблизительно соответствующими геохроне 4.442 млрд лет. Источник D дает вторичные изохроны, наклоны которых соответствуют возрастам 3.69 и 2.16 млрд лет (группа 4) и 1.74 млрд лет (группы 2 и 3). Источник AD дает вторичную изохрону, наклон которой соответствует возрасту 3.39 млрд лет. В поле точек Дариганги попадает единственная точка пород Далинуора (обр. 100913-1 (Zhang, Guo, 2016)).



Рис. 7. Диаграммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вулканических пород пограничной территории Монголии и Китая (вулканические поля Дариганга, Абага и Далинуор) (*a, в*) с вставкой (δ), иллюстрирующей предполагаемую эволюцию источников, и такие же диаграммы вулканических пород провинции Ханнуоба Китая (вулканические поля Ханнуоба, Уланхада, Дзининг и Байинсиан) (*г*,*д*). Протомантийные источники: D – Дариганга, AD – Абага-Далинуор, W – Уланхада, H – Ханнуоба. Вторичные источники, обозначенные вторичными изохронами (в квадратных скобках – оценка возраста в млрд лет): Дариганга – D_[3.69], D_[2.16], D_[1.74]; Далинуор – DL_[3.39]; Ханнуоба – H_[2.62], H_[1.81]; Байинсиан – В_[1.48]. Для поля Дариганга используются данные авторов, для других вулканических полей – опубликованные данные (Song et al., 1990; Fan et al., 2014; Zhang, Guo, 2016).

Fig. 7. Diagrams ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb for volcanic rocks from the border area between Mongolia and China (Dariganga, Abaga, and Dalinuor volcanic fields) (*a*, *e*) with an inset (δ) that illustrates the suggested evolution of sources, and similar diagrams of volcanic rocks from the Hannuoba province of China (Hannuoba, Wulanhada, Jining, and Baiyingxiang volcanic fields) (∂ , *e*). Protomantle sources: D – Dariganga, AD – Abaga-Dalinuor, W – Wulanhada, H – Hannuoba. Secondary sources, indicated by secondary isochrones (in square brackets – age estimate in billion years): Dariganga – D_[3.69], D_[2.16], D_[1.74]; Dalinuor – DL_[3.39]; Hannuoba – H_[2.62], H_[1.81]; Baiyingxiang – B_[1.48]. For the Dariganga volcanic field, data of the authors are used, for other volcanic fields – published data (Song et al., 1990; Fan et al., 2014; Zhang and Guo, 2016).

Протомантийные источники вулканических пород Уланхады (W) и Ханнуобы определяются максимальными значениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb компактных групп точек, соответствующих геохронам 4.54 млрд лет и 4.52 млрд лет. Источник Н дает линии вторичных изохрон, наклоны которых соответствуют возрастам 2.62 и 1.81 млрд лет. Источнику W соответствует рассеянное поле точек Дзининг, не распространяющееся правее геохроны этого источника. Конкретные возрастные оценки переработанного протолита не возможны. Однако точки наиболее продвинутых (ранних, возраст 33 млн лет) составов лав территории Байинсиан обозначают тренд, наклон которого соответствует возрасту около 1.48 млрд лет.

Группирование вулканических пород Дариганги и индивидуальность источников вулканических пород Дариганги, Далинуора и Абаги проявляется в распределении фигуративных точек пород на лиаграмме торогенного и ураногенного изотопных отношений Рb (рис. 7в). Породы группы 2 из протомантийного источника D характеризуются узкими диапазонами ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Индивидуальные тренды снижения отношений ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в породах Дариганги и Далинуора подтверждают некоторую взаимную обособленность материала протомантии и его производных. Три образца Абаги, обнаруживающие широкий диапазон изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, дают тем не менее, сравнительно узкие интервалы изотопных отношений ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Следовательно, при максимальном µ в протолите источника его концентрации Th и U варьировали слабо, но смешивались древний и молодой компоненты, соответственно, с высоким и низким отношениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb.

Подобная индивидуальность источников протомантии и ее производных проявляется

на диаграмме торогенного и ураногенного изотопных отношений Pb вулканических пород на полях провинции Ханнуоба. Породы из протомантийных источников W и H характеризуются узкими диапазонами ²⁰⁸Ph/²⁰⁴Ph и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Протомантийный источник W имеет более высокое отношение ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb чем протомантийный источник Н. Тренд снижения отношений ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb отчетливо выражен в породах раннего преобразования источника Ханнуобы Н_[2.62], тогда как в породах более позднепреобразования источника Ханнуобы ГО Н_[1.81] разделяется на три отрезка, средний из которых обнаруживает обратную корреляцию отношений ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Фигуративные точки наиболее радиогенной части пород поля Дзининг ложатся на тренд Ханнуобы Н_[2.62], тогда как фигуративные точки остальных пород этого поля, а также поля Байинсиан смещены выше этого тренда в соответствии с относительным смешением протомантийных источников W и H.

Источники вулканизма на поле Удаляньчи

Породы вулканов поля Удаляньчи характеризуют обстановку активности локальных источников (рис. 8). Геохимические исследования пород выявили пространственновременную неоднородность материала, вовлеченного в плавление под вулканами, с Рb-Рb-изохронными определениями возраста от 1.88 млрд лет до нулевого (соответствующего времени вулканического извержения) (Rasskazov et al., 2016, 2020a,b). Вулканизм начинался с излияния лавового потока Лаошантоу около 2.5 млн лет назад и завершался историческими извержениями вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720-1721 и 1776 гг. (рис. 8а, в, д, ж, и). Различается 5 последовательно активизированных источников: Лаошантоу, Гелацю, Уоху, Молабу и Хуо.



Рис. 8. Пространственное распределение вулканов на основном поле Удаляньчи. **Fig. 8.** Spatial distribution of volcanoes in the main Wudalianchi field.

Источник Лаошантоу активизировался с излиянием трахиандезибазальтового лавового потока около 2.5 млн лет назад, источник Гелацю - с излиянием базальтового лавового потока около 2.0 млн лет назад. Для пород лавовых потоков на диаграмме обоих ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb получены одинаковые датировки около 1.88 млрд лет с общим расположением фигуративных точек вдоль линии, соответствующей этому же возрасту (рис. 9б). В двух излившихся инициальных лавовых порциях был представлен материал одновозрастных протолитов разного состава. Малый объем инициального потока Лаошантоу и деформации осадочного ложа потока с видимыми вертикальными смещениями более 4 м могут свидетельствовать о синтектоническом выплавлении трахиандезибазальтов, подобно генерации псевдотахилита в результате сейсмического удара.

Источник Уоху проявил активность на вулкане Уохушан, действовавшем в интервале 1.3–0.8 млн лет назад. Этот источник генерировался метасоматическими процессами около 150 млн лет назад на основе протолита источника Гелацю (рис. 9г).

Источник Молабу активизировался на вулкане Молабушан около 0.6–0.5 млн лет назад. Конус этого вулкана сложен умеренно-Мg расплавами из источника с нулевым возрастом, соответствующим времени вулканического извержения. Лавы в окружении конуса излились из источника Гелацю с небольшой примесью материала источника Молабу.



Рис. 9. Последовательность активизации пяти разновозрастных источников вулканического поля Удаляньчи от извержения потока Лаошантоу 2.5 млн лет назад до исторических извержений вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720–1776 гг. (*a, в, д, ж, и*) и характеристика источников на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (*б, г, е, з, к*). На панели 7*и* показана полная схема пространственного распределения источников. На панелях 7*д* и 7*ж* штриховыми линиями выделены коридоры смешения материала разновозрастных источников. Особенности источников вулканов Лонгменшан и Молабушан рассмотрены в статье (Rasskazov et al., 2020b). Для упрощения в схеме не рассматриваются источники вулканов Южный и Северный Гелацюшан, Яоцюаншан, Уэйшан, Сяогушан, Восточный и Западный Дзяодебушан, а также группы вулканов, расположенных югозападнее основного поля: Лианхуашан, Дзяньшан и Дзяньшандзы.

Fig. 9. Sequence of reactivation of five sources with different ages in the Wudalianchi volcanic field since the eruption of the 2.5 Ma Laoshantou flow to the historical ones in 1720-1776 of the Laoheishan and Huoshaoshan volcanoes (*a*, *e*, *∂*, *ж*, *u*) and characteristics of sources in the ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ plot (*b*, *c*, *e*, *3*, κ)). Panel 7*u* shows the complete scheme of the spatial distribution of sources. In panels 7*∂* and 7*ж*, the dashed lines show mixing corridors for material from sources of different ages. Features of sources of the Logmenshan and Molabushan volcanoes are considered by Rasskazov et al. (2020b). For simplicity, the scheme does not consider sources of the volcanoes: South and North Gelaquishan, Yaoquanshan, Weishan, Xiaogushan, East and West Jiaodebushan, as well as groups of volcanoes located southwest of the main field: Lianhuashan, Jianshan, and Jianshanzi.

В интервале последних 0.5 млн лет до 1720 г., включительно, новых источников на вулканическом поле не генерировалось, хотя в продуктах извержений вулкана Лонгменшан проявился эффект отделения сульфидов (Rasskazov et al., 2020b). В этом временном интервале действовали вулканы Бидзиашан и Лаохейшан, продукты извержений которых были в основном производными источника Гелацю. В качестве примеси к ним добавлялся материал источника Молабу (в умеренно-Mg составах) и материал источника Лаошантоу (в низко-Мд составах). Первый из них обозначал латеральное усиление роли источника конвектирующего компонента. В этом источнике достигалась изотопная гомогенизация материала посредством его локального конвективного перемешивания. Второй источник свидетельствовал о действии синтектонического фактора, обеспечившего проявление инициальной трахиандезибазальтовой выплавки потока Лаошантоу.

Новый источник Хуо проявился в извержении вулкана Хуошаошан, произошедшего в 1721 г. (через полгода после угасания деятельности вулкана Лаохейшан). Геохимические характеристики материала, извергнутого на этом вулкане, существенно отличались от характеристик продуктов извержений вулканов Лаохейшан и Бидзиашан. Изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в породах вулкана Хуошаошан резко снижались при линейной зависимости от обратной концентрации стронция. Образовался тренд смешения материала общего подлитосферного компонента (87 Sr/ 86 Sr = 0.7052) и общего компонента вулканов Лаохейшан и Хуошаошан (Rasskazov et al., 2016). На диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb

- ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 9к) наблюдается, однако, сильный разброс фигуративных точек пород вулкана Хуошаошан, образующих обширное изометричное поле. Четыре точки источника Хуо находятся между трендами точек источников Уоху (около 150 млн лет) и Молабу (нулевой возраст) и аппроксимируются линией с наклоном около 100 млн лет.

В Rb-Sr-изотопной системе для лав вулканического конуса Хуошаошан получена изохронная датировка, согласующаяся с Рbизотопной датировкой около 100 млн лет. На диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr четыре фигуративные точки из двенадцати распределились вдоль линии 98 млн лет (рис. 10). Главную роль могла играть кристаллизация в это время в источнике безрубидиевой минефазы (апатита), которая ральной дает начальное отношение изотопов Sr в источнике 87 Sr/ 86 Sr₀ = 0.70485. Изохронная линия трассируется до общего компонента конвектирующей мантии, который характеризует однородный резервуар с отношением Rb/Sr=0.092 при интегрированном во времени отношении 87 Sr/ 86 Sr = 0.7052.

В работе (Rasskazov et al., 2016) подчеркивалось существенное геохимическое различие излившегося материала вулкана Хуошаошан И вулканических продуктов предшествовавших извержений вулкана Лаохейшан. Рассеяние точек пород вулкана Хуошаошан на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (рис. 9к) дает переход от двухкомпонентного смешения материала источника Гелацю с материалом двух других источников в лавах и пирокластическом материале вулкана Лаохейшан к качественно новому состоянию плавившихся компонентов магматической системы поля Удаляньчи.



Рис. 10. Диаграмма ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr вулканических пород конуса Хуошаошан (Rasskazov et al., 2016). Четыре фигуративные точки (красные квадраты) распределены вдоль линии, наклон которой соответствует 98 млн лет. Другие фигуративные точки (синие ромбы) расположены выше этой линии.

Fig. 10. The diagram of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr for volcanic rocks from the Huoshaoshan volcano. Four data points (red squares) are distributed along the 98 Ma reference line. Other data points (blue rhombs) are plotted above the line.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные изотопно-геохимические данные о вулканических породах Северной Америки и Азии подводят к обсуждению трех главных вопросов: 1) о глобальном значении источников вулканизма Северной Америки и Азии, 2) о региональном значении источников вулканических полей пограничной территории Юго-Западной Монголии и Северного Китая и 3) о локальном значении источников поля Удаляньчи.

Источники вулканизма Северной Америки и Азии в глобальном контексте

Южно-Тихоокеанская аномалия нижней мантии с низкими скоростями Р-волн маркируется базальтами с характеристикой HIMU (Jackson et al., 2018). Этот компонент образовался в мантии около 2 млрд лет назад, вследствие секвестрования Pb из мантии в ядро (Hart, Gaetani, 2006). Область базальтов с компонентом НІМИ на юге Тихого океана охарактеризована как «Южно-Тихоокеанская Изотопная Термальная Ано-(SOPITA, South Pacific Isotopic малия» Thermal Anomaly) (Staudigel et al., 1991). Аналог SOPITA – Африканская Изотопная Термальная Аномалия (AFITA, African Isotopic Thermal Anomaly), для которой также свойственны базальты с характеристикой НІМИ. Антипод SOPITA – Азиатская Изотопная Термальная Аномалия (ASITA, Asian Isotopic Thermal Anomaly), для позднефанерозойских вулканических пород которой показательно отсутствие компонента НІМИ (Rasskazov et al., 2020а). С использованием отношений ураногенного свинца (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb) в Азии датируются главные глобальные процессы ранней, средней и поздней геодинамических эпох эволюции Земли. Региональные мантийные процессы адаптируются к глобальным процессам. Отсутствие компонента НІМИ в вулканических породах Азии свидетельствует об отсутствии воздействия ядра на азиатские мантийные процессы в среднюю геодинамическую эпоху. Именно поэтому, в отличие от мантии других регионов мира, мантия Азии содержит информацию о событиях ранней геодинамической эпохи.

Силикатная протомантия Земли образовалась из магматического океана после отделения ядра. Изотопные отношения ураногенного Рb вулканических пород северозападной части Удоканского вулканического поля аппроксимировались линией с наклоном геохроны около 4.51 млрд лет, близкой к метеоритной геохроне. Для источников вулканических пород Азии определены геохроны протомантии временного диапазона 4.54-4.44 млрд лет. Рано сгенерированная протомантия под Центральной и Восточной Азией имела низкое $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$ (low μ , LOMU). Крутые геохроны вулканических пород дают возрастной интервал 4.54-4.47 млрд лет. В поздно сгенерированной протомантии значение и возрастало. Предельно повышенное µ (elevated µ, ELMU) дает наклон геохроны, соответствующий возрасту 4.44 млрд лет. В Азии преобладают источники протомантии LOMU. Источники протомантии ELMU проявлены локально в вулканических породах Восточной Азии (поля Чеджу, Дариганга-Абага-Далинуор) и характеризуют в целом Южную Азию. По Pb-Pb изохронам на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb -²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb для вулканических пород позднего фанерозоя разных территорий Азии получены датировки в интервалах 1) 4.54-3.6 млрд лет, 2) 2.9–1.8 млрд лет и 3) <0.7 млрд лет.

Чтобы судить о возможном проявлении слэбового океанического компонента в позднекайнозойских расплавных аномалиях, нужно иметь в виду аппроксимацию совресостава MORB менного вторичной ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb изохроной 1.77 млрд лет. Происхождение этого тренда объясняется поразному (Рассказов, Чувашова, 2012). Важно, что совокупность точек диаграммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb с приблизительно таким же наклоном может характеризовать не только плавление континентальной мантии, но и материала океанического слэба, погруженного под континентальную литосферу в позднем кайнозое.

Скоростные модели мантии Восточной Азии, построенные разными авторами, свидетельствуют о стагнации высокоскоростного слэбового материала в переходном слое 410–660 км (Fukao et al., 1992; Bijwaard et al., 1998). Стагнирующий материал, однако, не относится к активному Тихоокеанскому слэбу, который начал погружаться под Азию с 22–18 млн лет назад. В переходном слое находятся фрагменты более древнего слэбового материала. Позднефанерозойские океанические плиты Палеопацифика Кула и Изанаги в основном скользили вдоль восточной окраины Азии (Hilde et al., 1977; Ханчук и др., 1997; Rasskazov, Taniguchi, 2006). Высокоскоростные фрагменты могли образоваться в раннем-среднем фанерозое и протерозое. Более того, под Восточной Азией сохранилась протомантия, которая вовлекалось в плавление в позднем кайнозое, например, в расплавной аномалии Чеджу (Rasskazov et al., 2020a).

высокоскоростные Главные аномалии нижней мантии Земли находятся под Азией и Северной Америкой, а главные низкоскоростные аномалии - под Южным Пацификом и Африкой (Castillo, 1988) (рис. 11). Возникает вопрос о характере глубинных источников вулканических пород Северной Америки: генерировались ли они в связи с эволюцией материала протомантии (подобно источникам Азии) или были производными существенно переработанной в мантии, среднюю геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад (подобно источникам базальтов Южного Пацифика и Африки)? Казалось бы, глубинная геодинамика в Северной Америке и Азии должна быть одинаковой и содержать общие отличительные признаки по отношению к глубинной геодинамике Южного Пацифика и Африки. Источники кайнозойского вулканизма Азии и Северной Америки, однако, явно различаются. Изотопные датировки источников вулканических пород на западе США согласуются с возрастом геологических структур, доступных для изучения на земной поверхности. В Азии такого соответствия нет. Еще более существенное различие заключается в том, что в Северной Америке (на западе США) не известно источников вулканизма древнее 2.8 млрд лет, а в Азии источники перекрывают весь возрастной диапазон Земли, начиная с солидификации гадейского магматического океана. Различие диктуется тем, что в Северной Америке в кайнозое имела место односторонняя (западная) активная континентальная окраина, а в Азии обстановка восточной активной континентальной окраины сочеталась с кайнозойской конвергенцией южной окраины Азии с Индостаном.



Рис. 11. Распределение аномалий плавления с характеристиками LOMU–ELMU в Азиатской области высоких скоростей и аномалиями с характеристиками HIMU в Южно-Тихоокеанской и Африканской областях низких скоростей. Изолинии средних по всей нижней мантии скоростей продольных волн (км/с) показаны по (Castillo, 1988). В Азии обозначены расплавные аномалии с характеристиками LOMU–ELMU и HIMU из работы (Rasskazov et al., 2020а), других регионах мира – из обзоров Jackson et al. (2018) и Homrighausen et al. (2018).

Fig. 11. Distribution of melting anomalies with LOMU–ELMU signatures in the Asian high-velocity domain and those with HIMU signatures in the South Pacific and African low-velocity domains. Isolines of the P-wave velocities (km/s) averaged over the entire lower mantle are shown after (Castillo, 1988). Indicated in Asia are the melting anomalies with the LOMU–ELMU and HIMU signatures after Rasskazov et al. (2020a) and in other regions of the world are those adopted from the reviews by Jackson et al. (2018) and Homrighausen et al. (2018).

На западе США низкоскоростные аномалии ярко выражены на малых глубинах мантии (до 200 км). Некоторые аномалии (например, Высокой Лавовой Равнины, HLP) не имеют корня, другие (например, Равнины Йеллоустоун – Реки Снейк, YSRP) протягиваются на глубину. В провинции Бассейнов и Хребтов (B&R) обширные низкоскоростные аномалии распространяются до переходного слоя 410–660 км (рис. 12). Происхождение этой области связывается с погружением плиты Фаралон в более глубокую мантию. Низкоскоростным аномалиям соответствуют обширные области деформаций коры и вулканизма, источники которого имеют в целом меньшие глубины, чем источники вулканизма Азии. Признаки стагнирования слэбов в переходном слое мантии проявляются в северной части территории в виде высокоскоростных фрагментов F1, F2 и F3 (рис. 13с, е).



Рис. 12. Вертикальные разрезы субширотной модели DNA10-S (Obrebski et al., 2011). Диапазон цветовой шкалы, используемый для представления аномалий скорости, варьируется от глубины одного участка к другому и указывается на каждом участке. Графики (а) и (b) представляют собой карты модели на глубине 200 и 400 км, которые показывают положение сечений (с)-(g) вдоль 48, 45, 42, 38 и 36° с.ш. Максимальная глубина вертикальных разрезов составляет 1000 км. Долгота указана по горизонтальной оси. Серая линия — раздел Мохо. Поперечное сечение (с) в северной части Каскадии показывает непрерывную плиту Хуан де Фука (JdF), которая уплощается на глубине 300 км и соединяется с широкой высокоскоростной аномалией, наблюдаемой до глубины 800 км. Быстрая неглубокая аномалия, свидетельствующая о неповрежденной литосфере Северо-Американского кратона, прослеживается от восточного края модели до -116° з.д.; панель (d) иллюстрирует слабое выражение плиты ниже 150 км под Орегоном. Быстрый блок зажат между областью медленных скоростей выше и восточнее слабой плиты на западе и Йеллоустонской аномалией (Y) на востоке; панель (e) показывает несколько быстрых аномалий (F2, F3, F4) на уровне погружающейся в настоящее время плиты Горда. Все аномалии расположены к северу от южного края погружающейся в настоящее время плиты. Это поперечное сечение также показывает низкие скорости под Высокой Лавовой Равниной (HLP) и Равниной Йеллоустоун — Реки Снейк (YSRP). Аномалия YSRP простирается глубже, чем HLP, что позволяет предположить, что эти два вулканических поля имеют разную структуру. Панели (f) и (g) показывают структуру Бассейнов и Хребтов (B&R), плато Колорадо, Скалистых гор и Великих Равнин. Низкие скорости наблюдаются под B&R в астеносферном окне, оставшимся после удаления плиты Фараллон. Низкие скорости также обнаруживаются под Минеральным Поясом Колорадо (СМВ) и Линеаментом Хемез (JL). На панелях (f) и (g) показана вертикальная геометрия быстрых аномалий под южной частью Сьерра-Невады (SSNA), а также под плато Колорадо (CFN и CFS).

Fig. 12. E-W vertical cross-sections through the DNA10-S model (Obrebski et al., 2011). Note that the colour-scale range used to represent velocity anomalies varies from one depth plot to another and is indicated on each plot. Plots (a) and (b) are map views of the model at 200 and 400 km depth that show the position of the cross-sections (c)–(g) at 48, 45, 42, 38 and 36°N. The maximum depth of the vertical cross-sections is 1000 km. The longitude is shown on the horizontal axes. The grey line is the Moho discontinuity. Crosssection (c) in northern Cascadia shows a somewhat continuous Juan de Fuca slab (JdF) that flattens at 300 km depth and connects to a broad fast anomaly observed down to 800 km. A fast shallow anomaly, indicative of intact lithosphere of the North American craton, is observed from the eastern edge of the model as far west as -116°W; (d) illustrates the weak signature of the slab below 150 km beneath Oregon. A fast block is sandwiched between slow velocities above and to the east of the weak slab on the west, and the Yellowstone anomaly (Y) on the east; (e) shows several fast anomalies (F2, F3, F4) aligned with the currently subducting Gorda slab and all located north from the southern edge of the presently subducting slab. This cross-section also shows the low velocities beneath the High-Lava Plain (HLP) and the Yellowstone-Snake River Plain (YSRP). Note that the YSRP anomaly extends deeper than the HLP, suggesting these two volcanic fields are structurally different. (f) and (g) show the structure of the Basin and Range (B&R), Colorado Plateau, Rocky Mountains and Great Plains. Low velocities are observed beneath the B&R in the asthenospheric window left by the removal of the Farallon slab. Low velocities are also found beneath the Colorado Mineral Belt (CMB) and Jemez Lineament (JL). The vertical geometry of the fast anomalies beneath the southern Sierra Nevada (SSNA) and also beneath the Colorado Plateau (CFN and CFS) is shown in (f) and (g).

Отсутствие в расплавных аномалиях Северной Америки материала древнее 2.8 млрд лет свидетельствует о полном замещении протомантии слэбовым материалом. Следовательно, глобальные низкоскоростные аномалии нижней мантии под Азией и Северной Америкой нельзя считать идентичными. Азиатская аномалия представляет собой остов нижней протомантии, уцелевший от воздействия слэбов, а Североамериканская аномалия образовалась в результате концентрированного погружения слэбов. Возможно, слэбы погружались здесь неоднократно в истории Земли, но динамика погружения (даунвэллинга) проявилась здесь на позднем мантийном геодинамическом этапе эволюции Земли. Северо-Американская Изотопная Аномалия (NASITA, Термальная North American Isotopic Thermal Anomaly) выстраивается в возрастной ряд глобальных аномалий и, несмотря на сходство по высоким скоростям с ASITA (см. рис. 11), NASITA представляет собой самостоятельный (третий) тип глобальной нижнемантийной неоднородности (рис. 13).

Представленная последовательность образования глобальных высокоскоростных и низкоскоростных аномалий нижней мантии Земли находит логическое объяснение с точки зрения перехода перовскит– постперовскит с выделением тепла и разогрева кладбищ слэбов на границе ядромантия (Maruyama et al., 2007). Низкоскоростная неоднородность ASITA никогда не была кладбищем слэбов, а представляет собой протомантийный остов, в котором сохранялся низкотемпературный режим в исдо настоящего тории Земли времени (температура 2000 К). В конце средней мантийной геодинамической эпохи (около 2 млрд лет назад) на основе кладбищ слэбов образовались глобальные нижнемантийные низкоскоростные неоднородности SOPITA и АFITА. Одновременное образование с разогревом двух кладбищ слэбов до 4000 К, повидимому, отразило двуячеечную конвекцию, существовавшую в мантии Земли в среднюю мантийную геодинамическую эпоху. В позднюю геодинамическую эпоху концентрированное погружение слэба в нижпроявилось мантию только нюю пол Северной Америкой. В конце поздней геодинамической эпохи (около 10 млн лет назад) в нижнюю мантию вошла плита Фаралон, которая создала в ней избыточную плотность. Для разогрева слэбового материала на границе ядро-мантия и создания низкоскоростной неоднородности типа SOPITA и AFITA требуется время.



Рис. 13. Сопоставление Рb-изотопной систематики мантийных эпох и стадий, обозначенных в источниках вулканических пород нестабильной Азии (Rasskazov et al., 2020a), с возрастными оценками мантийных источников Северной Америки, подобных EM1, EM2 и OIB (данные приведенного обзора).

Fig. 13. Comparison of the Pb-isotope systematics of mantle epochs and stages, indicated in sources of volcanic rocks from unstable Asia (Rasskazov et al., 2020a), with age estimates of mantle sources in North America, EM1- like, EM2-like, and OIB (review data in the text).

Источники вулканизма регионального значения

Позднефанерозойские вулканические породы Азии маркируют Эволюционированные ПротоМантийные Источники (МЭПИ) и КОмплементарные КороМантийные Источники (КОМКИ) (рис. 11). Материал МЭПИ подобен материалу источников базальтов океанических островов (ОІВ) и, следовательно, может относиться к глубокой мантии Земли. Материал КОМКИ отличается от материала источников ОІВ и обозначает протолиты коромантийного перехода, которые могут характеризовать в целом верхнюю хрупкую (литосферную) оболочку Земли в геофизическом понимании, но с добавлением подстилающей литосферу вязкой части мантии, не фиксируемой геофизическими методами в составе литосферы. По OIB-подобным магматическим источникам глубокой мантии и источникам, отличающимся от OIB, определяются зоны структурного несогласия, которые могут играть роль границ существенного разноглубинно-го смещения слоев МЭПИ относительно слоев КОМКИ.



Рис. 14. Блок-диаграмма образования источников позднефанерозойских вулканических пород Азии. **Fig. 14.** Flow-chart for generation of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks in Asia.

На территории Азии материал МЭПИ представлен на Витимском поле, в Абага-Даригангской, Уланхада-Ханнуобинской вулканических областях и, возможно, в Шкотовско-Шуфанской вулканической области, материал КОМКИ – на Удоканском поле, вулканических полях Тункинской долины и Хангайской вулканической области (Rasskazov et al., 2021; Чувашова и др., 2022).

Вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора реализуется движение верхней части коры с современной скоростью 3 см/год (данные GPS-геодезии) относительно Северо-Байкальской и Шкотовско-Шуфанской низкоскоростных аномалий по относительно малоглубинной зоне структурного несогласия МЭПИ и КОМКИ, не нарушившей корневых частей расплавных аномалий. Широкая и протяженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия распространяется от оси геодинамического коридора до Уланхада-Ханнуобинской расплавной аномалии в связи с более глубокой (150-300 км) активизацией зоны структурного несогласия МЭПИ и КОМКИ.

Геохимические характеристики вулканических пород Витимского поля подобны характеристикам OIB, а характеристики вулканических пород Удоканского поля отличаются от них. Следовательно, Витимская расплавная аномалия образовалась из протолита МЭПИ, а Удоканская – из протолита КОМКИ.

Геохимические характеристики вулканических пород Ханнуоба-Даригангской группы полей, подобные характеристикам OIB, свидетельствуют о плавлении протолитов МЭПИ. По изотопным отношениям Pb, источники вулканических пород Даригангского поля представлены протомантийным материалом ELMU возрастом около 4.45 млрд лет и производным от него материалом, истощенным 3.69, 2.16 и 1.74 млрд лет назад. Источником вулканических пород поля Абага служил протомантийный протолит ELMU возрастом около 4.44 млрд лет, а источником вулканических пород поля Далинуор – такой же и слегка более древний протомантийный материал ELMU, претерпевший частичную дифференциацию около 3.39 млрд лет назад.

В источниках лав, извергнутых на вулканических полях Северо-Китайского кратона, был представлен материал LOMU. Протомантийные источники вулканических пород

Уланхады (W) и Ханнуобы (H) определяются максимальными значениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb компактных групп точек, соответствующих геохронам 4.545 млрд лет и 4.52 млрд лет. Источник Н дает линии вторичных изохрон, наклоны которых соответствуют возрастам около 2.62 и 1.81 млрд лет. Фигуративные точки Дзининг рассеиваются вдоль тренда точек пород Ханнуобы от источника W и не распространяются правее его геохроны. Точки ранних лав территории Байинсиан (извержения 33 млн лет назад) обозначают тренд, наиболее продвинутый в низкорадиогенную область диаграммы с наклоном, соответствующим возрасту источника около 1.48 млрд лет.

Из результатов проведенного анализа следует вывод о единстве механизмов разви-Витимо-Удоканской тия И Ханнуоба-Сюнкской зон угловой горячей транстенсии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре при инициирующей роли геодинамических центров Витимской и Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий. Источники магм находились ниже структурного несогласия глубокой мантии с зоной коромантийного перехода и были подобны источникам OIB. Импульсные вулканические извержения последних 18-16 млн лет обеспечивались и в Витимо-Удоканской, и Ханнуоба-Сюнкской зонах угловой горячей транстенсии. Подобно тому, как геодинамический центр Витимской расплавной аномалии отражал квазипериодическое зарождедеформационно-магматических ние импульсов в субмеридиональной ветви Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии, геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии обеспечивал зарождение деформационномагматических импульсов в юго-западной ветви Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии.

Материал МЭПИ геодинамических центров Витимской, Шкотовско-Шуфанской и

Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий поднимался из глубокой мантии в связи с повышенной мел-палеогеновой активноюго-западного крыла Японскостью Байкальского геодинамического коридора, выраженной вулканическими извержениями временного интервала 90-25 млн лет назад. Подъем материала МЭПИ геодинамических центров резко обозначился в раннемсреднем миоцене во время раскрытия задугового Япономорского бассейна около 15 млн лет назад в связи с вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке. В Витимской расплавной аномалии плавился только материал протомантийного источника LOMU и его производных, тогда как в Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии латерально сменялись протомантийные источники LOMU-ELMU и их производные. Геодинамические центры Витимской И Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалий проявляли активность в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора на фоне малоглубинных смещений в зоне структурного несогласия МЭПИ-КОМКИ, тогда как геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии активизировался в условиях относительного погружения зоны структурного несогласия в его юго-западном крыле.

Оценки возраста источников свидетельствуют о генерации магм из материала протомантии и двух эпизодах его преобразования в источниках вулканических пород территории: раннеархейском (3.69–3.39 млрд лет назад) и палеопротерозойском (2.16–1.74 млрд лет назад) (рис. 15). Эти эпизоды соответствовали окончаниям ранней и средней мантийных геодинамических эпох эволюции Земли (Rasskazov et al., 2020а). Породы поля Байинсиан с наименее радиогенным Рb дают самый молодой возраст протолита источника 1.48 млрд лет.



Рис. 15. Диаграмма ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вулканических пород Ханнуоба-Даригангской группы вулканических полей пограничной территории Монголии и Китая (*a*) и иллюстрация предполагаемого распределения источников (*б*). LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR – источники вязкой протомантии, соответственно, с низким и повышенным µ. Цифрами в скобках показаны датировки источников магм, млрд лет.

Fig. 15. Diagram ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb of volcanic rocks of the Hannuoba-Dariganga group of volcanic fields in the border area between Mongolia and China (*a*) and an illustration of the proposed distribution of sources (δ). LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR are sources of viscous protomantle with low and elevated μ , respectively. Numbers in brackets indicate ages of magma sources, Ga.

Характер источников мел-палеогеновых вулканических пород Южной Гоби существенно отличается от одновозрастных пород Средней Гоби. На диаграмме 10⁻³К/Та – La/Ta разновозрастные лавы дают фигуративные поля разнородных протолитов в источниках (Рассказов и др., 2012). Тренд изоураногенного топных отношений Pb аппроксимируется линией, крутой наклон которой свидетельствует об общей связи источников с протомантией. Все составы лав Средней Гоби концентрируются на диаграмме 10^{-3} K/Ta – La/Ta в едином поле, протягивающемся ниже составов примитивной мантии и E-MORB, что может свидетельствовать об общем источнике, в качестве которого служил слэбовый материал с примесью рециклированных осадков (Рассказов и др., 2012). Определения изотопных отношений Pb в этих породах показали линейное распределение фигуративных точек, которое интерпретировалось по такому же сценарию (Kuznetsov et al., 2022). Расчет наклона линии, которой аппроксимируется система точек начальных отношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (без точки SG-4/25, выпадающей из общего тренда), дает возраст около 1.26 млрд лет (около 1.33 млрд лет относительно настоящего времени). Эта оценка возраста подтверждает существенное различие источников мел-палеогеновых вулканических пород Южной и Средней Гоби. Учитывая сравнительно молодую датировку источника палеогеновых вулканических пород Байинсиан (1.48 млрд лет), датировка 1.33 млрд лет пород Средней Гоби может обозначать тенденцию к омоложению возраста источников базальтов позднего мела и палеогена, хотя для источника вулканических пород

этого возрастного интервала получаются также более древние Pb–Pb дитировки: для базальтов возрастом около 60 млн лет поля Лаохутай – датировка 3.69 млрд лет (Xu, 2014), для палеогеновых базальтов депрессии Сяляохэ Бохайского бассейна – 2.55 млрд лет (Wu et al., 2014).

На рис. 16 подчеркивается различие движений литосферы относительно низкоскоростных (расплавных) аномалий вдоль оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и его юго-западного фланга. Вдоль оси Витимское И Шкотовскополе Шуфанская группа вулканических полей смещались одинаково с закрепленной в литосфере вулканической активностью в последние 15 млн лет по отношению к соотверхнемантийным ветствующим низкоскоростным аномалиям. Проникновение магматических расплавов от них в перекрывающую литосферу прекращалось.

Корейско-Бохайская группа вулканических полей с продолжительной вулканической активностью пространственно соответствует верхнемантийной низкоскоростной аномалии. Ханнуоба-Даригангская группа смещена на 300-400 км относительно мелпалеогеновых полей и в настоящее время пространственно совмещена с верхнемантийной низкоскоростной аномалией. Наконец, Южно-Гобийская группа вулканических полей потеряла активность в конце палеогена и оказалась смещенной относительно низкоскоростной аномалии переходного слоя приблизительно на 600 км без проникновения магматических расплавов в литосферу перекрывающую (Rasskazov, Chuvashova, 2017).



Рис. 16. Схематичные профили распределения низкоскоростных аномалий в верхней мантии в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора (*a*) и на его юго-западном фланге (δ) (объяснение в тексте).

Fig. 16. Schematic profiles showing low-velocity anomalies in the upper mantle along the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor (*a*) and on its southwestern flank (δ) (explanation in the text).

Источники вулканизма локального значения

В качестве показательных примеров источников вулканизма локального значения служат кайнозойские вулканические породы Тункинской долины и поля Удаляньчи. Локальный характер литосферных источников вулканических пород Тункинской долины обосновывался в работах (Рассказов и др., 2013; Аило и др., 2021; Чувашова и др., 2022). Локальный характер литосферных источников вулканических пород поля Удаляньчи определялся в работах (Чувашова и др., 2007; Рассказов и др., 2011, 2012; Rasskazov et al., 2016, 2020b) и становится еще более очевидным в настоящей работе при рассмотрении перехода от начальной изолированности источников к режиму смешения их материала (см. рис. 9).

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb фигуративные точки вулканических пород поля Удаляньчи в целом смещены выше направления OIB+MORB (Rasskazov et al., 2020b). Такая особенность распределения Th–Ta–Yb и другие геохимические характеристики свидетельствуют о литосферном происхождении выплавок. Подобный вывод, сделанный в работе (Zhang et al., 1995), подтверждается локальным характером источников вулканов с их последовательной активизацией (см. рис. 9).

Источники вулканов поля Удаляньчи объединяются с источниками вулканов полей Келуо, Еркешан и Сяогулихе в субмеридиональную вулканическую зону протяженностью около 500 км. Основанием для такого объединения служит калиевый состав вулканических пород, распространяющихся вдоль всей зоны (Zhang et al., 1995; Wang, Chen, 2005; Rasskazov et al., 2016).

По изотопным отношениям Рb источники пород полей Удаляньчи, Келуо и Еркешан (зоны WEK (Zhang et al., 1995)) резко отличаются от источника ультракалиевых пород Сяогулихе, имеющих существенно менее радиогенный состав Pb (Rasskazov et al., 2020а). Подобно другим источникам зоны калиевого вулканизма, источник Сяогулихе локализован и фактически не связан с источниками зоны WEK.

На фоне геохимически близких составов пород полей зоны WEK поле Келуо резко выделяется по наличию, наряду с умереннои низко-Мд породами, высоко-Мд оливиновых лейцититов (с содержанием MgO 12-14 мас.%), а породы поля Еркешан – наличием только низко-Мд пород (с содержанием MgO 5.4-6.8 мас.%). В породах поля Удаляньчи находятся умеренно- и низко-Mg породы (соответственно, с содержаниями MgO 6.8-8.2 и 5.4-6.8 мас.%) Таким образом, с юга на север, от Еркешана через Удаляньчи к Келуо, источники зоны WEK становятся более магнезиальными (т.е. производят более высокотемпературные магматические расплавы).

Последовательное включение источников поля Удаляньчи, имеющего промежуточное пространственное положение между полями Еркешан и Келуо, свидетельствует, однако, об их локальном значении (а, следовательно, о локальном значении источников и на других полях зоны WEK).

В U-Pb (и частично в Rb-Sr) изотопных системах источники вулканических пород поля Удаляньчи отразили протолиты палеопротерозойских источников Лаошантоу и Гелацю возрастом около 1.88 млрд лет и позднефанерозойских источников Уоху, Хуо и Молабу, которые генерировались последовательно в рамках единого тектонического процесса в литосфере бассейна Сунляо, получившего развитие в последние 150 млн лет. Событие источника Уоху конца юры (около 150 млн лет назад) отразило начало рифтогенеза в бассейне Сунляо, а событие источника Хуо рубежа раннего и позднего мела (около 100 млн лет назад) – переход от синрифтового этапа его эволюции к пострифтовому (Wang et al., 2016). Проявление нулевого события источника Молабу маркировало такие же по значимости процессы преобразования литосферы, сопровождавшиеся вулканизмом поля Удаляньчи.

Главную роль играли источники Лаошантоу и Гелацю, проявившиеся, соответственно около 2.5 и 2.0 млн лет назад и участвовавшие в смешении с материалом других источников в интервале от 0.5 млн лет назад до 1720 г.

Смена источников вдоль линии мигрирующий извержений от потока Лаошантоу до вулкана Хуошаошан (рис. 17) объясняется действием механизма распространения разрыва, показателем которого служит извержение материала источника Лаошантоу, проявившегося в начале вулканизма около 2.5 млн лет назад. Маркирование разрыва прерывалось под вулканом Уохушан 1.3-0.8 млн лет назад и возобновлялось вновь на вулканах Бидзиашан и Лаохейшан в интервале от 0.5 млн лет назад до 1720 г. Маркирование разрыва источником Лаошантоу прекратилось одновременно с прекращением действия источника Гелацю при включении источника Хуо. Этот новый источник обозначил структурную перестройку, произошедшую в 1721 г. Принимая во внимание умеренно-Мд состав лав конуса Хуошаошан, можно предположить генетическую связь пород с умеренно-Мд породами других вулканов. Смещение точек выше и ниже тренда источника Хуо (см. рис. 9к) может быть связано с подпиткой извержения вулкана Хуо-



шаошан умеренно-Mg расплавами, соответственно, из источников Лонгмень и Молабу (Rasskazov et al., 2020b).

Время, тыс. лет назад

Рис. 17. Смена источников на вулканах поля Удаляньчи. В скобках показан возраст источников. Схема из работы (Rasskazov et al., 2016) с дополнениями.

Fig. 17. Change of sources for volcanoes of the Wudalianchi field. Ages of sources are shown in parentheses. The scheme is modified after Rasskazov et al. (2016).

Смена менее магнезиальных пород более магнезиальными в зоне WEK подобна смене состава менее магнезиальных пород более магнезиальными в зоне полей Дариганга, Абага и Далинуор, породы которых характеризуют источники, имеющие региональное значение (с меняющимся изотопным составом Pb). Различие между источниками регионального и локального значения заключается принадлежности первых R к подлитосферной части мантии, вторых - к литосфере. Поскольку литосферные источники распространены на западе США, можно ожидать распространения на этой территории локального проявления и смешения материала источников, установленного на поле Удаляньчи и в Тункинской долине.

Заключение

Обзор существующих подходов к изучению источников вулканических пород через их датирование в регионах Азии и запада Северной Америки показал разную достоверность полученных результатов. Существующая практика модельных расчетов в U-Pb-, Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопных системах для оценки времени инкубации источников дает противоречивые результаты. Удовлетворительное соответствие между датировками протолитов источников и возрастом пород верхней части коры юго-запада Северной Америки получается при использовании изохронных рядов фигуративных точек геохимически-близких между собой вулканических пород на диаграмме ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Такие построения для вулканических пород Азии в исключительных случаях согласуются с построениями изохрон в Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопных системах.

В позднем фанерозое Земли выделяются источники вулканических пород глобального, регионального и локального значения (рис. 18). Источники глобального значения

обозначены быстрыми аномалиями нижней мантии Земли ASITA и NAITA, а также мелленными аномалиями SOPITA и AFITA. ASITA характеризуется расплавными аномалиями протомантии LOMU и ELMU нижнемантийного остова Азии ранней мантийной геодинамической эпохи. SOPITA и AFITA маркированы плюмовым компонентом HIMU, который генерировался в нижней мантии юга Тихого океана и Африки в среднюю мантийную геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад. NAITA обозначается расплавными аномалиями, связанными с генерацией высокоскоростной нижнемантийной аномалии Северной Америки в позднюю мантийную геодинамическую эпоху. Источники регионального значения представляют собой выплавки, генерирующиеся под литосферой из материала эволюционировавших однородных глубинных резервуаров и характеризующихся единой геохимической структурой вулканических пород в крупных вулканических областях (МЭПИ – источники эволюционированной протомантии). По-

роды Уланхада-Ханнуобинской вулканической области генерировались при эволюции протомантии LOMU и сменялись по латерали породами Абага-Даригангской вулканической области, которые генерировались из протомантии ELMU. Источники локального значения проявляются в ограниченных объемах выплавок из литосферы, неоднородной по возрасту и составу (КОМКИ - комплементарные коромантийные источники). Объединение вулканических пород из таких источников в генеральную совокупность вулканического поля или региона не имеет смысла. Выплавки из разновозрастных источников поля Удаляньчи были обособлены при начальной активизации вулканизма во временном интервале 2.5-0.8 млн лет назад и смешивались в ходе пространственновременной эволюции вулканизма в последние 0.6 млн лет. Источники локального значения расшифровываются в случаях генерации вулканических пород Азии и Северной Америки в литосфере.



Рис. 18. Блок-диаграмма глобального, регионального и локального значения источников позднефанерозойских вулканических пород Азии. В качестве примеров рассматриваются Уланхада-Ханнуобинская и Абага-Даригангская вулканические области (МЭПИ) и вулканические поля (КОМКИ) Удаляньчи и Тункинской долины (объяснения в тексте).

Fig. 18. Flow-chart for global, regional and local significance of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks in Asia. As examples, the Wulanhada-Hannuoba and Abaga-Dariganga volcanic regions (МЭПИ) and Wudalianchi and Tunka Valley volcanic fields (КОМКИ) are considered (explanations in the text).

Источники расплавных аномалий регионального и локального значения активизировались в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре в связи с развитием зон угловой горячей транстенсии (ОкусириКуандянской, Ханнуоба-Сюнкской и Витимо-Удоканской) с геодинамическими центрами (Окусири, Ханнуоба-Даригангским и Витимским). В геодинамическом центре Окусири раскрывался задуговый Япономор-

ский бассейн с вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке около 15 млн лет назад и образованием субширотной зоны спрединга. Деформационно-магматические импульсы распространялись от этого геодинамического центра в субмеридиональную вулканических полей Чангбайветвь Куандян Окусири-Куандянской зоны угловой горячей транстенсии. В Ханнуоба-Даригангском геодинамическом центре генерировались деформационномагматические импульсы, которые распространялись в субширотную ветвь вулканических полей Нуоминхе, Удаляньчи, Сюнке и Амурзет Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии. В Витимском геодинамическом центре генерировались деформационно-магматические импульсы, которые распространялись в субширотную ветвь Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии литосферы.

Литература

Аило Ю, Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Сие Чжэньхуа, Сунь Йи-минь Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии: Тункинская долина Байкальской рифтовой системы // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 38– 53.

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

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов: учебное пособие. Иркутск: Иркут. ун-т, 2012. 300 с.

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

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

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт

С.Б., Брандт И.С., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Геохимическая эволюция среднепозднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 15–43. doi: 10.1134/S1819714010010021

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.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловые и палеогеновые трансформные окраины (калифорнийского типа) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Москва, ГЕОС. 1997. С. 240–243.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Даригангского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Т. 4. С. 385–407. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081

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

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ²⁰⁷Pb²⁰⁶Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коромантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90.

Alibert C., Michard A., Albarede F. Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2735–2750.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 150. P. 1–6, doi:10.1016/S0012-821X(97)00072-1

Allègre C. The evolution of mantle mixing // Philos. Trans. R. Soc. Lond. 2002. V. 360. P. 2411– 2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075

Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 105. P. 149– 169.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 30055–30078.

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

CD-ROM Working Group: K.E. Karlstrom, S.A. Bowring, K.R. Chamberlain et al. Structure and evolution of the lithosphere beneath the Rocky Mountains: Initial results from the CD-ROM experiment // GSA today. March. 2002. P. 4–10.

Chen S.S., Fan Q.C., Zhao Y.V., Shi R.D. Geochemical characteristics of basalts in Beilike area and its geological significance, Inner Mongolia // Acta Petrologica Sinica. 2013. V. 29, No. 8. P. 2695–2708.

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 305. P. 30–44.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Sun Y.-M., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: Evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 435– 440.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Letters. 1998. V. 163. P. 97–108.

Davis J.M., Hawkesworth C.J. Geochemical and tectonic transitions in the evolution of the Mogollon-Datil Volcanic Field, New Mexico, USA // Chem. Geol. 1995. V. 119. P. 31–53.

De Paolo D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California // J. Geophys. Res. 1981a. V. 86, No. B11. P. 10470–10488.

De Paolo D.J. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981b. V. 291. P. 193–196.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge University Press, Cambridge, 2005. 492 p.

Dueker K., Yuan H., Zurek B. Thick Proterozoic lithosphere of the Rocky Mountain region // GSA Today. 2001. V. 11, No. 12. P. 4–9.

Fan, Q.-C.; Chen, S.-S.; Zhao, Y.-W.; Zou, H.-B.; Li, N.; Sui, J.-L. Petrogenesis and evolution of Quaternary basaltic rocks from the Wulanhada area, North China // Lithos. 2014. V. 206. P. 289–302.

Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenbai M. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4809–4822.

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

Hilde T.W., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 145–165.

Homrighausen S., Hoernle K., Hauff F., Geldmacher J., Wartho J.-A., Van Den Bogaard P., Garbe-Schönberg D. Global distribution of the HIMU end member: Formation through Archean plume-lid tectonics // Earth Sci. Rev. 2018. V. 182. P. 85–101.

Jackson M.G., Becker T.W., Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 484. P. 154–167.

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.

Kuang Y.S., Wei X., Hong L.B., Ma J.L., Pang C.J., Zhong Y.T., Zhao J-X., Xu Y-G. Petrogenetic evaluation of the Laohutai basalts from North China Craton: Melting of a two-component source during lithospheric thinning in the late Cretaceous–early Cenozoic // Lithos. V. 154. 2012. P. 68–82.

Kuritani T., Kimura J.-I., Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic

basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // Lithos. 2013. V. 156–159. P. 1–12. dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.010

Kuznetsov M.V., Savatenkov V.M., Shpakovich L.V., Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M. Evolution of the magmatic sources of the Eastern Mongolian volcanic area: Evidence from geochemical and Sr–Nd–Pb isotope data // Petrology. 2022. V. 30, No. 5. P. 441–461.

Lipman P.W. Cenozoic volcanism in the Western United States: implications for continental tectonic // Continental tectonics. Washington: National Academy of Sciences. 1980. P. 161–174.

Lipman P.W. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field // Geosphere. 2007. V. 3. P. 42–70.

Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 385–401.

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.

McMillan N.J., Dickin A.P., Haag D. Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico // GSA Bulletin. 2000. V. 112, No. 10. P. 1582–1593. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1582:EOMSRI>2.0.CO;2

Meen J.K., Eggler D.H. Petrology and geochemistry of the Cretaceous Independence volcanic suite, Absaroka Mountains Montana // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 98. P. 238–247.

Menzies M.A. Cratonic, cuircumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, No. B6. P. 7899–7915.

Menzies M.A. (ed.) Continental mantle // Clarendon Press, Oxford, 1990. 177 p.

Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about intraplate processes and stratified lithosphere // J. Geophys. Res. 1991. V 96B. P. 13645–13671.

Menzies M.A., Leeman W.P., Hawkesworth C.J. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA // Nature. 1983. V. 303. P. 205–209.

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

Mueller P.A., Wooden J.L., Nutman A.P. 3.96 Ga zircons from an Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana // Geology. 1992. V. 20. P. 327–330.

Mueller P.A., Wooden J.L., Nutman A.P. et al. Early Archean crust in the northern Wyoming province: evidence from U-Pb age of detrial zircons // Precambrian Research. 1998. V. 91. P. 295–307.

Obrebski M., Allen R.M., Pollitz F., Hung S-H. Lithosphere–asthenosphere interaction beneath the western United States from the joint inversion of body-wave traveltimes and surface-wave phase velocities // Geophys. J. Int. 2011. V. 185. P. 1003–1021. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04990.x

O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum I.S., Thirlwall M.F. Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, No. 21. P. 4539–4556.

Ormerod D.S., Hawkesworth C.J., Rogers N.W. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, USA // Nature. 1988. V. 333. P. 349–353.

Ormerod D.S., Rogers N.W., Hawkesworth C.J. Melting in the lithospheric mantle: inverse modeling of alkali-olivine basalts from the Big Pine volcanic field, California // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 106. P. 305–317.

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

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

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

Seager W.R., Shafiqullah M., Hawley J.W., Marvin R.F. New K–Ar dates from basalts of the southern Rio Grande rift // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 87–99.

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

Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // Chemical Geology. 1990. V. 88. P. 35–52.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. P. 207– 221.

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

Tuner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth S., Harris N., Kelley S., van Calsteren P., Deng W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 45–71. Wang P-J., Mattern F., Didenko A.N., Zhu D-F., Singer B., Sun X-M. Tectonics and cycle system of the Cretaceous Songliao Basin: An inverted active continental margin basin // Earth-Science Reviews. 2016. V. 159. P. 82–102. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.004

Wang X-J., Chen L-H., Hofmann A.W., Mao F-G., Liu J-Q., Zhong Y., Xie L-W., Yang Y-H. Mantle transition zone-derived EM1 component beneath NE China: Geochemical evidence from Cenozoic potassic basalts // Earth Planetary Sci. Letters. 2017. V. 465. P. 16–28. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.028

Wang Y., Chen H. Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. V. 24. P. 419–431.

Wu C-Z., Samson I.M., Chen Z-Y., Chen L-H., Gu L-X., Cai G-G., Li J., Yang G-D. Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic character of Paleogene basalts from the Xialiaohe Depression, northern Bohai Bay Basin: implications for transformation of the subcontinental lithospheric mantle under the eastern North China Craton // Can. J. Earth Sci. 2014. V. 51. P. 166–179. dx.doi.org/10.1139/cjes-2013-0085

Xu Y-G. Recycled oceanic crust in the source of 90–40 Ma basalts in North and Northeast China: Evidence, provenance and significance // Geochimica et Cosmochimica Acta 143 (2014) 49–67.

Xu Y-G., Zhang H-H., Qiu H-N., Ge W-C., Wu F-Y. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone? // Chemical Geology. 2012. V. 328. P. 168–184.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S– wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter. 2003. V. 138. P. 263– 278. http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7

Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. A comparison of Sr–Nd–Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China // Australian J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 545–557.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. V. 37. P. 130–151. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // J. Petrology. 1995. V. 36, No. 5. P. 1275–1303.

Zhang W.-H., Zhang H.-F., Fan, W.-M., Han, B.-F., Zhou, M.-F. The genesis of Cenozoic basalts from the Jining area, northern China: Sr–Nd–Pb–Hf isotope evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 61. P. 128–142.

Zhao X., Riisager J., Draeger U, Coe R., Zheng Z. New paleointencity results from Cretaceous bas-

alts of Inner Mongolia, China // Phys. Earth Planet. Interiors. 2004. V. 141. P. 131–140.

Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K-Ar ages, geochemistries, and revisio of palaeomagnetic results // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 654–662.

Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China // Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 311–330.

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.

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.

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.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, email: e_v_sar@mail.ru. Saranina Elena Vladimirovna, candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Lead Engineer,

664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS email: e_v_sar@mail.ru.

Мониторинг окружающей среды

УДК 631.4(8), 332.3, 550.4 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.103

Экологические проблемы землепользования и загрязнения почв естественных, пахотных и залежных земель дельты реки Селенги

И.А. Белозерцева¹, Н.Д. Дубровский²

¹Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия ²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Летом 2017-2018 гг. проведены ландшафтно-геохимические и социальногеографические исследования в дельте р. Селенги (юго-восточное побережье оз. Байкал). В структуре землепользования здесь преобладают сенокосы и пастбища. Район исследования является важным для развития мясного и молочного хозяйства Бурятии; здесь выращиваются в основном зерновые, зерно-бобовые, холодоустойчивые силосные культуры, картофель и другие овощи. В дельте р. Селенги сформировались различные типы почв аллювиального отдела (Fluvisols), дерново-подбуры (Folic Podburs), серые (метаморфические) (Gray Metamorphic) и дерново-серые (Folic Gray) почвы. Плодородные почвы высокой поймы с черноземами (Chernozems) и темногумусовыми (Phaeozems) почвами используются под пашню. Сельскохозяйственные земли террас с серыми (Gray) и дерново-серыми (Folic Gray) почвами используются под пастбища. Почвы низкой поймы переувлажненных лугов включают в сельскохозяйственный оборот. Установлено, что почвы большей части сельскохозяйственных угодий характеризуются удовлетворительным агрономическим состоянием. Верхние горизонты серых (Gray) почв лесов и черноземов (Chernozems) степей в естественном состоянии отличаются высокими концентрациями гумуса. В постоянно используемых почвах в сельском хозяйстве его содержание снижается, в залежных землях — восстанавливается. Реакция среды (рН водн) почв в основном нейтральная. Установлено, что почвы дельты р. Селенги преимущественно имеют легкий гранулометрический состав. Выявлено, что серые почвы при сведении леса и их использовании под пашню быстро деградируют и теряют плодородие. Хорошую устойчивость к сельскохозяйственному использованию проявляют почвы степей. Почвы залежей и пашен на участках, ранее занятых лесом, малоплодородные, нуждаются во внесении азотных и калийных удобрений. Почвы, недавно введенные в сельскохозяйственное использование, нуждаются во внесении фосфорных и калийных удобрений. Черноземы и серые почвы естественных ландшафтов, а также агроземы (Anthrosols) участков, ранее занятых степью, находятся в хорошем и удовлетворительном агрономическом состоянии. В районе с. Кабанск установлены высокие концентрации некоторых тяжелых металлов в аллювиальных почвах, превышающие ПДК. Выявлено повышенное содержание нефтепродуктов, фосфатов, фторидов и тяжелых металлов в водах р. Селенги. Прибрежные воды оз. Байкал в устье р. Селенги пока отвечают санитарно-гигиеническим требованиям. Аллювиальные почвы дельты р. Селенги выступают геохимическим барьером на пути миграции загрязняющих веществ в оз. Байкал.

Ключевые слова: почвы, поверхностные воды, землепользование, трансформация, дельта р. Селенги.

Ecological problems of land use and soil pollution of natural, arable and fallow lands of the Selenga river delta

I.A. Belozertseva¹, N.D. Dubrovskii²

¹V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. In the summer of 2017-2018 we studied landscape-geochemical and sociogeographical aspects in the Selenga delta (southeast coast of Lake Baikal). The structure of land use is dominated by hayfields and pastures. The study area is important for the development of meat and dairy farming in Buryatia. Cultivated crops here are cereals, legumes, cold-resistant silage crops, potatoes and other vegetables. In the Selenga delta, various types of soils have been formed: fluvisols, folic-podburs, and gray metamorphic and folic-gray soils. The fertile soils of the high floodplain with chernozems and phaeozems are used for arable land. The agricultural land of terraces with gray and folic-gray soils is used for pasture. The soils of the low floodplain of waterlogged meadows are included in agricultural circulation. We revealed that the soils of most agricultural lands have a satisfactory agronomic quality. The upper horizons of gray soils under the forest and chernozems under the steppe have high humus concentrations in their natural state. In constantly used agricultural soils humus content is reduced. In fallow lands, its concentrations are restored. The water pH level of soils is mostly neutral. It is revealed that the soils of the Selenga delta are mainly light soils. It was revealed that gray soils after forest clearing and using them for arable land, quickly degrade and lose their fertility. Soils of the steppes show good resistance to agricultural use. Soil deposits and arable land, previously located under forest, are infertile and require introduction of nitrogen and potassium fertilizers. Soils recently introduced for agricultural use require phosphorus and potassium fertilizers. Chernozems and gray soil of natural landscapes, as well as anthrosols, previously located under steppe, are in good and satisfactory agronomic condition. Near the settlement of Kabansk, we determend high concentrations of some heavy metals in alluvial soils, exceeding the MPC. We revealed alsp an elevated content of oil products, phosphates, fluorides, and heavy metals in water of the Selenga river. The coastal water of Lake Baikal at the mouth of the Selenga river still meet sanitary and hygienic requirements. Alluvial soils of the Selenga delta acts as a geochemical barrier to the migration of pollutants into Lake Baikal.

Keywords: soil, surface water, land use, transformation, the Selenga river delta.

Введение

Территория исследования находится на восточном побережье оз. Байкал. На формирование климатических условий дельты р. Селенги влияют положение этой территории в поясе умеренных широт и особенности горно-котловинного рельефа. Среднегодовое количество осадков составляет 250-400 мм. В пределах дельты р. Селенги выделяют три крупных элемента геоморфологического строения: дельту выдвижения (современную дельту) и пойму, озерно-речные террасы (останцы древних дельт), тектонический прогиб. Дельта р. Селенги располагается на мощном чехле плейстоценового и более позднего аллювия. В материнских породах преобладают четвертичные отложения. Растительный покров дельты р. Селенги представлен различными фитоценозами, от лесостепных до болотных. Кабанский район один из наиболее развитых промышленных и сельскохозяйственных районов Бурятии. В районе действуют «Селенгинский целлюлозно-картонный комбинат», «Селенгинский завод ЖБИ» и другие промышленные предприятия. Сельскохозяйственную отрасль Кабанского района представляют 10 сельскохозяйственных организаций. На 2018 г. численность поголовья крупного рогатого скота (КРС) составила около 18 тыс. гол. В Кабанском районе осуществляют деятельность 116 крестьянских фермерских хозяйств и 13 тыс. личных подсобных хозяйств.

Некоторые пойменные почвы побережья, ранее используемые в сельском хозяйстве как пашни, в данное время заброшены, используются под пастбища и в рекреационных целях (Белозерцева и др., 2019). До 1990-х гг. земли использовались в качестве пашен очень интенсивно, после развала колхозов и совхозов активная распашка почв на значительной территории прекратилась. В последнее время наблюдается тенденция небольшого увеличения площади пахотных угодий. Встает вопрос о целесообразности ввода в сельскохозяйственный оборот за-

брошенных земель и развития пашенного земледелия в дельте р. Селенги. Трансформация целинных и пахотных почв понимается как постоянный процесс их преобразовапол воздействием природных и. ния главным образом, антропогенных факторов. Хозяйственная деятельность, ведущая к трансформации путем перевода одного вида угодий в другой, должна преследовать цель наиболее эффективного использования земель в сельском хозяйстве, что достигается методиками повышения плодородия почвы — основного ее свойства как компонента биосферы обеспечивающего необходимые для жизнедеятельности растений земные факторы и условия, определяющие питательный, водно-воздушный, температурный, окислительно-восстановительный и другие режимы (Добровольский, 1999).

Цель исследования — установить степень загрязнения почв естественных, пахотных и залежных земель дельты р. Селенги, дать оценку уровня их плодородия, выявить возможность ввода неиспользуемых земель в сельскохозяйственный оборот.

Методы

Объектом исследования являются почвы дельты р. Селенги. Площадки отбора исследуемых почвенных образцов находятся в Кабанском районе Республики Бурятии недалеко от д. Истомино на территории, которой расположена научная база Байкальского института природопользования СО РАН. Образцы почв в количестве более 120 были отобраны летом 2018-2019 гг. сотрудниками ИГ СО РАН.

Место отбора проб указано на карте (рис. 1). Описание ландшафтов ключевых участков дано в табл 1. Морфологическое описание почв некоторых ключевых участков приведено в табл. 2.



Рис. 1. Схема отбора проб почв, 1– ключевые участки. **Fig. 1.** Soil sampling scheme, 1– key sites.

Аналитические работы проводились в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в лабораторных условиях по стандартизованным методикам с использованием современного аналитического оборудования (Агропочвоведение, 2004; Агрохимические методы... 1975; Агрохимическая характеристика... 2009; Агрохимическая характеристика... 2009а).

В ходе работы были проведены следующие виды анализов:

1. Актуальная кислотность водной суспензии (рН_{водн.}) потенциометрическим методом (Алекин и др., 1973);

2. Содержание органического углерода (С_{орг}) методом мокрого сжигания по И.В. Тюрину (Алекин и др., 1973; Теория и практика... 2006);

3. Определение гранулометрический состав почв методом пипетки с диспергацией пирофосфатом натрия по Н.А. Качинскому (Богоявленский, 1974);

4. Потеря при прокаливании (ППП) – по Е.В. Аринушкиной (Аринушкина, 1970);

5. Содержание основных элементов питания растений (NO₃, NH₄, P₂O₅, K₂O) в соответствие с Агрохимическими методами исследования почв (Агрохимическая характеристика, 2009а);

6. Содержание металлов установлено количественным атомно-эмиссионным спектральным методом на приборе "Optima 2000DV". Концентрация нефтепродуктов определена на флюорате.

При диагностике почв использована классификация и диагностика почв России 2004 г. (Богоявленский, 1974).

Результаты и обсуждения

В результате проведенных физикохимических анализов выявлено, что почвы сельскохозяйственных угодий обладают удовлетворительным агрономическим состоянием.

Верхние горизонты серых почв под лесом и черноземов под степью в естественном состоянии содержат более 5 и 15 % гумуса соответственно (рис. 2). В постоянно используемых почвах в сельском хозяйстве его содержание снижается до 1.4–2.8 %. В залежных землях его концентрации восстанавливаются и составляют от 2.6 до 11,6 % в зависимости от исходного его содержания в ненарушенной почве. В почвах, недавно вовлеченных в сельскохозяйственное использование, содержание гумуса достаточно высокое от 11.6 до 23.1 %.



Рис. 2. Содержание гумуса в почвах ключевых участков используемых, заброшенных и неиспользуемых земель дельты р. Селенги.

Разным цветом столбцов показаны горизонты (приведены в скобках).

Площадки: № 1-2 — агрозем (АҮра- Р-С), залежь, пойма р. Селенга; № 3 — чернозем (AU-BCA-Cca), целина, протока основного русла р. Селенга; № 3-4 — агрозем (W-P-С), залежь, долина р. Селенга; № 5-6 — агрозем (Р-С-РС-С), пашня, в 1 км от ст. Степной Дворец, дельта р. Селенга; № 6 серая (АҮ-AEL-BEL-BT-С), целина, 2-я терраса р. Селенга; № 11.12 — аллювиальная перегнойноглеевая (T-H-G), пашня 1-й год, пойма протоки Шумиха; № 15.16 — агроперегнойно-глеевая (PH-H-G-CG), пашня 3-й год, пойма протоки Яблонька.

Fig. 2. Humus content in the soils of key areas of used, abandoned, and unused lands of the Selenga delta. Different column colors show horizons (shown in parentheses).

Sites: No. 1-2 — agrozem (AYpa- P-C), deposit, catch the Selenga River; No. 3 — chernozem (AU-BCA-Cca), virgin land, the channel of the main channel of the Selenga River; No. 3-4 — agrozem (W-P-C), deposit, valley of the Selenga River; No. 5-6 — agrozem (P-C-PC-C), arable land, 1 km from the steppe palace station, selenga river delta; No. 6 — grey (AY-AEL-BEL-BT-C), virgin land, 2nd terrace of the Selenga River; No. 11.12 — alluvial humus-gley (T-H-G), arable land 1st year, floodplain of the Hype Channel; No 15.16 — agropregnous-gley (PH-H-G-CG), arable land 3rd year, floodplains of the Yablonka stream.

Реакция (рНводн) почв В основном нейтральная, что является благоприятным условием для развития растений. Слабокислой реакцией отличается серая почва под лесом (рис. 3). Щелочную реакцию имеют нижгоризонты чернозема, перегнойный ние горизонт аллювиальной перегнойно-глеевой почвы в результате привноса карбонатного аллювия в период половодья. Слабощелочную реакцию имеют нижние горизонты распаханных бывших черноземов (агроземы, пл. № 3-4). Слабокислую реакцию также имеет подпахотный перегнойный горизонт агроперегнойно-глеевой почвы. Пахотный горизонт имеет нейтральную реакцию.



Рис. 3. Значения рНводн. в почвах ключевых участков используемых, заброшенных и неиспользуемых земель дельты р. Селенги.

Разным цветом столбцов показаны горизонты (приведены в скобках).

Площадки: № 1-2 — агрозем (АҮра- Р-С), залежь, пойма р. Селенга; № 3 — чернозем (AU-BCA-Cca), целина, протока основного русла р. Селенга; № 3-4 — агрозем (W-P-C), залежь, долина р. Селенга; № 5-6 — агрозем (Р-С-РС-С), пашня, в 1 км от ст. Степной Дворец, дельта р. Селенга; № 6 — серая (АҮ-АЕL-BEL-BT-С), целина, 2-я терраса р. Селенга; № 11.12 — аллювиальная перегнойноглеевая (Т-H-G), пашня 1-й год, пойма протоки Шумиха; № 15.16 — агроперегнойно-глеевая (РН-

H-G-CG), пашня 3-й год, пойма протоки Яблонька.

Fig. 3. PH water values in the soils of key areas of used, abandoned and unused lands of the Selenga River delta.

Different column colors show horizons (shown in parentheses).

Sites: No. 1-2 — agrozem (AYpa- P-C), deposit, floodplain of the Selenga River; No. 3 — chernozem (AU-BCA-Cca), virgin land, channel of the main channel of the Selenga River; No. 3-4 — agrozem (W-P-C), deposit, valley of the Selenga River; No. 5-6 — agrozem (P-C-PC-C), arable land, 1 km from The Steppe Palace station, delta of the Selenga River; No. 6 — gray (AY-AEL-BEL-BT-C), virgin land, 2nd terrace of the Selenga River; No. 11.12 — alluvial humus-gley (T-H-G), arable land 1st year, floodplain of the Hype Stream; No 15.16 — agroperegnogley (PH-H-G-CG), arable land 3rd year, floodplain of yablonka stream.

Установлено, что почвы дельты р. Селенги в основном легкого гранулометрического состава (рис. 4). Поэтому при распашке на недопустимой крутизне склонах могут развиваться эрозионные процессы, наблюдаться смыв верхних горизонтов, потери гумуса и основных элементов питания растений.



Рис. 4. Гранулометрический состав верхних горизонтов почв ключевых участков дельты р. Селенги Приведены данные верхних гумусовых, перегнойных и пахотных горизонтов.

Площадки: № 1-2 —агрозем (АҮра- Р-С), залежь, пойма р. Селенга; № 3 — чернозем (AU-BCA-Cca), целина, протока основного русла р. Селенга; № 3-4 — агрозем (W-P-C), залежь, долина р. Селенга; № 5-6 — агрозем (P-C-PC-C), пашня, в 1 км от ст. Степной Дворец, дельта р. Селенга; № 6 — серая (AY-AEL-BEL-BT-C), целина, 2-я терраса р. Селенга; № 11.12 — аллювиальная перегнойно-глеевая (T-H-G), пашня 1-й год, пойма протоки Шумиха; № 15.16 — агроперегнойно-глеевая (PH-H-G-CG), пашня 3-й год, пойма протоки Яблонька.

Fig. 4. Granulometric composition of the upper soil horizons of key areas of the Selenga delta.

The data of the upper humus, humus and arable horizons are given.

Sites: No. 1-2 — agrozem (AYpa- P-C), deposit, floodplain of the Selenga River; No. 3 — chernozem (AU-BCA-Cca), virgin land, channel of the main channel of the Selenga River; No. 3-4 — agrozem (W-P-C), deposit, valley of the Selenga River; No. 5-6 — agrozem (P-C -PC-C), arable land, 1 km from the village of Steppe Palace, delta of the Selenga River; No. 6 — gray (AY-AEL-BEL-BT-C), virgin land, 2nd terrace of the Selenga River; No. 11.12 — alluvial humus-gley (T-H-G), arable land 1st year, floodplain of the Shumiha stream; No. 15.16 — agroperepurupno-gley (PH-H- G-CG), arable land 3rd year, floodplain of apple streams.

Таблица 1

Полевое описание ландшафтов ключевых участков используемых, заброшенных и неиспользуемых земель дельты р. Селенги

N⁰	Местоположение, ис-	Растительность	Почвы	Породы	Фотографии растительности и почв
пл.	пользование			1 ' '	
1.2	Пойма р. Селенга, за- лежь 15 лет	Полынно- разнотравно-злаковая степь, всходы сосны	Агрозем АУра 0-3 Р 3-30 С 30-40	Алювиаль- ный легкий суглинок	
3.4	Долина р. Селенга, за- лежь	Полынно- разнотравная степь	Агрозем W 0-0,5 P 0,5-20 C 20-50	Аллюви- альный пе- сок, супесь	
5.6	В 1 км от ст. Степной Дворец, дельта р. Се- ленга, пашня	Пшеница, ранее кар- тофель	Агрозем Р 0-27 С 27-29 РС 29-39 С 39-	Аллюви- альная су- песь, лег- кий суглинок	
--------	--	-------------------------------	---	--	--
11. 12	Пойма протоки Шуми- ха, пашня первый год. Рядом растет пшеница	разнотравно- осоковый луг	Аллювиальная перегнойно-глеевая Т 0-12 Н 12-27 G 27-38	Аллюви- альный легкий су- глинок	

<u>Геология и окружающая среда. 202</u>2. Т. 2, № 3

1	Пойма левобереж-	Посажен овес,	Агроперегной-	Аллю-	
5.1	ной протоки Яблонь-	рядом разнотравно-	но-глеевая	виальный	
6	ка р. Селенга, около	злаковый луг	PH 0-26	суглинок	The second se
	с. Степной Дво-		H 26-28	-	
	рец, фермерское хо-		G 28-30		A A A A A A A A A A A A A A A A A A A
	зяйство, пашня 3-ий		CG 30-		
	год				
					A State of the second sec
					And the second sec
3	Протока основно-	Полынно-	Чернозем	Аллю-	A COMPANY AND A
	го русла р. Селенга	разнотравно-	AU 0-24	виальная	
		злаковая степь	BCA 24-38	супесь	and the second se
			Cca 38-50	-	
					A DECEMBER OF THE OWNER OWNER OF THE OWNER OWNER OF THE OWNER
					State of the second state of the

6	2 терраса р. Селенги	Сосняк разно- травный	Серая AY 0-11 AEL 11-23 BEL 23-28 BT 28-30 C 30-44	Аллю- виальная супесь			
---	----------------------	--------------------------	---	-----------------------------	--	--	--

Разрез № 3 Привязка: Протока основного русла р. Селенга Породы: Аллювиальная супесь Растительность: Полынно-разнотравно-злаковая степь, залежь Ствол: Постлитогенные Отдел: Аккумулятивно-гумусовые Тип: Чернозем Подтип: Типичный Формула горизонта: AU – BCA – Cca								
Фото	Формула почвенного профиля	Глуби- на, см	Морфологическое описание					
	AU	10-24	серовато-коричневый, зерни- стой структуры, слабо вскипа- ет от от 10 % HCl, уплотнен, легкий суглинок, ясный и ровный переход к горизонту BCA					
	BCA	24-38	светло-коричневый, структура зернисто-комковатая, вскипа- ет от 10 % HCl, легкий сугли- нок, уплотнен, граница пере- хода к породе сглаженная					
	Cca	38-50	светло-буровато-палевый, мелкозернисто-пылеватый, уплотнен, сильно вскипает от 10 % HCl, супесь					
Разрез № 11.12 Привязка: Пойма р. Селенга (левобережная протока Шумиха) Породы: Аллювиальная супесь, песок Растительность: Осоковый заболоченный луг Ствол: Синлитогенные Отдел: Аллювиальная Подтип: Типичная Формила горичоцита: Т. Н. С								
Фото	Формула почвенного профиля	Глубина, см	Морфологическое описание					

Морфологическое описание почв некоторых ключевых участков

Таблица 2

	Т	0-12	буровато-темно-серый, све- жий, зернистый, сложение рыхлое, переход ясный, гра- ница перехода неровная, сла- бо вскипает от 10 % HCl
	Н	12-27	буровато-темно-коричневый, свежий, пухлый, уплотнен, корни, присутствует аллювий, переход ясный, граница пере- хода неровная, вскипает от 10 % HCl
C	G	50-60	сизовато-светло-серый, све- жий, супесчаный, уплотнен, не вскипает
Разрез № 6 Привязка: 2 терраса р. Селенги Породы: Аллювиальная супесь Растительность: Сосняк разнотравн Ствол: Постлитогенные Отдел: Структурно-дифференциро Тип: Серая Подтип: Типичная Формула горизонта: АУ – AEL – В	ный ванные EL – BT – C		
Фото	Формула почвенного профиля	Глубина, см	Морфологическое описание
	AY	0-11	буровато-серый, свежий, зер- нистый, супесчаный, сложе- ние рыхлое структурное, пе- реход ясный, граница перехода неровная, вскипания нет
	AEL	11-23	желтовато-серый, свежий, структура мелко-зернистая, супесчаный, уплотнен, корней мало, переход ясный по цвету, граница перехода ровная, вскипания нет
		22.28	коричневато-бурый, свежий, мелкоореховато-зернистый, легкосуглинистый, уплотнен, единичные корни, по граням

ВТ	28-30	охристо-бурый, свежий, оре- ховатый, легкосуглинистый, сложение плотное структур- ное единичные корни, по гра- ням структурных отдельно- стей слабовыраженные железисто-глинистые кутаны иллювиирования, переход яс- ный, граница перехода неров- ная, вскипания нет
С	>30	серый, свежий, бесструктур- ный, супесчаный, уплотнен, корней нет, вскипания не наблюлается

По содержанию основных элементов питания растений наблюдается дефицит калия в почвах используемых и залежных сельскохозяйственных земель, кроме былых распаханных черноземов (в настоящее время агроземов, площадка № 3-4). В верхних горизонтах почв естественных ландшафтов концентрация калия достаточная 174-1045 мг/кг (рис. 5). Согласно шкале ФГБУ центра Агрохимической Службы «Иркутский» содержание калия характеризуется как: очень низкое — < 100, низкое — 101-200, среднее — 201-300, выше среднего — 301-400, высокое — 401-600, очень высокое — > 600 мг/кг (Агрохимическая характеристика... 2009; Агрохимическая характеристика... 2009а).



Рис. 5. Содержание P₂O₅ и K₂O в почвах ключевых участков дельты р. Селенги

Площадки: № 1-2 — агрозем (АҮра- Р-С), залежь, пойма р. Селенга; № 3 — чернозем (AU-BCA-Cca), целина, протока основного русла р. Селенга; № 3-4 — агрозем (W-P-С), залежь, долина р. Селенга; № 5-6 — агрозем (Р-С-РС-С), пашня, в 1 км от ст. Степной Дворец, дельта р. Селенга; № 6 серая (АҮ-AEL-BEL-BT-С), целина, 2-я терраса р. Селенга; № 11.12 — аллювиальная перегнойноглеевая (T-H-G), пашня 1-й год, пойма протоки Шумиха; № 15.16 — агроперегнойно-глеевая (PH-H-G-CG), пашня 3-й год, пойма протоки Яблонька **Fig. 5.** Content of P_2O_5 and K_2O in the soils of key areas of the Selenga Delta.

Sites: No. 1-2 — agrozem (AYpa- P-C), deposit, floodplain of the Selenga River; No. 3 — chernozem (AU-BCA-Cca), virgin land, channel of the main channel of the Selenga River; No. 3-4 — agrozem (W-P-C), deposit, valley of the Selenga river; No. 5-6 — agrozem (P-C -PC-C), arable land, 1 km from the village of Steppe Palace, delta of the Selenga River; No. 6 — grey (AY-AEL-BEL-BT-C), virgin land, 2nd terrace of the Selenga River; No. 11.12 — alluvial humus-gley (T-H-G), arable land 1st year, floodplain of the Hype Stream; No. 15.16 — Agroperepural-gley (PH-H) -G-CG), arable land 3rd year, floodplain of the Yablonka stream.

Выявлено очень высокое содержание фосфора во всех почвах естественных ландшафтов и сельскохозяйственных угодий от 204 до 891 мг/кг, кроме аллювиальной перегнойноглеевой почвы и ее антропогенного аналога (пл. № 11.12 и 15.16). В аллювиальной перегнойно-глеевой и агроперегнойно-глеевой почвах наблюдается среднее содержание фосфора и дефицит концентрации калия. Согласно шкале ФГБУ центра Агрохимической Службы «Иркутский» содержание подвижного фосфора в почвах характеризуется как: очень низкое — < 25, низкое — 26-50, среднее — 51-100, выше среднего — 101-150, высокое — 151–250, очень высокое — > 250 мг/кг (Агропочвоведение, 2004; Агрохимические методы... 1975).

Содержание нитратов во всех исследуемых почвах не превышает санитарногигиенические нормы (для нитратов ПДК – 130 мг/кг). Выявлена средняя и высокая концентрация нитратного и аммонийного азота в ненарушенных, в некоторых залежных (пл. № 3-4, бывший чернозем), аллювиальных перегнойно-глеевых, агроперегнойно-глеевых и недавно используемых почвах (рис. 6). Низкое содержание нитратного и аммонийного азота наблюдается в давно используемых почвах под пашню (пл. № 5-6). Согласно шкале ФГБУ центра Агрохимической Службы «Иркутский» содержание нитратного азота характеризуется как: очень низкое — < 4, низкое — 4–8, среднее — 8–5, выше среднего — 15–20, высокое — 20–25, очень высокое — > 250 мг/кг (Агрохимическая характеристика... 2009; Агрохимическая характеристика... 2009а).



Рис. 6. Содержание NO₃ и NH₄ в почвах ключевых участков дельты р. Селенги.

Площадки: № 1-2 — агрозем (АҮра- Р-С), залежь, пойма р. Селенга; № 3 — чернозем (AU-BCA-Cca), целина, протока основного русла р. Селенга; № 3-4 — агрозем (W-P-С), залежь, долина р. Селенга; № 5-6 — агрозем (Р-С-РС-С), пашня, в 1 км от ст. Степной Дворец, дельта р. Селенга; № 6 серая (АҮ-АЕL-BEL-BT-С), целина, 2-я терраса р. Селенга; № 11.12 — аллювиальная перегнойноглеевая (T-H-G), пашня 1-й год, пойма протоки Шумиха; № 15.16 — агроперегнойно-глеевая (PH-H-G-CG), пашня 3-й год, пойма протоки Яблонька.

Fig. 6. Content of NO_3 and NH_4 in the soils of key areas of the Selenga Delta.

Sites: No. 1-2 — agrozem (AYpa- P-C), deposit, floodplain of the Selenga River; No. 3 — chernozem (AU-BCA-Cca), virgin land, channel of the main channel of the Selenga River; No. 3-4 — agrozem (W-P-C), deposit, valley of the Selenga river; No. 5-6 — agrozem (P-C -PC-C), arable land, 1 km from the village of Steppe Palace, delta of the Selenga River; No. 6 — gray (AY-AEL-BEL-BT-C), virgin land, 2nd terrace of the Selenga River; No. 11.12 — alluvial humus-gley (T-H-G), arable land 1st year, floodplain of the Shumiha stream; No. 15.16 — agroperepurupno-gley (PH-H- G-CG), arable land 3rd year, floodplain of apple streams.

Высокое содержание органического веще-

ства, слабощелочная и щелочная реакция среды способствуют накоплению тяжелых металлов (ТМ) в почвах, т. е. являются депонирующей средой — «геохимическим барьером» для поступления загрязняющих веществ в оз. Байкал.

Все полученные данные были объединены в сводную таблицу (табл. 3).

Результаты проведенных почвенногеохимических работ выявили аномальные концентрации тяжелых металлов в почвах вблизи с. Кабанск (табл. 4). Выявлено повышенное содержание Си и Рb в почвах восточной части Творогово-Истокского поднятия дельты р. Селенга около с. Кабанск, превышающие ПДК в 1.2 и 1.3 раза соответственно. Рядом располагаются полевые автомобильные дороги и стоянки (полевой стан сельскохозяйственной техники). Максимальные значения химических элементов в почвах имеют локальный характер.

Основными загрязнителями являются котельные, печное отопление и автотранспорт. Однако, на территории исследования также имеется природный источник загрязнения. Аномальные концентрации ТМ в почвах могут быть обусловлены высокими содержаниями их в породах северо-западной части Селенгинско-Яблонового металлогенического пояса. В районе г. Улан-Удэ имеют распространение субщелочные и щелочные граниты и сиениты витимо-канского и куналейского комплексов и связанные с ними месторождения и рудопроявления флюорита, молибдена, вольфрама и др. (Гребенщикова, 2008). Ниже по течению в дельте реки Селенга происходит аккумуляция загрязняющих веществ в аллювиальных почвах и отложениях. Загрязненные земли рекомендуется вывести из сельскохозяйственного оборота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований и анализа опубликованной литературы установлено, что в дельте р. Селенги сформировались аллювиальные гумусовые (Fluvisols Aridic Humus), аллювиальные темногумусовые (глеевые) (Fluvisols Umbric (Gleyic)), слоистоаллювиальные (гумусовые) (Fluvisols Humus), аллювиальные перегнойно-глеевые (Fluvisols Mollig Gleyic), аллювиальные торфяноглеевые (Fluvisols Histic Gleyic), дерновоподбуры (Folic Podburs), серые (метаморфические) (Gray Metamorphic), дерново-серые (Folic Gray), черноземы (Chernozems) и темногумусовые (Phaeozems) почвы.

Установлено, что почвы большей части сельскохозяйственных угодий характеризуются удовлетворительным агрономическим состоянием. Верхние горизонты серых почв лесов и черноземов степей в естественном состоянии отличаются высокими концентрациями гумуса. В постоянно используемых почвах в сельском хозяйстве его содержание снижается, в залежных землях — восстанавливается. Реакция среды (рНводн) почв в основном нейтральная. Установлено, что почвы дельты р. Селенги преимущественно имеют легкий гранулометрический состав.

Выявлено, что почвы залежей и пашен, ранее находящиеся под лесом являются малоплодородными, нуждаются во внесении азотных и калийных удобрений. Как показывают проведенные исследования серые почвы при сведении леса и их использовании под пашню быстро деградируют и теряют плодородие. Они не рекомендуются к использованию в сельском хозяйстве.

Аллювиальные почвы, недавно введенные в сельскохозяйственное использование, нуждаются во внесении фосфорных и калийных удобрений. Их нехватка связана с преобладанием органического вещества и низким содержанием минеральных веществ в почвах. Они могут быть введены в сельскохозяйственный оборот при применении агрохимических мероприятий. Концентрации аммонийного и нитратного азота в них достаточное для питания растений.

Хорошую устойчивость к сельскохозяйственному использованию проявляют почвы степей, бывшие черноземы. Черноземы и серые почвы естественных ландшафтов, а также агроземы, ранее находившиеся под степью (былые черноземы) находятся в хорошем и удовлетворительном агрономическом состоянии. Они могут быть использованы под пашню.

Выявлено высокое содержание ТМ, превышающее ПДК, в почвах залежей вблизи с. Кабанск. Данные почвы не рекомендуются к использованию в сельском хозяйстве.

Таблица З

Агрохимические и физические свойства ключевых участков используемых, заброшенных и неиспользуемых земель дельты р. Селенги (сводная таблица)

№ пл.	Почва	Гори- зонт	рН волн	С	Содер-	Основ	вные эле	ементы г	итания	Грану	лометр	ический	і состав	, %		Сод-	Назва-
		5011		opr.	Гумуса, %	NO ₃	NH 4	P ₂ O ₅	K ₂ O	1- 0.25	0.25	0.05- 0.01	0.01-0.00	0.005	<0.00 1	физ. гли-	гран. составу
											0.05		5	0.001		ны< 0.01	
1-2	Агрозем	AYpa	6.6	2.4	4.1	0.9	3.72	252.6	290.0	3.8	38.2	37.2	3.2	5.6	12.0	20.8	сл
	_	Р	6.4	1.5	2.6	0.2	1.36	204.3	53.0	3.2	31.6	44.8	3.6	6.0	10.8	20.4	сл
		С	6.8	0.8	1.4	0.1	0.79	248.7	73.5	9.3	57.5	18.0	1.2	3.6	10.4	15.2	c
3	Чернозем	AU	7.4	11.8	20.3	9.0	12.25	891.0	1045. 0	12.0	22.8	32.4	13.2	4.4	15.2	32.8	сс
		BCA	8.6	3.4	5.9	1.1	1.50	859.0	1030. 0	31.5	20.9	23.6	5.6	8.4	10.0	24.0	сл
		Cca	8.7	0.7	1.2	0.1	0.80	270.2	73.5	8.6	57.0	18.0	3.2	3.2	10.0	16.0	c
3-4	Агрозем	W	7.7	6.7	11.6	11.9	3.10	572.4	290.0	12.3	64.9	6.0	2.8	5.0	8.2	18.0	с
	_	Р	7.6	1.3	2.2	10.2	2.15	573.5	475.0	12.0	70.8	6.8	2.8	2.0	5.6	10.4	c
		С	7.9	0.7	1.2	3.7	0.93	480.3	161.5	10.6	71.0	8.4	1.2	3.2	5.6	10.0	с/п
5-6	Агрозем	Р	6.6	1.6	2.8	3.6	1.65	429.1	132.0	1.8	54.2	23.2	5.6	5.2	10.0	20.8	сл
		С	6.9	0.8	1.4	0.8	0.60	435.4	79.7	5.0	72.0	10.4	1.8	1.4	5.6	8.8	П
		PC	6.6	1.6	2.8	10.7	1.36	436.8	113.5	2.1	52.3	22.4	5.2	5.6	12.4	23.2	сл
		С	7.4	0.7	1.2	0.7	0.50	430.8	61.5	5.0	76.2	10.4	1.6	1.2	5.6	8.4	П
6	Серая	AY	5.1	3.4	5.9	10.2	15.0	578.1	249.2	49.7	18.7	9.6	4.8	4.8	12.4	22.0	сл
		AEL	5.4	1.7	2.9	0.1	0.60	305.1	160.2	13.4	21.4	44.8	3.5	6.1	10.8	20.4	сл
		BEL	5.5	2.0	3.5	0.2	0.65	302.4	174.2	13.8	28.1	37.3	3.2	5.5	12.1	20.8	сл
		BT	5.5	1.6	2.7	0.1	0.70	352.4	78.1	42.8	26.0	8.4	6.4	5.2	11.2	22.8	сл
		C	6.2	0.6	1.0	0.1	0.61	462.1	71.0	46.3	26.9	8.0	4.8	5.6	8.4	18.8	с
11.12	Аллювиаль-	T	7.6	7.5	-	0.1	1.00	218.4	36.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	ная пере-	Н	8.1	7.5	12.9	13.2	2.94	131.4	63.5	3.0	32.2	44.7	3.5	6.5	10.1	20.1	сл
	гноино- глеевая	G	7.4	2.1	3.6	10.7	2.58	1/5.6	23.0	7.9	50.1	15.2	6.0	9.6	11.2	26.8	сл
15.16	Агропере-	PH	7.5	6.8	11.7	12.6	3.08	136.3	42.5	3.2	31.9	42.3	5.9	6.3	10.4	20.2	сл
	гнойно-	Н	5.8	5.4	9.3	23.1	2.65	331.2	21.0	3.5	31.6	44.8	3.5	6.1	10.5	20.1	сл
	глеевая	G	6.5	0.8	1.4	0.7	0.64	119.2	8.5	8.8	56.8	18.0	3.3	3.1	10.0	16.0	c
		CG	6.4	0.6	1.0	7.5	2.15	197.4	16.5	61.5	25.3	3.2	2.8	2.4	4.8	10.0	с/п

Примечание: п – песок. с – супесь. сл – суглинок легкий. сс – суглинок средний.

Таблица 4

Содержание макро- и микроэлементов в почвах ключевых участков дельты р. Селенга

Местоположение	Поцва	Гори-	Fe	Ti	Mn	Ba	Cr	Cu	Co	Sr	V	Ni	Pb
местоположение	ПОчва	30HT	%	б МГ/КГ									
2 терраса р. Селенга,	Cenar	AY	3.8	0.7	1021	1021	23	48	14	345	104	12	10
пл. № 6	Серая	AEL	2.1	0.6	611	637	15	27	10	320	64	10	8
Пойма протоки Яб-	Аллювиальная аг-	Η	1.1	0.3	176	651	14	5	6	556	26	5	10
лонька р Селенга, паш- ня, пл. № 15.16	роперегнойно- глеевая	G	2.0	0.7	482	728	17	10	11	582	38	9	11
Долина р. Селенга, за-	Arrozen	Р	1.2	0.3	393	439	21	63	7	284	31	12	42
лежь, пл. № 3-4	Агрозем	С	1.9	0.3	594	765	22	35	9	168	33	14	13
Протока основного	Чернозем	AU	2.2	0.4	471	454	29	35	9	98	55	15	12
русла р. Селенга, пл. № 3		BCA	2.2	0.4	461	612	25	17	11	230	47	15	14
Пойма р. Селенга (про-	Аллювиальная пе- регнойно-глеевая	Η	1.4	0.3	325	473	19	9	5	97	36	5	9
тока Шумиха), пл. № 11.12		G	1.6	0.3	401	452	19	14	7	165	35	5	10
Пойма р. Селенга, за-		AY	1.3	0.2	355	816	14	10	6	147	30	4	13
лежь. пл. № 1-2	Агрозем	C~~	1.4	0.3	384	894	18	11	9	135	38	8	11
Долина р. Селенга, в 1		AY	1.5	0.3	402	766	18	12	8	139	40	9	12
км от ст. Степ. Дворец, пашня, пл. № 5-6	Агрозем	С	1.6	0.4	346	457	19	13	8	276	35	5	14
ОДК [ГН 2.1.7.2042-06. 2006]			-	-	-	-	-	66-32	-	-	-	40-80	65-130
ПДК [ГН 2.1.7.2041-06. 2	006]		-	-	1500	-	100	51	17	-	150	44	32

Сельскохозяйственные угодья в основном используются для выращивания кормов для КРС. Исследуемый район перспективен для развития молочного и мясного животноводства Бурятии. Резервом же для сельскохозяйственного использования являются плодородные почвы переувлажненных лугов и заброшенные поля бывших степей, исключая почвы с высоким содержанием ТМ.

Кроме того, следует упомянуть о необходимости постоянного мониторинга за состоянием агрохимических, агрофизических и экологических параметров почв сельскохозяйственных земель.

Литература

Белозерцева И.А. Проблемы землепользования и загрязнения ландшафтов дельты реки Селенги / Белозерцева И.А., Екимовская О.А., Воробьева И.Б., Власова Н.В., Лопатина Д.Н., Янчук М.С. // Географические исследования Сибири и сопредельных территорий. Мат. Межд. конф., посвященной 90-летию со дня рождения акад. В.В. Воробьева, Иркутск: ИГ СО РАН.– 2019.– С. 334–339.

Добровольский Г.В. Структурнофункциональная роль почвы в биосфере / Г.В. Добровольский.– М. : Геос, 1999.– 278 с.

Агропочвоведение / под ред. В.Д. Мухи.– М. : КолосС, 2004. – 528 с.

Агрохимические методы исследования почв.– М.: Наука, 1975.– 656 с.

Агрохимическая характеристика почв сельскохозяйственных угодий и рекомендации по применению удобрений в ООО «Бильчир» Осинского района Иркутской области / Очерк.

Белозерцева Ирина Александровна,

кандидат географических наук, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН.

заведующая лабораторией, тел.: 42-70-89, электронная почта: belozia@ irigs.irk.ru. **Belozertseva Irina Aleksandrovna,** Candidate of Geographical Sciences, 664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Head of Laboratory, email: belozia@ irigs.irk.ru. Бутырин М.В. и др.– Иркутск: ФГБУ ЦАС «Иркутский».– 2009.– 29 с.

Агрохимическая характеристика почв сельскохозяйственных угодий и рекомендации по применению удобрений в МО «Усть-Алтан» Осинского района Иркутской области / Очерк. Бутырин М.В. и др – Иркутск: ФГБУ ЦАС «Иркутский».– 2009.– 27 с.

Алекин О.А. Руководство по химическому анализу вод суши / О.А. Алекин, А.Д. Семенов, Б.А. Скопинцева.– Л.: Гидрометеоиздат, 1973.– 269 с.

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв / Е.В. Аринушкина. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1970. – 487 с.

Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьева. М.: ГЕОС, 2006. 399 с.

Богоявленский Б.А. Урочище дельты р. Селенги / Б.А. Богоявленский // Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы.– Иркутск, 1974.– С. 5–16.

Классификация и диагностика почв России / Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И.– Смоленск: Ойкумена, 2004.– 342 с.

Гребенщикова В.И. Геохимия окружающей среды Прибайкалья. Байкальский геоэкологический полигон / В.И. Гребенщикова, Э.Е. Лустенберг, Н.А. Китаев, И.С. Ломоносов.– Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008.– 234 с.

Дубровский Николай Дмитриевич, студент 2 курса, 664011 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Геологический факультет Иркутского государственного университета, тел.: +79501035123, электронная почта: miklosh1096@mail.ru. **Dubrovsky Nikolay Dmitrievich,** 2nd year student, 664011 Irkutsk, ul. Lenina, d. 3, Geological Faculty of Irkutsk State University, tel.: +79501035123, email: miklosh1096@mail.ru.

Геоморфология

УДК 551.435.57 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.120

К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко¹, И.И. Гергенов²

¹Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия ²Педгогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье рассматриваются результаты летней экспедиции 2022 г. по изучению высокогорных мерзлотно-каменных литопотоков и солифлюкционных процессов. Материалы статьи логически развивают представления о литопотоках района не только криогенного периода их существования, но при последующих эрозионно-пролювиальных этапах закономерного завершения, в результате этого получена вертикально-возрастная лестница основных форм рельефа Мунку-Сардыкского горного массива, определены места их локализации, механизм возникновения, функционирования и дальнейшей эволюции.

Ключевые слова: горный массив Мунку-Сардык, сели, солифлюкционные террасы, мерзлотно-каменные горные потоки, суффозия, долгоживущие горные обрывы, пролювиальные отложения.

On the question of the sources of loose material, the causes and places of origin of catastrophic mudflows in the area of the Munku-Sardyk mountain range

S.N. Kovalenko¹, I.I. Gergenov²

¹Irkutsk State University, geological faculty, Irkutsk, Russia ²Pedagogical Institute Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The article discusses the results of the summer expedition of 2022 to study highaltitude permafrost-stone lithopotoks and solifluction processes. The materials of the article logically develop ideas about the lithocourses of the region not only of the cryogenic period of their existence, but at the subsequent erosion-proluvial stages of the regular completion, as a result of this, a verticalage ladder of the main forms of relief of the Munku-Sardyk mountain range was obtained, the places of their localization, the mechanism of occurrence, functioning and further evolution were determined.

Keywords: Munku-Sardyk mountain range, mudflows, solifluction terraces, permafrost-stone mountain streams, suffosia, long-lived mountain cliffs, proluvial deposits.

Данная статья явилась следствием получения интересных дополнительных полевых данных в летней экспедиции 2022 г. по мерзлотно-каменным литопотокам и солифлюкционным процессам, ярко проявившимся в этом году, вероятно, по причине холодного лета, явно благоприятного для их активизации. Материалы статьи логически развивают представления о литопотоках криогенного периода их существования, и при последующих эрозионнопролювиальных этапах их закономерного завершения, т. е. дополнена вертикальновозрастная лестница развития не только гляциально-нивальных форм рельефа и процессов их обусловливающих регрессивного этапа оледенения Мунку-Сардыкского горного массива (Коваленко, Акулова, 2022), но и эрозионных.

Кроме того, здесь мы остановимся на причинах их возникновения, определим места их локализации в вертикальной лестнице горных экзогенных процессов, механизм функционирования и наметим пути их дальнейшей эволюции. В настоящее время наметилось два сценария их эволюции: 1) при недостаточном количестве запасов рыхлого материала (Мугувек) они являются короткоживущими, 2) при большом их количестве или же, когда они могут быть возобновляемыми путём поставки в достаточном количестве этого материала с окружающих склонов, они являются долгоживущими (МКГП Активный). Обоснуем введение в обиход геологов и географов нового понятия о долгоживущих обрывах, не меняющих своего местоположения долгие годы.

Обсуждение результатов

Катастрофические сели в районе горного массива Мунку-Сардык были связаны с резкими процессами потепления так называемого гипертермального интергляциала в районе 7,5–6 тыс. лет назад. Последними, перед наступлением климатического оптимума, были ледники шестого (лесного) среднестатистического высотного уровня каров и трогов (СВУК) (Коваленко, 2011) с моренами содержащими гляциальный лёд, конечные части которых утонули в пролювиальных катастрофических селевых пото-

ках, пронёсшихся по всем существующим в то время троговым плечам п/л 6СВУК и значительно затопившие находившиеся там осыпные крупно-глыбовые морены, чем и обусловили в последующем, в период термального гиперинтергляциала их довольно длительную гляциальную жизнь, когда после прохода пролювиальных селевых потоков с формированием каньонов в нижних частях катастрофических отложений, продолжили своё развитие погребённые моренные комплексы с формированием гляциальтермосуффозионных ных воронок, не заполненные материалом более ранних катастрофических потоков. Объектами сноса рыхлого материала для катастрофических селей служили склоновые коллювиальноделювиальные отложения, моренный И снежно-лавинный 6СВУК, а также попадавшийся на их пути гляциальный материал давно стаявших покровных Окинских ледников (рис. 1).

Кроме того, грязекаменные, каменноводные и водные потоки этого периода размыли борта плечей трогов окинского и лесного времени, превратив их в красивые, словно изъеденные коррозией, запутанные оврагоподобные системы (рис. 2).

Шестой этап СВУК сформировал на исследуемой территории последние цокольные поверхности, на которых смогли сформироваться маломощные пролювиальные отложения катастрофических селей, а в маргинальных каналах, трогах И карах предыдущих гляциалов 7-го и 8-го СВУК довольно мощные. Это явилось причиной того, что все современные суффозионные каньоны и долгоживущие обрывы с живыми осыпями развиваются на уровне этих СВУК (см. рис. 1).





1- оси водораздельных хребтов, 2 – ось водораздельного хребта Бассейнов рек Оки, Иркута и Селенги, 3- долгоживущие обрывы и каньоны, 4- плечи трогов шестого (лесного) СВУК — места транзита селей, 5- места сброса селевого материала, 6- места сноса и направления поставки обломочного материала: а) гляциального окинских ледников, б) коллювиально-делювиального.

Fig. 1. Places of manifestation of catastrophic mudflows.

1– axes of watershed ridges, 2– axis of the watershed ridge of the Basins of the Oka, Irkut and Selenga rivers, 3– long-lived cliffs and canyons, 4– shoulders of the trogs of the sixth (forest) SVUK – places of transit of mudflows, 5– places of dumping of mudflow material, 6– places of demolition and direction of supply of debris material: a) glacial Okinsk glaciers, b) colluvial-deluvial.

Долгоживущие на одном месте речные обрывы в горах формируются в результате совокупной деятельности склоновых мерзлотных процессов (МКГП, солифлюкции и пр.) и аллювиальных, в большей степени наледных и в меньшей русловых водных потоков-паводков и межпаводковых. Первые пододвигают рыхлый материал к обрыву, а вторые его уносят вниз по долине. Наличие наледных процессов в совокупности с МКГП приводит к образованию более крупных и более долгоживущих обрывов, сопровождаемых живыми осыпями. Ярким примером такого продуктивного сочетания является Белоиркутная живая осыпь, осыпной материал для которой готовит и поставляет крупный мерзлотно-каменный горный поток Активный (Коваленко и др., 2013).

Начальные стадии формирования таких осыпей фиксируются по массовому развитию на склоне с благоприятными рыхлыми породными комплексами и окружающим рельефом суффозионных или термосуффозионных рытвин (рис. 3–4), обрывов, таких как вблизи наледной поляны с солифлюкционной обширной псевдотеррасой, являющейся плечом трога 6СВУК с развитыми мерзлотными процессами (полигональные структуры, мерзлотные трещины и трещины отпора), появление суффозионных озёр (рис. 5).



Рис. 2. Оврагоподобные промоины на бортах трогов 6СВУК, лето 2022 г., ф. 53к/к. 1– стенка кара п/л Эльфов, 2– плечо трога.

Fig. 2. Gully-like washouts on the sides of the 6SVUK trogs, summer 2022, ph. 53k/k. 1– wall of cara p/g Elves, 2– shoulder of the touch.



Рис. 3. Суффозионные провалы на правом склоне долины р. Бел. Иркут, лето 2022 г., ф. 3014-15. **Fig. 3.** Suffosion sinkholes on the right slope of the valley of the Bel. River. Andrkut, summer 2022, ph. 3014-15.



Рис. 4. Большая суффозионная промоина в нижней части левого борта Мугувекского каньона, развившаяся в тех же самых рыхлых отложениях показанных далее на рис. 8, лето 2006 г., ф. MS06_215.

Fig. 4. A large suffosion sinkhole at the bottom of the port side of the Muguvek Canyon, which developed in the same loose sediments shown later in Fig. 8, Summer 2006, ph. MS06_215.



Рис. 5. Провальное суффозионное озерко, которого в 2005–2017 гг. не было на плече трога 6СВУК, лето 2022 г., ф. 3150.

Fig. 5. Failed suffosion lake, which in 2005–2017 was not on the shoulder of the trog 6SVUK, summer 2022, ph. 3150.

Верхний уровень развития же современных небольших селевых потоков северного склона главного Мунку-Сардыкского хребта возможно только в структурах пятого или шестого СВУК, а в одновозрастных СВУК с южной экспозицией и в структурах четвёртого СВУК, т. е., в которых к настоящему времени, после катастрофических селей, успел накопиться обломочный материал и исчезнуть погребённый лёд в моренах. Это ещё один источник материала для поддержания долгоживущих и других обрывов в районе.

Полный разрез практически всех рыхлых отложений района можно наблюдать по левому обрыву в Мугувекском каньоне (рис. 4–9). Эти отложения сформировались сразу после конечных частей осыпных морен лесного уровня, контактовые поверхности которых в настоящее время служат в качестве краевых швов, дающих чёткие границы ли-топотоков.

На уровнях же с исчезнувшим в течении гипертермального интергляциала в моренах глетчерного льда (прошли все четыре стадии развития по Л.Н. Ивановскому, 1981) 6СВУК (лесного) смогли начать формироваться высокогорные наледи, т. е. появляются условия для развития рельефа эрозионного уровня, который при новой стадии оледенения пятого СВУК (лугового) 5500 лет тому назад вновь был отодвинут за структуры нашей территории (до одиннадцатого гипотетического для нашей территории уровня), и наледи здесь смогли появиться только в 1450 году во время эхойского (озёрного) гляциала третьего уровня на территории структур восьмого СВУК (первой фазы сартанского оледенения).





1– аллювий (a_p — речной, a_n — наледный и a_c — селевый, всё с глыбами перлювия); 2– экзарационные денудационные скальные склоны; 3– обвально-осыпные склоны с коллювиальноделювиальными отложениями (c,d₁) в верхних частях и коллювиально-солифлюкционными (c,s₃) в нижних частях коренных склонов; 4– солифлюкционные современные маломощные покровные отложения на плечах трогов 6СВУК (s₂) и делювиально-солифлюкционные (d,s₁) на прилегающих к коренным склонам частях; 5– флювиогляциально-селевые отложения пятого лугового СВУК (f,sl) с остатками древних деревьев в основании; 6– пролювиальные селевые и флювиогляциальные ката-

строфические отложения предтермоинтергляциальные (sl,f); 7– флювиогляциальные отложения шестого лесного CBVK (fQ_Hlsn), постепенно переходящие в катастрофические селевые (slQ_Hlsn); 8– крупноглыбовая осыпная морена 6CBVK второго гляциала (g₂Q_Hlsn); 9– крупноглыбовая осыпная морена 6CBVK первого гляциала (g₁Q_Hlsn); 10– термосуффозионные воронки; 11– контуры погребённых моренных отложений; 12– долгоживущие обрывы, суффозионные воронки и каньоны, 13– краевые швы (чёткие границы) литопотоков: а) установленные, б) предполагаемые, 14– направления движения каменных потоков: а) установленные, б) предполагаемые, в) зарождающиеся; 15– микрооползни; 16– линия разреза; 17– точки наблюдения вдоль разреза; 18– временные поверхностные русла подземных грунтовых водотоков.

Fig. 6. Quaternary deposits of Muguvek Canyon and surrounding slopes.

1– alluvium (a_r — river, a_n — ice and a_c — mudflow, vsyo with blocks of perluvium); 2– Exarationanddenudation rock slopes; 3– collapse-scree slopes with colluvial-deluvial deposits (c,d₁) in the upper parts and colluvial-solifluction (c,s₃) in the lower parts of the bedrock slopes; 4– solifluction modern low-power integumentary deposits on the shoulders of the trogs 6SVUK (s₂) and deluvial-solifluctional (d,s₁) on the parts adjacent to the bedrock slopes; 5– fluvioglacial-mudflow deposits of the fifth meadow SVET (f,sl) with the remains of ancient trees at the base; 6– proluvial debris and fluvioglacial catastrophic deposits pretermointerglacial (sl,f); 7– fluvioglacial deposits of the sixth forest SVET (fQ_Hlsn), gradually turning into catastrophic debris (slQ_Hlsn); 8– coarse-grained scree moraine 6SVUK of the second glacial (g₂Q_Hlsn); 9– large-angled scree moraine 6SVUK of the first glacial (g₁Q_Hlsn); 10– thermosuffosion funnels; 11– contours of buried moraine deposits; 12– long-lived cliffs, suffosion craters and canyons, 13– marginal seams (clear boundaries) of lithotopic flows: a) established, b) assumed, 14– directions of movement of stone flows: a) established, b) assumed, c) nascent; 15– micro-landslides; 16– cutting line; 17– observation points along the incision; 18– temporary surface beds of underground groundwater watercourses.





1– флювиогляциально-селевые отложения пятого лугового СВУК (f,s) с остатками древних деревьев в основании, 2– пролювиальные селевые и флювиогляциальные катастрофические отложения предтермоинтергляциальные (sl), 3– флювиогляциальные отложения шестого лесного СВУК (fQ_Hlsn), постепенно переходящие в катастрофические селевые (slQ_Hlsn), 4– крупноглыбовая осыпная морена 6СВУК второго гляциала (g₂Q_Hlsn), 5– крупноглыбовая осыпная морена 6СВУК первого гляциала (g₁Q_Hlsn), 6– ордовикские карбонатно-кремнистые и углистые сланцы толтинской свиты (O₂t), 7– ископаемые деревья, 8– поверхностный современный солифлюксий (s,d).

Fig. 7. Section of Muguvek Canyon along line $A_1-A_2-A_3-A_4-A_5-A_6$ fig. 4.

1– fluvioglacial-mudflow deposits of the fifth meadow SVET (f,s) with the remains of ancient trees at the base, 2– proluvial mudflow and fluvioglacial catastrophic deposits pretermointroglacial (sl), 3– fluvioglacial deposits of the sixth forest SVET (fQ_Hlsn), gradually turning into catastrophic mudflow (slQ_Hlsn), 4– large-scale scree moraine 6SVUK of the second glacial (g_2Q_H lsn), 5– large-scale scree moraine 6SVUK of the first glacial (g_1Q_H lsn), 6– Ordovician carbonate-siliceous and carbonaceous shales of the Tolta Formation (O ₂t), 7– fossil trees, 8– surface modern solifluxia (s,d).



Рис. 8. Левый борт каньона р. Мугувек с долгоживущим обрывом, лето 2009 г., ф. 2762-58. **Fig. 8.** The port side of the Muguvek River canyon with a long-lived cliff, summer 2009, ph. 2762-58.



Рис. 9. Ископаемые стволы древних деревьев, предположительно росших в термальный интергляциальный период свыше 5000 лет тому назад, ф. 3257-60. **Fig. 9.** Fossil trunks of ancient trees believed to have grown during the thermal interglacial period over 5000 years ago, ph. 3257-60.

На цокольной поверхности ордовикских осадочных образований в самом низу залегает маломощный (5–7 м) светло серый слой песчано-супесчанистых флювиогляциальных отложений 6СВУК, выше мощная толща (25–30 м) пролювиальных песчано-крупноглыбовых отложений катастрофического пролювия, её перекрывает маломощная (0–5 м) толща флювиогляциальных отложений постгипертермального интергляциального этапа 5СВУК с массовым захоронением стволов древних деревьев, однообразно залегающих в подошве (рис. 9). Корреляционная схема взаимоотношений всех этих рыхлых образований в долине р. Мугувек приведена на рис. 10.

Катастрофический пролювий представлен, в основном, крупноглыбовым, окатанным материалом, а флювиогляциальные отложения постгипертермального интергляциального этапа 5СВУК — среднекрупноглыбовой фракцией с достаточно высоким содержание суглинисто-глинистой фракции полуокатанных щебнистых обломков, а также более крупных и неокатанных перлювиальных пород как местных, так и из окатанного моренного материала, двумятремя погребенными почвенными горизонтами. Переход между древними и молодыми пролювиальными отложениями, как правило резкий, размывной. Кроме того, катастрофические отложения служат резервуарами для накопления грунтовых вод для формирования практически всех высокогорных наледей района.



Рис. 10. Корреляционная схема соотношений рыхлых отложений по р. Мугувек.

1– аллювий в каньоне Мугувека; 2– поверхностный современный солифлюксий (s,d), 3– флювиогляциально-селевые отложения пятого лугового CBVK (f,s) с остатками древних деревьев в основании, 4– крупноглыбовая осыпная морена пятого лугового CBVK (gQ_Hlg), 5– пролювиальные селевые и флювиогляциальные катастрофические отложения предтермогиперинтергляциальные (sl), 6– крупноглыбовая осыпная морена шестого лесного (gQ_Hlsn), 7– флювиогляциальные отложения шестого лесного CBVK (fQ_Hlsn), 8-9– коренное скальное основание сложенное: 8– среднепалеозойскими гранитоидными породами, 9– ордовикскими осадочными породами толтинской свиты (O₂t).

Fig. 10. Correlation scheme of the ratios of loose sediments along the Muguvek River.

1– alluvium in Muguvek Canyon; 2– surface modern solifluxia (s,d), 3– fluvioglacial-mud deposits of the fifth meadow SVET (f,s) with the remains of ancient trees at the base, 4– large-scale scree moraine of the fifth meadow SVET (gQ_Hlg), 5– proluvial mudflow and fluvioglacial catastrophic deposits pretermohyperinterglacial (sl), 6– coarse-grained scree moraine of the sixth forest (gQ_Hlsn),7– fluvioglacial deposits of the sixth forest SVET (fQ_Hlsn), 8-9 – bedrock rock base folded: 8– Middle Paleozoic granitoid rocks, 9– Ordovician sedimentary rocks of the Toltin Formation (O₂t).

Современными источниками рыхлого материала долгоживущих обрывов и рытвин, кроме вышеописанных, являются мерзлотно-каменные горные потоки и солифлюкционные потоки. Их живые осыпи осложняют и дополняют местные маломощные нагорные наледи (Красивая, Эльмиркина и др.) и мелкие селевые потоки.

Причём мерзлотно-каменные горные потоки проявляются только в рыхлых пролювиальных отложениях катастрофических селевых паводков прокатившихся по троговым структурам 6СВУК, т. е. в начале гипертермального климата интергляциала 6.0-7.5 тыс. лет тому назад. А эти отложения, как было указано выше (см. рис. 1), имеют наибольшее развитие только в структурах седьмого СВУК (портулановский уровень). Поэтому говорить о их постгляциальном (Коваленко и др., 2013) или даже гляциальном (Китов, 2021) генезисе нет никакого теоретического морально-И терминологического смысла. Такой подход будет только засорять и без того несовершенную понятийную базу гляциальнонивальных образований.

Наличие или отсутствие МКГП в структурах долгоживущих обрывов определяется не только мощностью и наличием современного литогенного питания, но и шириной (длиной) литоформирующей и пододвигаемой к обрыву каменной массы. Например, полностью сформированный длительно и быстро движущейся горный поток Активный на правом борту Белого Иркута имеет длину более 700 м, предполагаемые признаки небольшого зарождающегося каменного потока в левом борту Мугувекского каньона проявлены только в его правом крае, где расстояние от обрыва (зоны разгрузки) составляет около 500 м, в других частях, где признаков каменного потока почти нет, она не превышает 200 м (см. рис. 5). Отсюда можно выделить для условий нашего района предположение (поисковый признак), что каменные потоки хорошо проявляются в структурах 7СВУК, где ширина питающей их полосы рыхлых отложений достигает величины более 300–500 м. В структурах 6СВУК при наличие всех других поисковых признаков возможно появление только их зачаточных форм. Их время наступит только в 2100 г. (рис. 11).

«Зелёные поляны» в пределах некоторых структур 6СВУК могли представлять собой снежные ниши (палеоснежники Ручья Ледяного, Красника), которые из-за резкого потепления с наступлением термального интергляциала быстро потеряли запасы снега и, в связи с этим, не успели эволюционировать в кары. Это самые бесполезные формы рельефа для поставки обломочного материала для наших катастрофических селей, хотя они и располагаются в пределах потенциальных мест сноса обломочного материала.

Заключение

Таким образом, в этой статье впервые получены данные непосредственного изучения гляциальных (ледниковых) отложений и катастрофических селевых, что может помочь разрешить дискуссионный вопрос по этой теме, стоящий перед учёными Прибайкалья за последнюю сотню лет — проблема пролювиальных или гляциальных отложений на Хамар-Дабане по долинам рек, впадающим в оз. Байкал. Этот вопрос впервые был поставлен еще И.Д. Черским (1986), дискуссионный спор был продолжен В.А. Обручевым и А.К. Мейстером (Обручев, 1916, Мейстер, 1917) и частично разрешён Л.Н. Ивановским (1976).



СТУПЕНИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Рис. 11. Вертикально-возрастная лестница развития основных форм рельефа Мунку-Сардыкского горного массива.

1–5– ступени развития рельефа: 1– перигляциальная или снежная (нивальная, надледниковая), 2– ледниковая или гляциальная; 3– термальная; 4– мерзлотная; 5– эрозионная; 6– отступающие ледники; 7–10– каменные глетчеры на стадии деградации: 7– первой, 8– второй, 9– третьей, 10– четвертой; 11– наледи и солифлюкционные террасы; 12– каменные потоки в палеокарах определенного уровня СВУК (цифра); 13–16– лестницы верхнего уровня вертикально-хронологического развития: 13– гляциальных структур (ледники с открытыми частями льда), 14– каменных глетчеров, 15– мерзлотных структур (солифлюкционных, высокогорных наледей и мерзлотно-каменных горных потоков), 16– водных потоков (селево-речные паводки); 17– структуры на современном этапе развития территории; 18– высотно-хронологический уровень гипертермального интергляциала. **Fig. 11.** Vertical-age ladder of development of the main forms of relief of the Munku-Sardyk mountain

Fig. 11. Vertical-age ladder of development of the main forms of relief of the Munku-Sardyk morange.

1–5– stages of relief development: 1– periglacial or snowy (nival, supraglacial), 2– glacial or glacial; 3– thermal; 4– permafrost; 5– erosive; 6– retreating glaciers; 7–10– stone glaciers at the stage of degradation: 7– first, 8– second, 9– third, 10– fourth; 11– ice and solifluction terraces; 12– stone flows in paleocars of a certain level of SVUK (figure); 13–16– stairs of the upper level of vertical-chronological development: 13– glacial structures (glaciers with open parts of ice), 14– stone glaciers, 15– permafrost structures (solifluction, high-altitude ice and permafrost-stone mountain streams), 16– water flows (mudflow-river floods); 17–

structures at the present stage of development of the territory; 18– altitudinal-chronological level of thermal hyperinterglacial.

Нельзя сбрасывать со счетов и провоцирующие селевые потоки тектонические движения (землетрясения), которые прекрасно описал В.И. Галкин (1970), создающие условия для образования селевых потоков из подпрудных и, как правило, постгляциальных озер, отступающих регрессивных ледников.

В связи с материалами этой статьи представляется возможным также дополнить опубликованную ранее схему вертикальновозрастной лестницы развития гляциальнонивальных структур регрессивного этапа оледенения (Коваленко, Акулова, 2022), четвертую ступень назвать мерзлотной и добавить ещё одну ступень эрозионную, к которой отнести все экзогенные процессы и формы рельефа, обусловленные эрозией, и таким образом объединить в одной схеме все процессы и формы рельефа Мунку-Сардыкского горного массива, назвав её «Вертикально-возрастная лестница развития основных форм рельефа» (рис. 11).

В пределах перигляциального рельефа следует рассматривать лавинный и метелевый переносы рыхлого материала в зимние и весенние периоды распространяющийся и на соседние уровни гляциального рельефа.

В пределах мерзлотного рельефа существуют долгоживущие обрывы, термосуффозионные воронки и каньоны. Катастрофические отложения здесь служат резервуарами для накопления грунтовых вод для формирования практически всех высокогорных наледей района.

В пределах эрозионного рельефа следует отметить речные и селевые паводки, а также оползни, провоцируемые повышенной обводненностью территории в результате атмосферных осадков.

Литература

Галкин В.И. Снос обломочного материала селевыми потоками в озеро Байкал // Донные отложения Байкала.– М. : Наука, 1970.– С. 16–28.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока) / Л.Н. Ивановский.– Новосибирск : Наука, 1981.– 173 с.

Китов А. Д. Особенности трансформации и самоорганизации нивально-гляциальных горных геосистем // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле.– 2021.– Т. 35. С. 33–43. https://doi.org/10.26516/2073-3402.2021.35.33

Коваленко С.Н. Криогенные литопотоки горного массива Мунку-Сардык [Электронный ресурс] / С.Н. Коваленко, А.В. Акулова // Геология и окружающая среда.– 2022.– Т. 2, № 2.– С. 128– 138.– Режим доступа: http://geoenvir.ru/archive/ g&e22-2-2/kovalenko22-2.htm (20.09.2022).

Коваленко С.Н. «Каменный глетчер» Белого Иркута / С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Э.В. Мункоева, Н.А. Зацепина // Вестник кафедры географии ВСГАО.– 2013.– № 1–2.– С. 29–37.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркута // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.— 2011.— № 1 (2).— С. 38–62.

Мейстер А.К. К вопросу о происхождении рельефа в Олекминско-Витимской горной стране // Геологический вестник.— 1917.— Т. 3, № 1–6.— С. 98–101.

Обручев В.А. Ледники или грязевые потоки в Олекминско-Витимской горной стране // Геологический вестник.— 1916.— Т. 2, № 5–6.— С. 247– 256.

Фрадкина А.Ф. Выделение отложений времени климатического оптимума миоцена на Северо-Востоке СССР по палинологическим данным / А.Ф. Фрадкина, Л.П. Жарикова // Проблемы современной палинологии.– Новосибирск : Наука, 1984.– С. 136–139.

Черский Д.И. Отчёт о геологическом исследовании береговой полосы Байкала, проведённом по поручению Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества // Записки Восточно-Сибирского Отдела Императорского Русского Географического Общества / Под редакцией правителя дел М.Я. Писарева.– 1886.– Т. XII, № 3.– Иркутск, 1886.– 405 с.

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии, тел.: (3952)20-16-39, электронная почта: igpug@mail.ru. Kovalenko Sergey Nikolaevich, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664003 Irkutsk, Lenin str., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39, email: igpug@mail. ru. Гергенов Игорь Иванович, студент 2 курса, 664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. б, Педагогический институт Иркутского государственного университета, тел.: 89016680809, электронная почта: tantal14igor@mail.ru. Gergenov Igor Ivanovich, 2nd year student, 664011 Irkutsk, ul. Nizhnyaya Naberezhnaya, d. 6, Pedagogical Institute of Irkutsk State University, tel.: 89016680809, email: tantal14igor@mail.ru.

УДК 551.435 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.133

Опыт выделения современных и древних снежников горного массива Мунку-Сардык

С.Н. Коваленко¹, И.И. Гергенов²

¹Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия ²Педагогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье рассматриваются снежники горного массива Мунку-Сардык их местоположение как латеральном, высотном отношении, так и в геоисторической ретроспективе в течении всех регрессивных стадий оледенения территории с 24 тыс. летнего рубежа до ныне. Выделяется три генетических типа и приводятся карты их распределения на исследуемой территории с указанием мест распространения одновозрастных высокоствольных лесов.

Ключевые слова: горный массив Мунку-Сардык, снежники, стадии регрессивного оледенения, высотная региональная снежная граница, граница леса.

Experience of highlighting modern and ancient snowfields of the Munku-Sardyk mountain range

S.N. Kovalenko¹, I.I. Gergenov²

¹Irkutsk State University, geological faculty, Irkutsk, Russia ²Pedagogical Institute of Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The article examines the snowfields of the Munku-Sardyk mountain range and their location both laterally, altitudinally and in geohistorical retrospective during all regressive stages of glaciation of the territory from the 24 thousand year mark to the present. Three genetic types are distinguished and maps of their distribution in the study area are given, indicating the places of distribution of single-age high-trunk forests.

Keywords: Munku-Sardyk mountain range, snowfields, stages of regressive glaciation, highaltitude regional snow boundary, forest boundary.

Первые сохранившиеся геоморфологические формы рельефа, сформированные снежниками в высокогорном районе хр. Мунку-Сардык, следует искать в перигляциальных областях Окинских прогрессивных ледников, показанных белым цветом на карте рис. 1.

Снежники, снежные лавины и физическое выветривание здесь по сравнению с остальными гляциально-нивальными процессами играют основную роль хотя и имеют самую маленькую долю в общем литопереносе горного массива. Присутствие снега определяет границы распространения гляциальнонивальных структур в пределах вертикальной геокриологической зональности регрес-Мункусивного этапа оледенения 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. 1. Карта максимального оледенения Окинских ледников.

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– максимальные границы зырянского оледенения и направления движения ледников: І– Иркутного, ІІ– Жохойского, ІІІ– Мугувекского, IV–Буговекского, V– Буготинского, VІ–монгольских; 4– формы рельефа прогрессивных Окинских ледников: а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины; 5– кары п/л 5СВУК — первые гляциальные формы рельефа, заложившиеся после термального голоценового максимума на перигляциальном типе рельефа.

Fig. 1. Map of the maximum glaciation of the Okinsk glaciers.

1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and 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 trogs, b– moraines, c– curly rocks, g– epigenetic valleys; 5– cars p/g 5SVUK — the first glacial landforms laid after the thermal Holocene maximum on the periglacial type of relief.

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 лёд и, увеличивая массу ледника, как бы не проходят стадию снежника.

Третий подвид снежников на нашей территории слагает своеобразные снежникииндикаторы наличия каменных глетчеров и являющихся, в следствие этого, неотъемлемой частью гляциально-нивальной системы завершающей стадии эволюции мункусардыкских ледников. Эти снежники развиваются только в пределах верхних частей первых трёх стадий эволюции (Ивановский, 1981) каменных глетчеров и, после фирновой стадии, стаивают, пополняя своими талыми водами погребённые ледниковые массы в виде ежегодно формирующегося инфильтрационного льда.

Если с возникновением, развитием, исчезновением и местами нахождения снежников первого и второго подвидов перигляциальной (рельеф-I) и гляциальной зоны (рельеф-II) прогрессивного Окинского ледника все ясно, то снежники третьего подвида могли появиться только с началом отступания ледниковых языков Окинского ледника. А на нашей территории это могло произойти только с появлением конечных частей этого отступающего ледника в период появления ледниковых форм рельефа с 9 по 6СВУК, т. е. в областях развития современного рельефа-III, подледникового гляциального регрессивной стадии Окинского ледника (рис. 2).



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, сформированный после термического максимума.

Fig. 2. Genetic types and age of the glacial relief of the Munku-Sardyk area after (Kovalenko, 2014). 1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– relief-I, supraglacial periglacial; 5– relief-II subglacial glacial progressive Oka glacier; 6– relief III, subglacial glacial regressive stages of Oka glacier; 7– relief-IV, subglacial, glacial, formed after thermal maximum.

Современные области местонахождения форм рельефа этих снежников нивальные ниши были распространены на высотах ниже, чем развивались ледники после термального максимума и, в соответствие с этим, могли быть ими значительно затушёваны или переработаны в ледниковые кары 5-1СВУК. В свою очередь эти ледника сопровождались своими снежниками всех трёх подтипов, чем известно похвастать ледники 9-6СВУК не могли, т. к. при их существовании в гипсометрически верхних частях рельефа были распространены ещё нестаявшие языки Окинского ледника. Достоверных результатов развития снежников (снежных ниш) на отступающих (освобождающихся из-подо льда) территориях при допущении, что региональная снеговая граница могла быть ниже дна трогов ледников 9-6СВУК у нас нет. Но не затрагивая литературной научной полемики вопроса использования ледниковых каров и их ступенчатости для оценки величины депрессии снеговой линии хорошо и подробно рассмотренной А.Н. Ивановским для Алтая (1981, с. 54-55), мы этот метод попробуем использовать для своей территории для предварительной (рабочей) оценки высот снеговой линий разновозрастных каров c целью полевых И дистанционных поисков возможных нивальных геоморфологических форм рельефа, сопровождаемых каждый этап оледенения или отступания ледников.

Следуя методу реконструкции явлений и процессов прошлых эпох основанном на прямой аналогии с последующими историческими явлениями и процессами, в том числе и современными, называемом методом актуализма, то можно высчитать положение региональной снеговой линии для каждого СВУК, решая простейшую пропорцию.

подледниковый,

гляциальный,

Снежники первой фазы сартанского оледенения (24 тыс. лет назад)

Так для самого древнего и ниже всех палеогляциальных структур расположенного 8СВУК мы можем рассчитать положение региональной снежной границы $C*^8$, т. к. мы знаем, что при современном положении ледниковых каров $Л^1$ на средней высоте 3033 м, их снежная граница $C*^1$ лежит на высоте 2913.5 м (Коваленко, 2014, с. 27–29), а высота дна каров восьмого СВУК $Л^8$ находится на средней высоте 1615 м. Решая нижеследующую пропорцию:

С* ¹ =2913.5 м		Л1=3033 м
С* ⁸ м		Л ⁸ =1615 м
С* ⁸ м =155	1 м,	

получаем, что от самых высоких частей гор нашей территории с верхней поверхности Окинского ледника до расчётной высоты 1551 м во время существования ледников 8СВУК могли находиться снежники, способные формировать нивальные ниши. При этом, учитывая фактические маршрутные данные, что современные снежники на нашей территории лежат значительно ниже своей расчётной высоты, в пределах нижерасположенных палеогляциальных структур как минимум до третьей ступени, т. е. в пределах форм рельефа ЗСВУК. Это значительно расширяет вертикальный размах развития снежников 8СВУК до 1050 м и значительно выходит за нижние пределы вертикального размаха (2041 м) нашей территории равные 1450 м.

Возможную расчётную высоту границы леса ГЛ⁸ можно легко рассчитать аналогично вышеописанной пропорции, т. к. мы знаем, что при современном положении ледниковых каров $Л^1$ на средней высоте 3033 м, современная граница леса ГЛ¹ лежит на высоте 2100 м:

ГЛ¹=2100 м — Л¹=3033 м ГЛ⁸ м — Л⁸ =1615 м ГЛ⁸=1118 м.

Следовательно, граница леса во время развития гляциальных структур восьмого СВУК была также очень далеко от границ нашей территории (16–16.5 км к востоку по р. Иркут от пос. Монды или в 1 км выше по течению от устья р. Бол. Хара-Гол).

Снежники второй фазы сартанского оледенения (11 тыс. лет назад)

Аналогичные расчёты приводят к определению положения региональной снеговой линии C*⁷ для седьмого, портулановского СВУК при следующих параметрах:

высота ледниковых каров Л⁷ седьмого СВУК — 1976 м,

высота современных каров Π^1 современного СВУК — 3033 м,

высота современной снежной границы $C*^1 - 2913.5$ м,

С* ¹ =2913.5 м		Л ¹ =3033 м
С* ⁷ м	—	Л ⁷ =1976 м

С∗⁷ =1898 м.

Полученная высота снеговой линии 1898 м является нижней границей возможного формирования снежных ниш в это время. Верхняя граница по-прежнему определяется верхней поверхностью Окинского ледника, лежащая на высотах от 2600 м до 1600 м, и максимальными абсолютными высотами гор на нашей территории, т. е. теоретический размах развития снежников этого периода составляет 702 м, а практический до 1951 м.

Возможная граница леса ГЛ⁷ во время существования ледников 7СВУК составляла 1368 м, т. е. не достигала границ нашей территории, находясь в 14–15 км к востоку по автомобильному тракту:

ГЛ ¹ =2100 м	 Л ¹ =3033 м
ГЛ ⁷ м	 Л ⁷ =1976 м
ГЛ ⁷ =1368 м.	

Снежники шестого, лесного СВУК (8 тыс. лет назад)

Расчёт вертикальных пределов развития снежников при существовании ледников шестого СВУК при следующих исходных параметрах:

высота ледниковых каров Л⁶ шестого СВУК — 2271 м,

высота современных каров Π^1 современного СВУК — 3033 м,

высота современной снежной границы C^{*1} — 2913.5 м,

С* ¹ =2913.5 м	 =3033 м
С* ⁶ м	 Л ⁶ =2271 м
С∗ ⁶ =2182 м,	

даёт нам величину снеговой линии С*⁶ равную 2182 м.

Это нижняя граница возможного формирования снежных ниш в это время. Верхняя граница по-прежнему определяется верхней поверхностью Окинского ледника и максимальными абсолютными высотами нашей территории, т. е. теоретический размах развития снежников этого периода составляет 518 м, а практический до 1876 м.

А возможная граница леса ГЛ⁶ достигала в это время высоты 1572 м, т. е. уже была в пределах границ нашей территории:

ГЛ ¹ =2100 м	 Л ¹ =3033 м
ГЛ ⁶ м	 Л ⁶ =2271 м
ГЛ ⁶ =1572 м.	

В это время на исследуемой территории появился лес, который рос на уровне каровых площадок восьмого СВУК и ниже, а его верхняя граница в высотном отношении располагалась несколько ниже каровых площадок седьмого СВУК.

Гипертермальный интергляциал (7.5–6 тыс. лет назад)

В климатический максимум, когда вековой лес рос на высоте более 2600 м (высота произрастания, найденного нами в морене ствола древнего дерева диаметром более 1 м), ледники могли существовать только на высотах более 3607 м. Это следует опять же из решения простой пропорции. Так, если сейчас граница леса находится высоте 2100 м, а ледники на высоте 3033 м, то ледники при границе леса на высоте 2600 м будут находиться на высоте 3755 м.

Следовательно, в районе Окинского плоскогорья и хр. Мунку-Сардык никаких ледников в это время не наблюдалось, а могли только на высотах современного рельефа от 3491 м до 3375 м существовать условия для возникновения каменных глетчеров третьей стадии деградации, а ещё ниже до высоты 3185 м — четвертой стадии (см. рис. 4). Снежники же при этих гляциальных структурах могли наблюдаться до высоты 3375 м. В то время как аналогичные расчёты высоты теоретической снеговой линии во время климатического оптимума при высчитанном положении ледников дают её высоту 3607 м.

С*1=2913.5 м —	Л ¹ =3033 м
С* ^{терм} м —	Л ^{терм} =3755 м
С* ^{терм} =3607 м.	

Снежники пятого, лугового СВУК (5,5 тыс. лет назад)

Дальнейший анализ истории формирования рельефа района Мунку-Сардык позволяет установить, что с рубежа 5.5 тыс. лет на территории появились гляциальные формы рельефа пятого СВУК на высотах примерно 2420 м, что даёт нижнюю величину региональной климатической высоты «снеговой границы» в то время 2325 м.

Следовательно, на высотах, лежащих в средних пределах от 2325 до 2420 м, теоретически могли существовать снежники этого периода, а вертикальный размах их развития (теоретический) составлял 95 м, а практический распространялся до максимальных высот гор, т. е. мог составлять 1415 м.

Причем, как это видно из схемы распространения снежников во время существования ледников пятого СВУК (рис. 3), они нигде не накладывались на формы гляциального рельефа предыдущего этапа оледенения, что в конечном итоге и способсохранению ствовало последних В современном рельефе. При этом в верхней перигляциальной области могли заложиться и первые гляциально-нивальные кары в местах будущей локализации отступающих ледников четвертого – первого СВУК. Впрочем, не исключена возможность, что в условиях постепенного похолодания в течение 1.5-2 тыс. лет они могли развиться ещё раньше из гляциально-нивальных образований интергляциала (см. рис. 4).



Рис. 3. Положение границы леса и распространение гляциально-нивальных образований пятого СВУК.

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– гляциальные формы рельефа 5СВУК: а)– стенки каров, б)– морены, в)– бараньи лбы, цветом выделены теоретические области распространения снежников; 5– область распространения высокоствольных лесов.

Fig. 3. Position of the forest boundary and distribution of glacial-nival formations of 5SVUK.

1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– glacial forms of relief 5SVUK: a)– walls of kars, b)– moraines, c)– mutton foreheads, the color highlights the theoretical areas of distribution of snowfields; 5– area of distribution of high-stem forests.



Рис. 4. Леса и гляциальные формы рельефа периода термального максимума (интергляциала). 1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– гляциальные формы рельефа интергляциала; 5-6 области распространения высокоствольных лесов: 5– интергляциала; 6– 5СВУК.

Fig. 4. Forests and glacial landforms of the period of thermal maximum (interglacial). 1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– glacial forms of interglacial relief; 5-6 areas of distribution of high-stem forests: 5– interglacial; 6– 5SVUK.

Анализируя области распространения снежников этого этапа оледенения (см. рис. 3) были обнаружены дополнительные возможные места образования небольших каровых ледников этого периода: с северной стороны пика В. Красника (2621 м) на водоразделе руч. Ледяного и Бел. Иркута. Граница леса в этот период опустилась с высоты 2600 м до высоты 1676 м (устье руч. Ледяного), так называемого тополиного рубежа, который до сих пор тополем не преодолён. Эта высота была рассчитана по следующим данным:

ГЛ¹=2100 м — Л¹=3033 м

ГЛ⁵ м — Л⁵ =2420 м ГЛ⁵=1676 м.

Такое резкое опускание границы леса в этот период, привело к исчезновению полноценных высокоствольных лесов на громадной территории Восточного Саяна (рис. 4). В тоже время, наблюдая современное распределение полноценных высокоствольных столетних кедров до высотного уровня 1800 м, можно предположить, что граница леса во времена развития пятого СВУК могла быть несколько выше и нормальные таёжные нередуцированные леса могли ещё сохраняться на площадях развития дна каров седьмого СВУК, т. е. на абсолютных высотах до 1970 м.

В результате анализа топокарт и космоснимков площадного распространения предполагаемой зоны развития снежников было выявлено ряд интересных объектов. На пятом среднестатистическом уровне каров и трогов в левом борту долины р. Жохой была обнаружена снежная ниша, а в правом — две снежные ниши и прекрасный ледниковый кар, а также Большое Нижнеишундинское снежное поле, занимающее бывший ледораздел Окинского палеоледника (см. рис. 3).

Снежники четвёртого, мугувекского СВУК (2,4 тыс. лет назад)

Нивальные формы рельефа следующего уровня оледенения четвёртого СВУК с возрастом гляциальных форм рельефа 2.4 тыс. лет определяются вышеописанным методом решения пропорций количественных зависимостей между следующими параметрами:

средней абсолютной высотой Л⁴ донных поверхностей каров 2521 м этого уровня,

высотой дна каров современных ледников — 3033 м,

высотой современной региональной снеговой линии — 2913.5 м,

высотой современной границы леса — 2100 м.

Высота региональной снежной линии четвёртого СВУК получается в результате решения пропорции:

С* ¹ =2913.5 м	 Л ¹ =3033 м
С* ⁴ м	 Л ⁴ =2521 м
С∗ ⁴ =2422 м.	

Причём, вне каров на плоских прямолинейных склонах наблюдаются узкие несколько выположенные площадки — своеобразные эмбриональные зачаточные снежные ниши.

Высоту границы леса ГЛ⁴ во время развития ледников четвёртого СВУК получаем из решения пропорции:

ГЛ ¹ =2100 м	 Л ¹ =3033 м
ГЛ ⁴ м	 Л ⁴ =2521 м
ГЛ ⁵ =1746 м.	

Местоположение снежников с верхней абсолютной теоретической границей 2521 м и нижней — 2422 м нанесли на карту (рис. 5). Полученную картину можно прокомментировать следующим образом. Места благоприятного формирования снежников этого уровня на карте располагаются в виде полос. Эти снежники снабжали не только конжеляционным льдом каменные глетчеры первого и второго уровня развития этого гляциальнонивального уровня, но и обеспечивали их дополнительным каменным материалом. В основных карах или цирках этого уровня также могла происходить подпитка старых каровых глетчеров, но не только снегом, но и гляциальным льдом ледника, создавая условия для формирования возрождённых ледников, которые как бы подновляли стенки старых каров, от чего они иногда производят впечатление не столь древнего облика, а весьма свежего вида похожего на вышележащие молодые кары. Амплитуды такого гляциально-нивальных смещения границ четвёртого СВУК местами достигали 0.5-0.7 км по латерали и 0.5 км по высоте.



Рис. 5. Положение границы леса и распространение гляциально-нивальных образований четвертого СВУК.

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– гляциальные формы рельефа 4СВУК: а)– стенки каров, б)– борта трогов, в)– бараньи лбы, цветом показаны теоретически рассчитанные области распространения снежников; 5– область распространения высокоствольных лесов.

Fig. 5. Position of the forest boundary and distribution of glacial-nival formations of the fourth SVUK. 1– ridges; 2 – main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– glacial forms of relief 4SVUK: a)– walls of kars, b)– sides of the trogs, c)– mutton foreheads, the color shows theoretically calculated areas of distribution of snowfields; 5– area of distribution of high-stem forests.

Снежники третьего, эхойского (озёрного) СВУК (560 лет назад)

Нивальные формы рельефа третьего СВУК с возрастом гляциального рельефа 560 лет (рис. 6) были определены вышеописанным методом решения пропорций при количественных зависимостях между следующими параметрами:

средней абсолютной высотой донных поверхностей каров 2657 м этого уровня для российской территории и 2677 м — для монгольской,

высотой дна каров современных ледников — 3033 м,

высотой современной региональной снеговой линии — 2913.5 м,

высотой современной границы леса — 2100 м.

Высота региональной снежной линии С*³ третьего СВУК получается в результате решения пропорции:



Рис. 6. Положение границы леса и распространение гляциально-нивальных образований третьего СВУК.

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– гляциальные формы рельефа ЗСВУК: а)– стенки каров, б)– морены, в)– бараньи лбы,

цветом выделены теоретические области распространения снежников; 5- область распространения высокоствольных лесов.

Fig. 6. The position of the forest boundary and the distribution of glacial-nival formations of 3SVUK. 1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– glacial forms of relief 3SVUK: a)– walls of kars, b)– moraines, c)– mutton foreheads, the color highlights the theoretical areas of distribution of snowfields; 5– area of distribution of high-stem forests.

В соответствие с полученным значением снежной границы можно отнести к этому уровню недавно определенную нивальную нишу, сформированную снежником, названного нами снежником Красника с северной стороны пика В. Красника (2621 м) над денудационной частью осыпи Первых Бакалавров.

Вертикальная теоретическая амплитуда развития снежников этого уровня составляет 105 м, а практическая — 1071 м.

Высоту границы леса ГЛ³ во время развития ледников ЗСВУК получаем из решения пропорции:

ГЛ 1 =2100 м	 Л1=3033 м
ГЛ ³ м	 Л ³ =2667 м
ГП3-1947 м	

ГЛ³=1847 м.

Верховья р. Жохой буквально были забиты снегом, который быстро превращался в гляциальный лёд, а движение последнего образовывали в это время здесь многоступенчатую каровую долину с минимальным количеством моренного материала. По обилию снега верховья Жохоя и сейчас находятся на первом месте. Только здесь можно ежегодно наблюдать свежие следы схода снежных лавин.

Снежники второго, древне-северного СВУК (310 лет назад)

Параметрические нивальные формы рельефа второго СВУК с возрастом гляциального рельефа 310 лет (рис. 7) были определены вышеописанным методом решения пропорций при следующих количественных зависимостях между параметрами:

средней абсолютной высотой донных поверхностей каров 2849 м этого уровня для российской территории и 2851 м — для монгольской,

высотой дна каров современных ледников — 3033 м,

высотой современной региональной снеговой линии — 2913.5 м,

высотой современной границы леса — 2100 м.

Высота региональной снежной линии 2СВУК получается в результате решения пропорции:

$$C^{*1}=2913.5 \text{ M} - \Pi^{1}=3033 \text{ M}$$

 $C^{*2} \text{ M} - \Pi^{2}=2849 \text{ M}$
 $C^{*2}=2737 \text{ M}.$

Высоту границы леса 1973 м во время развития ледников 2СВУК получаем из решения пропорции:

ГЛ ¹ =2100 м	 Л ¹ =3033 м
ГЛ ² м	 Л ² =2849 м
ГЛ ² =1973 м.	

Снежники первого, современного (перетолчинского) СВУК (120 лет назад)

Параметры современных нивальных форм рельефа 1СВУК (рис. 8):

средняя абсолютная высота донных поверхностей каров 3033 м этого уровня для российской территории и 3063 м — для монгольской,

высота современной региональной снеговой линии — 2913.5 м,

высота современной границы леса — 2100 м.

При этом современные нивальные формы рельефа 1СВУК местами фиксируются довольно низко (до высоты 2667 м), что происходит, вероятнее всего, не из-за снижения снеговой линии, а за счёт охлаждающего воздействия каменных глетчеров 2СВУК, оставшихся от предыдущего этапа похолодания. В них до сих пор в большом количестве сохраняется лёд, который продолжает подпитываться за счёт атмосферных осадков и талых вод современных снежников.


Рис. 7. Положение границы леса и распространение гляциально-нивальных образований второго СВУК.

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– гляциальные формы рельефа 2СВУК: а)– стенки каров, б)– морены, в)– бараньи лбы, цветом выделены теоретические области распространения снежников; 5– область распространения высокоствольных лесов.

Fig. 7. The position of the forest boundary and the distribution of glacial-nival formations of 2SVUK.

1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– glacial forms of relief 2SVUK: a)– walls of kars, b)– moraines, c)– mutton foreheads, the color highlights the theoretical areas of distribution of snowfields; 5– area of distribution of high-stem forests.

К началу оледенения первого СВУК с максимальным проявлением 160 тому назад исчезли довольно большие снежники Жохой-Среднеиркутный, пика Обзорного (Обзорный и Обзорно-Белоиркутный), большая, северная, часть Жохойского. Последние снежники и ледники, после оледенения этого СВУК потеряли значительно больше своих объёмов, чем их южные смежные соседи, монгольские снежники и ледники (сравни рис. 7 и 8). Этот факт можно связать только с увлажняющим действием водных масс оз. Хубсугул, который своей влагой способствовал сохранению на южной стороне главного Мунку-Сардыкского хребта не менее семи ледников как второго СВУК, так и первого СВУК с возрастом от 310 лет до ныне (Коваленко, 2011). Анализируя данные обзора, полученные с карт и космоснимков, а также натурных наблюдений южных склонов главного хребта, мы в начале августа на этой территории наблюдали хорошие многолетние снежники в районе ледников Пограничный, Энтузиастов, Бабочка и Южного, в то время как на северной стороне таковые давно уже стаивали.



Рис. 8. Положение границы леса и распространение современных гляциально-нивальных образований (1СВУК).

1– хребты; 2– главный водораздельный хр. рр. Оки, Иркута и Селенги; 3– курчавые скалы Окинского плоскогорья; 4– гляциальные формы рельефа 1СВУК: а)– стенки каров, б)– морены, в)– бараньи лбы, цветом выделены теоретические области распространения снежников; 5– область распространения высокоствольных лесов.

Fig. 8. The position of the forest boundary and the distribution of modern glacial-nival formations (1SVUK).

1– ridges; 2– main watershed chr. rr. Oka, Irkut and Selenga; 3– curly rocks of the Okinsky Plateau; 4– glacial forms of relief 1SVUK: a)– walls of kars, b)– moraines, c)– mutton foreheads, the color highlights the theoretical areas of distribution of snowfields; 5– area of distribution of high-stem forests.

Выводы

Современное и палеогеографическое состояние гляциально-нивального рельефа горного массива Мунку-Сардык определяется распределением на территории ледников различного возраста и среднестатистического высотного уровня (таблица). Обращает на себя внимание тот факт, что в историческом отношении при общем повышении высоты развития ледниковых форм рельефа регрессивных этапов, также повышаются вслед за ними верхние пределы высот региональных снежных границ и границ леса, и уменьшаются практические амплитуды вертикального размаха снежников. А вот теоретическая величина вертикального размаха снежников, закономерно уменьшаясь до времени термального интергляциала, после него начинает расти, что связано, на наш взгляд, с появлением и развитием новых, послеинтергляциальных каменных глетчеров (Коваленко, 2022).

Таблица

Количественные и возрастные параметры гляциально-нивальных форм рельефа горного массива Мунку-Сардык

Table

Quantitative and age parameters of glacial-nival landforms of the Munku-Sardyk r	mountain range
--	----------------

СВУК	Средняя высо- та гляциаль- ных каров, (м)	Высота регио- нальной снеж- ной границы, (м)	Вертикальный рази снежнии	Граница	
			Теоретический	Практический	леса, (м)
8	1615	1551	1050	20411	1118
7	1976	1898	702	1951	1368
6	2271	2182	518	1876	1572
Интергляциал	3755	3607	148	380	2600
5	2420	2325	95	1415	1676
4	2521	2422	99	1220	1746
3	2667	2562	105	1071	1847
2	2849	2737	112	970	1973
1	3033	2913,5	119,5	822	2100

Примечание: нормальным шрифтом помечены значения, полученные опытным путём, а курсивом — расчётным.

¹ То есть полный размах рельефа изучаемой территории

Метод мониторинга космических снимков и топографических карт разного возраста позволяет не только прослеживать границы формирования этого рельефа, но и дополнительно выделять в каждом высотновозрастном уровне по несколько дополнительных форм гляциально-нивального рельефа (нивальные ниши, ледниковые и нивально-ледниковые разновозрастные кары).

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 объёмах 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 С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркута // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.— 2011.— № 1 (2).— С. 38–62.

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, электронная почта: 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, men.: 89016680809, email: igpug@mail.ru.

Гергенов Игорь Иванович,

студент 2 курса, 664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6, Педагогический институт Иркутского государственного университета, электронная почта: tantal14igor@mail.ru. **Gergenov Igor Ivanovich,** 2nd year student, 664011 Irkutsk, ul. Nizhnyaya Naberezhnaya, d. 6, Pedagogical Institute of Irkutsk State University, tel.: 89016680809,

email: tantal14igor@mail.ru.

Экспедиции

УДК282.256.341 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.149

Реновация засечек И.Д. Черского на Байкале

Е.Е.Кононов

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Приведены результаты исследования состояния засечек И.Д. Черского вдоль северо-западного и северо-восточного бортов Байкальской впадины. Выяснено состояние и сохранность засечек и проведена установка новых металлических засечек с GPS- привязкой для каждой из них.

Ключевые слова: Байкал, уровни, историческое наследие, восстановление.

Renovation of I.D. Chersky's serifs on Lake Baikal

E.E. Kononov

Institute of geography to them. V.B. Sochavy, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results of the study of the state of I.D. Chersky's serifs along the north-western and north-eastern sides of the Baikal Depression are presented. The condition and safety of the serifs were clarified and the installation of new metal serifs with GPS-binding for each of them was carried out.

Keywords: Baikal, levels, historical heritage, restoration

Введение

В настоящей работе речь пойдет о небольшой частице научного наследия, которое нам оставила целая плеяда польских ученых, оказавшиеся в Сибири, в том числе и на территории Иркутской области, не по своей воле. В 1863-1964 годах в Восточную Сибирь были сосланы участники восстания за независимость Польши. Благодаря их самоотверженному труду 60-90-е годы позапрошлого столетия стали для Сибири чрезплодотворными вычайно В области естествознания. За долгие годы пребывания в ссылке, ими были осуществлены многие исследования, совершены феноменальные открытия и выдвинуты смелые гипотезы и теоретические предположения по различным разделам естествознания, но главным образом, в области геологии и биологии (Кононов, 2010, 2011, 2018).

Наиболее ярким исследователем был Ян Доминикович Черский — геолог, палеонтолог, географ. В период его работы в Сибири его чаще звали Иваном Дементьевичем. За участие в польском восстании 1863-1864 годов И. Черский был отдан в солдаты и отправлен в Омск, где под влиянием Г.Н. Потанина увлекся геологией и начал геологические и палеонтологические исследования в окрестностях этого города.



Иван Дементьевич Черский (1845-1891).

В 1871 году он переехал в Иркутск. Изучал Саяны, Присаянье, Приангарье, геологи-

ческое строение Байкала, исследовал бассейн р. Селенги и р. Н. Тунгуски, составил первую геологическую карту Байкала, предложил одну из первых палеонтологических схем для Сибири. В 1891 году совершил, будучи сотрудником Академии наук, экспедицию в район р. Колымы и Индигирки.

В 1877–1880 годах И. Черский, выполняя поручение Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества по геологическому обследованию береговой полосы Байкала, нанес на береговых скальных уступах засечки (Черский, 1880, 1889).

Позже, в середине XX века, засечки И. Черского изучали Н. П. Ладохин и В. В. Ламакин. В.В. Ламакин вместе с сотрудником ЛИН В.И. Галкиным осуществили перенос некоторых засечек на недоступную воздействию волн высоту. Кроме того, В. Ламакин нанес 4 новых засечки на Ушканьих островах (Большом и Круглом), на Лударском и Мужинайском мысах.

Со временем, при строительстве Кругобайкальского участка Восточно-Сибирской железной дороги, были уничтожены полностью 3 южные засечки: Маритуйская, Кыркидайская и Переемнинская. В начале 1960-х годов, при проведении геологоразведочных работ была взорвана скала, где находилась Кедровомысская засечка. На сегодняшний день сохранилось только 10 засечек, большинство из которых находится в плачевном состоянии и с большим трудом может быть обнаружено.

Главная цель настоящей работы — рассказать о современном состоянии засечек И.Д. Черского и показать результаты работы по реновации засечек, проведенной сотрудниками Лимнологического института и института Географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, летом 2018 года.

Методика работ

По словам И.Д.Черского засечки должны были «дать возможность будущим исследователям проверить высоту стояния воды в озере» (Черский, 1880). Кроме того, засечки предназначались для определения вековых (общих и локальных) поднятий и опусканий самих берегов. Всего было сделано 16 засечек по всему периметру Байкала (Таблица).

Технология постановки засечек была довольно проста. На отвесных скалах он долотом выдолбил полосы-черты длиной до 35 см, глубиной около 2 см, шириной около 1 см. Над чертой выбивались годы, когда сделаны пометки и их высота над уровнем воды в момент их нанесения.

Таблица

N⁰	Название засечки	Местоположение засечки	Дата нане- сения	Высота над уров- нем озера	Примечание
1.	Кыркидайская	Кыркидайский утес близ ст. Слюдянка	02.06.1877	1.5 м	Не сохранилась
2.	Переёмнин- ская	Устье р. Переёмной	27.06.1877	0.89	Не сохранилась
3.	Горячинская	Утёс на южной стороне м. Тонкого	09.08.1877	0.75	Обновлена. Правее на 3.4 м высота 1.98 м (30.07.55)
4.	Нижнеизго- ловская	Мыс Нижнее Изголо- вье, п-ов Святой Нос	28.06.1878	2 м	
5.	Монаховская	Мыс Монахово, Чивыр- куйский залив	11.07.1878	2 м	
6.	Зимовеймыс- ская	Мыс Зимовейный, Чи- выркуйский залив	14.07.1878	1.5 м	Обновлена. Севернее на 4.3 м высота 2.72 м (23.08.56)
7.	Шимайская	Утес на о-ве Большой Бакланий, Чивыркуй- ский залив	15.07.1878		Обновлена. К во- стоку на 2.3 м. Вы- сота 2.52 м (24.08.56)
8.	Большеречен- ская	Мыс Черный (северо- восточное побережье)	29.07.1878	2 м	
9.	Туркукитская	Губа Туркукит (сев	07.08.1878	1.5 м	Обновлена. К севе-

Местоположение засечек И.Д. Черского

		восточное побережье)			ру на 85 м, высота 4.73 м (16.08.56)
10.	Туралинская	Южная сторона мыса Турали (севвост. побе-	17.08.1878	1.27 м	Обновлена. К югу на 1.2 м Высота 3.48 м (11.08.56)
11.	Бираканская	Мыс Ирексокон, к северу от устья р. Биракан	28.08.1878	0.92 м	Не сохранилась
12.	Маритуйская	Мыс Маритуй (юго- западное побережье)	20.06.1879	2 м	Не сохранилась
13.	Песчаногуб- ская	Мыс Малая Колоколь- ня, бухта Песчаная (зап. поб.)	08.07.1879	2 м	Обновлена. В 20 м от мыса. Высота 4.06 м (13.07.56)
14.	Берхинская	Губа Берхин (западное побережье)	23.01.1879	2 м	
15.	Ольхонская	Мыс Хобой, о-в Ольхон	05.08.1879	1.16 м	Обновлена. Выше старой на высоте 2.88 м (15.07.56)
16.	Кедровомыс- ская	Мыс Южный Кедровый (севзап. побережье)	08.07.1890	1 м	Не сохранилась



Рис. 1. Монтаж новой засечки на о. Б. Бакланий. Засечка В. Ламакина на м. Турали (справа). **Fig. 1.** Installation of new serif on island B. Baklaniy. The serif of V. Lamakin on cape Turali (on the right).

Во время экспедиционной поездки предполагалось около каждой старой засечки, выбитой в скале, прикрепить пластину из нержавеющего металла с текстом. Текст состоит из названия засечки, даты ее установления И.Д. Черским, даты установки планазвание Лимнологического стины И института. Размеры пластины 20х30 см (рис. 1). Для каждой засечки была сделана приспутниковому навигатовязка по ру.Экспедиция проводилась с 30 июля по 5 августа 2018 года экспедиционным отрядом из 4-х сотрудников (Вершинин К.Е. снс, кбн; Волков И.В., инженер-геолог; Кононов Е.Е., снс, к.г.-м.н.; Синюкович В.Н. снс, кгн) с использованием НИС «Папанин» (рис. 2).



Рис. 2. Участники экспедиции, слева направо: Вершинин К.Е., Волков И.В., Кононов Е.Е., Синюкович В.Н.

Fig. 1. Members of the expedition, from left to right: Vershinin K.E., Volkov I.V., Kononov E.E., Sinyukovich V.N.

Результаты

Самой южной на нашем маршруте была засечка Песчаногубская, расположенная в бухте Песчаной на мысе Малая Колокольня. Засечка была нанесена И. Черским 8 июля 1879 года в небольшом волноприбойном гроте протяженностью около 6–7 м на высоте 2.0 м над урезом воды. Новая засечка в виде металлической пластины была прикреплена правее старой засечки на 20–30 см и на той же высоте, что и старая (рис. 3).

Стенка грота, на которой укреплена пластина, сложена гигантозернистым порфировидным лейкократовым гранитом крупноблокового сложения.



Рис. 3. Общий вид скального массива м. Малая Колокольня (верхний снимок). На левом нижнем снимке – грот, на правом – старая (левее) и новая засечки. **Fig. 3** General view of the rock massif on the Cape Small Bell Tower (top photo). In the lower left photo –

Fig. 3. General view of the rock massif on the Cape Small Bell Tower (top photo). In the lower left photo – the grotto, on the right – the old (to the left) and the new serif.

Засечка Берхинская находится в одноименной бухте северо-западного борта Байкальской впадины. Засечка была нанесена 23 января 1879 года на высоте 2.09 м над урезом воды. Новая засечка установлена левее (южнее) старой на 10–15 см и ниже на 15–20 см (рис. 4). Береговой уступ, на котором расположена засечка, сложен плотным среднезернистым лейкократовым гранитомя. Старая засечка обнаруживается с большим трудом, надпись под ней почти не читается, хорошо видны цифры 1.8.



Рис. 4. Слева общий вид скального массива в бухте Берхинской в нижней части которого находится засечка И.Д. Черского. Справа – установка новой засечки.

Fig. 4. On the left is a general view of the rocky massif in Berlinskaya Bay, in the lower part of which there is a serif of I.D. Chersky. On the right – setting a new serif.

Засечка Ольхонская расположена примерно в 0.5-0.7 км юго-западнее м. Хобой на северо-западном берегу острова. Засечка нанесена 5 августа 1879 г. на субвертикальную стенку берегового уступа, сложенного средне-разнозернистым лекйкократовым гранитом с плитчатой отдельностью. Засечка практически уничтожена, так как изначально была расположена на небольшой высоте 1.16 см и после подъема уровня озерных вод, в результате строительства Иркутской ГЭС, оказалась в зоне воздействия прибоя. Сегодня от нее осталась слабозаметная полоска. Выше засечки И.Черского (на 1.5 м) зафиксированы две полоски – засечки В.В. Ламакина, поставленные в 1956 г. Новую засечкупластину прикрепили между засечками И. Черского и В. Ламакина на высоте примерно 1 м над урезом озера (рис. 5).

На мысе Нижнее Изголовье п-ва Святой нос расположена двойная засечка Нижнеизголовская, нанесенная 28 июня 1878 г. — на разных стенках одной расщелины на береговом уступе. Расположен уступ примерно в 700 м от оконечности мыса на юговосточном склоне п-ва. Уступ в нижней части практически субвертикальный, сложен в низах крупнозернистым габбро, которые на высоте 3–5 м от уреза воды постепенно сменяются габбро-диоритами. Породы пронизаны множеством разноориентированных пегматитовых жил разной мощности (от 5 см до 1.5 м). Породы разбиты субвертикальными трещинами.



Рис. 5. Засечка Ольхонская. **Fig. 5**. The Olkhon serif.

Пластина поставлена правее (восточнее) на 15–20 см и чуть ниже левой засечки Черского. Правая, восточная засечка расположена на противоположной стороне расщелины на высоте примерно 1 м над урезом воды (рис. 6).

В Чивыркуйском заливе, на мысе Монахово, была обновлена одноименная засечка И. Черского. Засечка располагается примерно на 100–110 м северо-восточнее мыса в основании берегового уступа на высоте 1.27 м от уровня воды. Уступ сложен плотными порфировидными лейкократовыми гранитами. Новая засечка прикреплена на 5 см ниже старой (рис. 7).



Рис. 6. Левый снимок — засечка Нижнеизголовская, поставленная И.Д. Черским, справа — новая металлическая засечка.

Fig. 6. The left photo is a serif Nizhneizgolovskaya, set by I.D. Chersky, on the right is a new metal serif.



Рис. 7. Слева – общий вид мыса Монахово, справа – новая (ниже) и старая засечки. **Fig.** 7. On the left – a general view of Cape Monakhovo, on the right – new (below) and old serifs.



Рис. 8. Общий вид на южное окончание острова Большой Бакланий (слева) и справа новая засечка на этом острове.

Fig. 8. General view of the southern end of the island of Big Baklaniy (left) and on the right a new serif on this island.

В пределах Чивыркуйского залива на острове Большой Бакланий находилась еще одна засечка — Шимайская, которая распола-

галась раньше на высоте 2 м. При поиске засечки обнаружено, что карниз, на котором она была расположена, обрушился вместе с засечками В. Ламакина. Утёс, на котором расположена засечка, представляет собой наиболее южный выступ острова. Выглядит он как останец-кекура, к северу переходящий в крутой, поросший лесом склон. Останец сложен лейкократовым порфировидным гранитом, прорванным кварцевыми жилами. Пластина была установлена примерно на уровне засечки Ламакина на высоте 1.5–1.6 м над уровнем воды (рис. 8).

Третья засечка в Чивыркуйском заливе – Зимовейномыская, нанесена на мысе Зимовейный (Безыменный) на высоте 1.5 м над урезом воды. Засечка сохранилась, имеется надпись года (правее еще одна надпись – 1998). Мыс представляет собой выход разнозернистых порфировидных лейкократовых гранитов. Новая засечка поставлена выше старой (рис. 9).



Рис. 9. Слева общий вид на мыс Зимовейный, справа — старая и новые засечки. **Fig. 9**. On the left is a general view of Cape Zimoveyny, on the right — old and new serifs.

Засечка Большереченская располагается на небольшом скальном выступе между устьем р. Большой и мысом Черным на высоте 1 м. Выступ сложен равномернозернистым, среднезернистым лейкократовым гранитом. Новая засечка прикреплена левее (северо-восточнее) старой на 0.5–0.7 м в нише над небольшой полочкой (рис. 10).



Рис. 10. Общий вид берега с засечкой Большереченская в нижней части. Справа – в нише новая засечка, правее ниши, за выступом засечка И. Черского.

Fig. 10. General view of the shore with a serif Bolsherechenskaya in the lower part. On the right is a new serif in the niche, to the right of the niche, behind the ledge is I. Chersky's serif.

Засечка Туркукитская находится в губе Туркукит на северо-восточном побережье озера. Была нанесена И. Черским на отдельно лежащей на пляже огромной плоской матрацевидной глыбе крупнозернистого порфировидного гранита размером 4.5 x 2.5 м и толщиной около 1.5 м. Засечка была сделана у самого близкого к озеру края глыбы примерно в 10–12 см от верхнего края этой глыбы. Пластина прикреплена под старой засечкой (рис. 11).



Рис. 11. Засечка Туркукитская. **Fig. 11.** Serif Turkukitskaya.

Засечка Туралинская была нанесена И. Черским с южной стороны мыса Турали (северо-восточное побережье) на высоте 1.27 м над уровнем воды на крутом береговом уступе, сложенном крупногигантозернистым гранитом. Новая табличка установлена выше старой на 30 см (рис. 12).

Заключение

Главной целью, проведенной реновации засечек И.Д. Черского, было восстановление их как памятников истории научных исследований на Байкале. Мы надеемся, учитывая все возрастающую роль Байкала в области туризма и огромное научно-популярное значение озера для молодого поколения, что новые засечки станут дополнительным объектом интереса для туристов из России и изза рубежа и дадут новый импульс к сохранению исторических достопримечательностей в акватории озера.



Рис. 12. Туралинская засечка. **Fig. 12.** Turalinskaya serif.

Благодарности. Коллектив, проводивший работы по реновации засечек И.Д. Черского, очень признателен за материальную и моральную поддержку директору Лимнологического института СО РАН Андрею Петровичу Федотову.

Литература

Черский И.Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал // Изв.Вост.– Сиб. отд. Имп. РГО.–1880.– Т. XI, № 1–2.– С. 8–83. Черский И.Д. О результатах исследования озера Байкал // Матер. для геологии России.– СПб., 1889.–Т. XIII.– С. 1–48.

Kononov E.E., Solecki A.T. Badania geologiczne polskich zesłańców na Syberii z perspektywy czasu.–Wroclaw. 2010.– 25 p.

Кононов Е.Е. Вклад Я. Черского и А. Чекановского в изучение геологии Восточной Сибири и озера Байкал // Тр. Междунар. конференции «Вклад польских ученых в изучение В. Сибири и озера Байкал».– Иркутск, 2011.– С. 19– 26. Кононов Е.Е. Реновация засечек И.Д. Черского // Эколого-географическая газета «Исток». – 2018.– № 9 (153).– С. 6.

Кононов Евгений Ефимович,

кандидат геолого-минералогических наук, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, стаһіий научный сотрудник, электронная почта: ekon@7395.ru.

Kononov Evgeny Efimovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Senior Research Fellow, email: ekon@7395.ru.

УДК 910.2(079.3) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.158

Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2018 году

С.Н. Коваленко¹, А.Д. Китов², Е.Н. Иванов²

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия ²Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Подводятся итоги экспедиций 2018 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, речных и присклоновых наледей, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек: режимные обследования высокогорных наледей, а также традиционно проводился мониторинг погоды и температурного режима на всем диапазоне вертикального размаха рельефа, изучение каменного потока «Активный».

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледи, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы студентов, режимные наблюдения за наледями, погода.

Expediciand club Portulan in the area of Muncu-Sardyk in 2018

S.N. Kovalenko¹, A.D. Kitov², E.N. Ivanov²

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia ²Institute of geography to them. V.B. Sochavy, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The results of the 2018 expeditions of the student and teacher club "Portulan" together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences to the area of mount Munku-Sardyk are summed up, within the framework of which field scientific studies of nival-glacial formations, river and sloped ice, slope forms of relief and their processes forming along the valleys of the White Irkut, Bugovek, Muguvek rivers were carried out: regime surveys of high-altitude ice, as well as weather monitoring was traditionally carried out, study of the stone stream "Active".

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, ice, nival-glacial education, research works of students, regime observations of ice, weather.

В 2018 г. к горе Мунку-Сардык были традиционно предприняты две экспедиции при участии членов клуба Портулан, совместно с сотрудниками Института географии СО РАН: с 27 апреля по 6 мая семьнадцатая весенняя экспедиция и с 20 июля по 2 августа — шестнадцатая летняя.

Первая экспедиция проводилась двумя основными автономными группами в течении 11 дней. Группа учёных с Институтов СО РАН г. Иркутска работала с 27 апреля по 1 мая. Группа портуланцев с 29 апреля по 6 мая. Маршруты этих групп в этом году не пересекались. Во второй экспедиции участвовало четыре человека: с.н.с., кандидат технических наук Александр Китов, н.с., кандидат географических наук Егор Иванов, аспирант Влад Белоусов — все сотрудники ИГ СО РАН; доцент Иркутского госуниверситета кандидат геолого-минералогических наук Сергей Коваленко.

XVII весенняя экспедиция

1. Участвовало более 20 человек, и все совершили восхождение на Мунку-Сардык.

2. Взят замер минимальной температуры за зиму 2017–2018 гг. на высоте 1800 м.

3. Проведены метеорологические наблюдения в течение 10 дней.

4. Снято много фотокадров и видеокадров научной тематики, а также бивуачной и походной жизни.

5. Описано 80 точек наблюдения, зафиксированные спутниковым навигатором.

6. Произведены режимные замеры площади, периметра и объёма всех режимных наледей: Детской, Лесной, Архаров, Таборной, Домашней, Большой Белоиркутной, Большой Мугувекской, Большой Среднеиркутной, Большой Буговекской.

7. Многие из портуланцев участвовали в постановке и снятии фотоловушек на снежного барса.

Из недостатков экспедиции следует отметить, что не удалось снять данные с минимального термометра Перетолчина, т. к. металлическая капсула, в которой он находится, была полностью заполнена слежавшимся твёрдым снегом, что, вероятно, сильно повлияло на значение минимальной температуры. Неаккуратная установка термометра в прошлом году не позволила получить положительный результат в эту зиму.

Минимальную температуру за зиму 2017– 2018 гг. вблизи термометра Перетолчина пришлось взять с термохрона, находившегося рядом с капсулой, которая наблюдалась 21.01.2018 г. в 11⁰⁰ и составляла –37.2 °С.

Работа велась по следующим научным проблемам:

1. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык, детально разрабатываемая с 2011 года (исп. С.Н. Коваленко). 2. Георадарные исследования ледника Радде (исп. А. Китов, Е. Иванов, И. Денисенко, З. Богдаев, С. Найданов).

По этим проблемам было сделано следующее:

а) дано геолого-географическое описание 80 точек наблюдения и сделано семь спутниковых навигационных треков по некоторым маршрутам, по периметру и опорным профилям наледей для вычисления их площадей;

б) взято 32 срока метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное давление, барометрическое давление, облачность, ветер, комфортность, осадки и др. атмосферные явления);

в) отснято 221 фото (общим объёмом 993
Мб) технических снимков С. Коваленко, 73
снимка (общим объёмом 100 Мб)
А. Китовым;

г) снято 3.5 Гб видео HD С. Коваленко.

д) было проведено георадарное профилирование ледника Радде. Ребята, отработав на леднике, всего на один вечер задержались с нами и, вызвав машину, сразу уехали в Иркутск.

Наледи в этом году короткие и местами довольно толстые. Зима, наверное, в этом году была холодная и вода, формирующая наледи, не успевала далеко утечь.

Движение каменного потока Активного весной этого года сильно активизировалось, скатившиеся со склона живой осыпи материал ровным слоем покрыл всю речную наледь (рис. 1), что доставляло огромные неудобства для извозчиков туристов на квадроциклах и буранах. Отдельные глыбы смёрзшегося грунта улетали за 10–15 м далее противоположного берега поймы.



Рис. 1. Сброс рыхлого материала каменным потоком Активным на наледь Белого Иркута, фото 1 мая 2018 г.

Fig. 1. Discharge of loose material by a stone stream Active on the ice of the White Irkut, photo 1 May 2018.

Общая характеристика условий работы

1. Было относительно холодно, ночью термометр опускался до минимальной температуры -7.5 °C (в ночь с 4 на 5 мая), а днём поднимался до 10 и 15 °C. Снега было мало. В общем, ничто не мешало нашим планам.

2. Строгий пограничный пропускной контроль. Много пограничников, которые в 2-3 местах проверяли наличие пропусков и паспортов (на Стрелке, оз. Эхой и в п. Монды).

3. Из-за сухой тёплой погоды с 28 апреля по 2 мая Республиканским агентством лесного хозяйства был введён противопожарный режим с обязательной регистрацией всех туристов, находящихся в лесной зоне.

Описание пролювиально-наледных образований

Наледь Домашняя заканчивается внизу маломощным 0.1–0.2 м в виде отдельных пятен льдом. В верхней части её мощность 0.5–1.0 м, а в самом верху она тоже становиться пятнистой с мощностью 0.2–0.3 м в самых больших пятнах. Площадь наледи при GPS-метрии составила 1012.7 м².

Наледь в руч. Селевом начинается внизу от бифуркационной развилки в виде узкой

полоски шириной до 1.0 м и мощностью до 0.2 м, а заканчивается через 30–40 м вверх по сухому руслу ручья сразу после крутого его тальвега. Мощность льда в середине доходит до 0.3–0.5 м, а ширина до 1.5–2.0 м.

Наледь Разломная небольшая. От скалы разрушенного чёрного милонита справа от наледи прошёл в этом году чёрный грязекаменный поток шириной до 2 м и видимой длиной 160 м. Сделано много интересных снимков этого феномена. Широкого площадного разлива селевого потока в этом году не было, что может указывать на маломощность наледи или отсутствие достаточного количества снега в этом году.

Признаки былых селевых потоков с маломощными пролювиальными отложениями до 0.2–0.3 м наблюдаются по левому борту ручья Селевого на расстоянии 50–60 м от тальвега ручья вплоть до крутого коренного склона ручья и долины Бел. Иркута. Вниз по долине ручья они прослеживаются до обширного конуса выноса, объединившего пролювиальные отложения всех ручьёв и сухих распадков левого борта долины реки. Этот конус выноса выглядит как наклонная терраса, на которой стоят все лагеря Стрелки. Эти конуса довольно детально были закартированы весной 2019 года. В самом верху крутого склона у бровки псевдотеррасы среди крупно-глыбовых солифлюкционно-моренных отложений пятнами по 4х2 м на площади 10х25 м² лежит в этом году наледь. Крупные камни вблизи неё сдвинуты, наблюдаются морозобойные трещины и подвижки грунта с растрескиванием стволов больших деревьев в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Зияние этих продольных трещин достигает 10– 12 см, в некоторых у комля стволов наблюдается лёд. Зияние морозобойных извилистых трещин в грунте достигает 0.3–0.4 м, а длина доходит до 5–7 и 10 м.

Общая мощность моренных отложений составляет 3–5 м. Этот рыхлый моренный материал мог быть снесённым селевыми или деляпсионными процессами из верхней настоящей морены, которую мы изучали в летнем маршруте с А. Яковлевым в 2017 г. Эти отложения, как вышележащие моренные, являются потенциальным материалом для катастрофического развития селей на этом склоне, которые мощным площадным потоком снесут все лагеря на нижележащем конусе выноса и устремятся в Бел. Иркут.



Рис. 2. Строение рыхлых отложений левого борта долины Бел. Иркута в районе Стрелки: а) через наледь Домашнюю и лагерь Скрытный; б) генерализованный для всего склона.

1- коренное скальное основание, сложенное карбонатно-кремнистыми породами; 2- моренные переотложенные или оползневые отложения; 3- пролювиально-наледные отложения; 4- наледные отложения боковых грунтовых наледей; 5- аллювиальные и аллювиально-наледные отложения; 6- наледи.

Fig. 2. The structure of the loose sediments on the left side of the Bel Valley. Irkut in the Strelka area: (a) through the Domashnaya ice and the Stealthy camp; b) generalized for the entire slope

1– bedrock rock base composed of carbonatesiliceous rocks; 2– moraine postponed or landslide deposits; 3– proluvial-ice deposits; 4– ice deposits of lateral ground ice; 5– alluvial and alluvial-icy deposits; 6– ice

Остатки этих отложений тянутся до каменной осыпи Серой вниз по долине на 100-150 м. Не исключена возможность и того, что это краевая морена древнего ледника Портулановского седьмого высотного среднестатистического уровня (Коваленко, 2011). На правом борту ручья Селевого эти отложения слагают небольшую псевдотеррасу, тянущуюся от тальвега ручья метров на 50-80 и быстро выклинивающуюся на коренном склоне рыхлых делювиальносолифлюкционных отложений с выработанным предельным уклоном (профилем). На площадке этой террасы располагается лагерь Скрытный. Часть коренного склона над этой террасой может быть плоскостью скольжения древнего оползня, телом которого она и является. И вообще этот вопрос требует глубокого и детального изучения на этом участке. Здесь все псевдотеррасы до верхней морены могут являться различными телами многочисленных оползней и селей моренного материала с этой верхней морены. В доказательство последнего предположения можно привести факт наличия в пределах них родников грунтовых вод, накапливающихся и вытекающих с поверхности не глубоко расположенной в этом районе цокольной плоскости (см. рис. 2). Псевдотерраса более нижнего высотного уровня, на которой располагаются многочисленные туристические лагеря, является сложно построенным конусом выноса селей из многочисленных здесь распадков и ручьёв с подработанной наледями выровненной поверхностью.

Поверхность всего склона хорошо проморожена с развитие конжелюционного льда, наблюдаются морозобойные трещины, солифлюкционные подвижки грунта и крупных камней, а также мелкие оползневые смещения грунта; сабельные деревья, остатки наледей и наледные древние поляны.

Наледь Таборная в этом году затопила все верхушки спиленных деревьев и далеко тянется вдоль речной наледи (более 50 м). Синяя метка у реки находится на высоте 120 см, розовая — на уровне наледи. Жёлтый реперный камень в центре речной наледи полностью затоплен.

Белоиркутная речная наледь в этой части долины в виде уступов высотой до 2–3 м тянется до траверса Каменной Бабы, а далее становится не столь широкой и мощной, вблизи живой осыпи Белоиркутной лёд густо усеян обломками (см. рис. 1), которые улетали даже далеко от левого её берега на боровую террасу.

Наледь Потайная начинается в 10 м ниже тура, отмечающего верхний край её обычного распространения, ширина в средней части достигает 5 м, мощность до 1–1.5 м.

Наледь Лесная в этом году на уровне красных меток и не столь обширно разливалась. Её площадь 2636.2 м². Взяты замеры уровня наледи на двух высотных уровнях. Нижний уровень: 130к, 190с, 85к, 0к, 45к, 75к, 35к, 53к+с, 150 р, 20с, 90р. Верхний уровень: 0к, 0р, 50с, 0с, 50р, 20с, 0р, 50–60с (к– верхний уровень наледи до красной метки 2014 г., с– до синей 2015 г., р– до розовой 2016 г.).

Наледь Архаров в этом году довольно мощная в верхней своей части (выше уступа в 3-4 м) и маломощная — в нижней (вдоль летней тропы). Её площадь 544.15 м². В самом верху розовая реперная метка совпадает с уровнем льда, а в 10 м ниже — наледь на 1.2 м ниже розовой отметки.

Наледь в устье руч. Ледяного в этом году мощная и доходит 60 см до верхнего окончания вертикальной розовой черты. Наледь как всегда бугристая и широкой до 60–70 м рекой вливается в речную Белоиркутную. Последняя, в месте слияния имеет ширину 30–40 м и менее мощная. Наледь Детская в этом году имеет площадь 5423.8 м² и выглядит как обычно.

Наледь Боковая-1 не доходит до высокой поймы реки примерно 20 м.

Белоиркутная наледь от устья руч. Ледяного занимала 80-90 % ширины поймы и располагалась, в основном, по середине. В ущелье Кривое Колено она ровная без ступеней и не достаёт 1.0-1.1 м (местами 3 м) до верхних бороздовых отметин, после ущелья полностью заливает всю пойму. От наклонного кедра её ширина становится 60-80 % от ширины поймы, и она течёт ближе к правому берегу. За 100 м до ущелья Ворота Речки она вновь заливает всю пойму, но её уровень на 150 см ниже максимальных бороздовых отметин. Все реперные метки затоплены на всём протяжении речной наледи от устья руч. Ледяного до устья р. Ср. Иркут.

Ниже устья Ср. Иркута наледь становится шириной всего 20–30 м и прижимается к левому скалистому берегу, а когда скалы заканчиваются — к правому. Здесь она уменьшается в мощности и имеет ширину от 5 до 10 м. С автомобильного моста никаких признаков наледей в пределах каменистой галечной поймы не наблюдается.

Во время маршрута вверх по Белому Иркуту были сфотографированы все боковые грунтовые и термальные наледи, а также элементы строения речных наледей: Большой Белоиркутной и просто Белоиркутной, Ручья Наледного. Последние в этом году по краям заливают даже береговую траву, мелкие камни и прибрежные кусты.

Наледь Ночная занимает в этом году площадь 7421.8 м², её уровень в центре не доходит 1.7 м до розовой метки. Самый мощный лёд лежит в верхней трети, около 4 м, на остальной части — 1.0-1.5 м, по краям — 0.1-0.2 м и лежит пятнами. Видимо наледь успела в этом году несколько подтаять. Дырчатой и тонкой она становится и за 20–30 м до обрыва к реке, но дырки значительно меньше, чем по бокам наледи. Талые воды в верхней части наледи идут подо льдом по центру наледи, а к нижнему краю сосредотачиваются ближе к правому её краю.

В каньоне Мугувека в этом году наблюдались мощные наледи с левого борта, чего за время наших исследований никогда не было. Наледь Бол. Мугувекская в обычных размерах, в верхней части несколько мощнее.

Усть-Буговекская наледь широким потоком затопила все метки, только одна красная на первой опоре с левого берега имеет высоту 0.3 м, а её уровень на скале возле лагеря Буговек-1 на 1.3–1.35 м ниже борозд.

Наледь Большая Буговекская в этом году широкая, заливает высокую пойму и

кусты, но её уровень несколько ниже розовых отметок 2016 г., уступы не столь труднопроходимы, как бывает при высоких уровнях. Нижнее окончание наледи перед ущельем Терраска Горбунова заливает все коренные сланцы в пойме реки и уступом высотой до 3-4 м прерывается за 20–30 м до верхнего входа в ущелье.

Наледи на Ср. Иркуте похожи на все наледи предыдущих лет. Они вообще отличаются завидным постоянством. Правда, в этом году Большая Среднеиркутная наледь в своей верхней части довольно далеко уходит вдоль левого берега. Её источник — это большие моренные бугры, наблюдаемые на склоне долины (рис. 3).



Рис. 3. Боковая морена, грунтовые воды которой питают Большую Среднеиркутную наледь. **Fig. 3.** Side moraine, the groundwater of which feeds the Great Middle Irquite Ice.

Источником воды для наледи **Верхней**, служат грунтовые воды морены по правому борту долины и в центре долины, на которой расположен наш лагерь Среднеиркутный. На наледях Ср. Иркута, в отличие от всех других изученных нами в этом году наледей, наблюдаются ледяные бугры пучения, правда не столь большие как в 2016 г. (в 2017 и 2019–22 гг. наледи Ср. Иркута в мае не обследовались).

В этом году, из-за морозной зимы, на правом скальном борту долины в небольшом

крутом распадке в самом верху впервые за все годы наблюдается прекрасная синеголубая довольно протяжённая наледь. В тёплые зимы вода по крутому распадку успевала сбежать и хороших наледей не было. Такая же картина установлена нами в этом году в каньоне Мугувека по левому его борту и по Бел. Иркуту, когда наблюдались наледи на скальных вертикальных поверхностях (рис. 4).



Рис. 4. Наскальная наледь — признак морозной зимы, 2.05.2018 г. **Fig. 4.** Rock ice is a sign of a frosty winter, 2.05.2018.

XVI летняя экспедиция

В этой экспедиции участвовало четыре человека: с.н.с., кандидат технических наук Александр Китов, н.с., кандидат географических наук Егор Иванов, аспирант Влад Белоусов — все сотрудники ИГ СО РАН; доцент Иркутского госуниверситета кандидат геолого-минералогических наук Сергей Коваленко.

Главными задачами экспедиции было: 1) расставить новые термохроны по основному маршруту наблюдения — устье Бел. Иркута — вершина Мунку-Сардык. В предыдущем сезоне отказали практически все термохроны, требовалась установка новых; 2) пройти по леднику Радде до верхней границы его распространения и описать его строение; 3) обновить спутниковые навигационные треки на леднике Пограничный; 4) летние режимные наблюдения наледей, склоновых процессов и погодных условий.

Главные результаты экспедиции

1. Проведена полная ревизия состояния современных ледников, снежников и наледей изучаемого района.

2. В результате детальных геологических наблюдений в окрестностях оз. Эхой представилось возможным составить временную последовательность геологических событий в этом районе, построить структурновещественную шкалу.

3. Расшифрован генезис огромных оврагоподобных суффозионных образований на левом склоне долины Мугувека.

4. Описано А. Китовым 245, С. Коваленко 40, В. Белоусовым 23 тН.

5. Снято А. Китовым 620 технических фотоснимков, 14 фрагментов видео (2.94 Гб), С. Коваленко — 434 технических снимков, 27 фрагментов видео (2.20 Гб), В. Белоусовым — 215 технических снимков.

6. Наблюдали животных: зайца, кротов, пищух, горных козлов, воронов и др. птиц.

7. Были продолжены ежедневные наблюдения за погодой на главных лагерях района исследований. В сроки, принятые для метеостанций, взято 82 срока за 14 дней полевых работ. В общем, было относительно холодно, ночью температура опускалась до -0.5 °C (в ночь с 27 на 28 июля на оз. Эхой) и дважды шёл дождь со снегом, а днём температура поднималась до 8 и 15 °C. Тёплые дни были, когда мы работали внизу, 21 и 31 июля.

8. В летний полевой период 2018 г. в районе за 14 дней было зафиксировано около 28 туристов на российской территории и 6 со стороны Монголии, большинство из них было из Иркутска (18 чел.), двое из Красноярска.

По приезду в район исследований успели только дойти до лагеря Буговек-1, поставить палатки и поужинать, как пошёл дождь, который с небольшими перерывами шёл всю ночь и следующий день до обеда, что позволило нам перебраться на следующий лагерь в устье руч. Ледяного, где разбушевавшийся мутно-белый Бел. Иркут не оставил нам никаких шансов на скорую переправу на другой берег.

Рано утром, найдя мелкий брод, мы все же к вечеру достигли конечной цели нашего захода лагеря Геологического, где погода порадовала нас тёплым солнечным остатком дня.

На четвёртый день нашей экспедиции мы наконец то вышли в нормальный маршрут к леднику Радде (А. Китов, Е. Иванов и В. Белоусов) и для исследования наледей по Бел. Иркуту (С. Коваленко). Не доходя каньона Белого Иркута на правом берегу в месте начала подъёма тропы на ригель п/л Конституции, обнаружили три экземпляра хорошо развитой Соссюреи Дорогостайского, что расширяет её ареал от Нашего Камня до этой точки более чем на километр.

Ребята к низу открытой части ледника Радде поднялись в 12³⁵. На перевале ледника, 2895 м, у оз. Ледяного были в 13¹⁰ (подъем по леднику занял 35 мин.). Поднимались по камням поверхностной морены, потом ушли правее (если смотреть на ледник снизу), и далее по границе чистого льда и боковой левой осыпи поднялись на перевальную точку над краем озера. Если от перевала подойти к западному обрыву, то открывается вид на истоки Жохоя. В северо-западном направлении гребень кара деградированной части ледника. Эта часть ледника упирается в основной ледник, образуя в низу оз. Верхнее². Над озером со стороны основного ледника нависает козырёк фирна, обрываясь отдельными кусками, которые плавают в озере. В юго-восточном направлении вершина Эскадрилья, с которой стекает основной ледник. На верх к Эскадрильи подняться не успели, т. к. начала портиться погода. Спуск начали в 16⁰⁰. В лагерь вернулись в 19¹⁵.

На следующий день 24.07.2018 г. был совершён маршрут для фотографирования в утреннем благоприятном свете остатков льда наледи Бол. Белоиркутной, далее в верховья руч. Наледного. В. Белоусов сходил в верховья Ср. Иркута через пер. Архаров к своему снежнику, обнаруженному в прошлом году названному им «А». Снежник в этом году значительно больше и на нём появились трещины отрыва или отпора.

На шестой день (25.07.2018 г.) с ночи до обеда с сильным ветром и дождём разыгралась не на шутку непогода (сорвала тент над костром), пришедшая с Хубсугула и разрешившая нам перебраться на следующий лагерь в долину Мугувека на оз. Эхой только после обеда.

Обходя огромный, как мы всегда думали овраг, на левом склоне Мугувека мы наконец заметили странные не свойственные оврагам особенности — отсутствие хараковрагов попятной терной для эрозии. Наблюдаемые особенности соответствовали характеристикам термосуффозионных образований, которые мы много раз наблюдали в рытвинах на поверхности гляциальных и нивальных объектов: моренах, мерзлотнокаменных горных потоках и солифлюкционных склонах. Отсутствовали признаки поверхностного водного потока, являющимся не объемлемым атрибутом каждого оврага.

Установленный три года назад (25.07.15 г.) репер на самой верхней точке «оврага» в трещине отпора ни на сантиметр не сдви-

² Озеро впервые описано и сфотографировано Виктором Золотаревым (Золотарев, 2014, с. 86).

нулся, лишь зияние трещины несколько увеличилось. Осыпающиеся борта рытвины крутые и имеют высоту до 5 м и совершенно не преодолимы из-за опасности обвала крупных камней. Кроме атмосферной воды в рытвине отмечается только грунтовая вода водного горизонта, вскрываемого тальвегом рытвины. Таким образом, «овраг» следует считать порождением процесса термосуффозии, когда на начальной стадии в рыхлой вмещающей пролювиальнофлювиогляциальной толще ещё находился лёд, а в настоящее время, когда её развитие обеспечивается только суффозией — суффозионной рытвиной, врезающейся в IV-ю псевдотеррасу троговых долин Белого Иркута и Мугувека и осложнённую в средней и нижней частях промоиной.

26 июля весь день периодически идёт то снег, то дождь с ветром. Ребята пытались сбегать, глянуть одним глазком к леднику Бабочка, но на пер. Седло-Мунку их задержал снежный заряд с ветром, а С. Коваленко спокойно работал в районе озера, изучая геологию гранитогнейсового комплекса главного хребта и геоморфологию окрестных курчавых скал.

27 июля ночью шёл снег, и температура опускалась до -0.5 °C. Утро ясное, t°=+2.9 °C. Подъем в 8⁰⁰. Завтрак до 9³⁰, сборы до 9⁵⁰ и выход в маршрут.

Вторая попытка достичь и произвести изучение ледника Бабочка оказалась удачной. При прекрасной погоде ребята сходили и сфотографировали ледник, покрытый снежником, контуры которого с 2006 года нисколько не изменились (рис. 5).



Рис. 5. Ледник Бабочка 27.07.2018 г. **Fig. 5.** Butterfly Glacier 27.07.2018.

На обратном пути зашли к термометру Перетолчина, проверили и сняли показания с термохрона, единственного из всех который исправно работает несколько лет.

Далее по моренам ледника Перетолчина спустились к оз. Эхой. Немного выше озера установили термохрон, который потом ни весной, ни летом в 2019 году не смогли найти, проволока сохранилась, а термохрон исчез.

С. Коваленко же в окрестностях оз. Эхой было продолжено изучение геологогеоморфологических особенностей гляциального рельефа. Интересным и высокоинформативным объектом изучения, в геологическом отношении, стали глыбы, отмытые Западно-Эхойским снежником. Поверхность многочисленных больших глыб чистая, без мха и лишайников с хорошей прорисовкой, в процессе выветривания, деталей строения магматических геологических образований и их взаимоотношений. В маршруте было сделано 38 качественных фотоснимка и описано четыре точки наблюдения. В течение дня удалось поймать момент удачного освещения ледника Перетолчина и произвести его фотографирование с реперной, у озера, фототочки С.П. Перетолчина 1900 г. На озере живут горихвостки, птенца которых удалось сфотографировать (рис. 6).



Рис. 6. Птенец горихвостки сибирской, ф. 3904. **Fig. 6.** The Chick of the Siberian Gorichtail, ph. 3904.

28 июля с утра погода хорошая, в 7 часов солнце осветило палатку и в ней сразу стало жарко. На улице не комфортно, жить можно только в пуховике, куртке и брюках.

С 8⁰⁰ подготовка термохрона для вершины. С 8³⁰ до 9⁰⁰ завтрак.

Сегодня наши маршруты следуют к леднику Перетолчина для его фотографирования (С. Коваленко) и леднику Южному для его оконтуривания спутниковыми навигационными приборами, фотографирования и исследования снежников (А. Китов, Е. Иванов и В. Белоусов).

С. Коваленко, работая в окрестностях оз. Эхоя и, совершив маршрут по тропе Дроздовой, описал 10 тН, сфотографировал открытую часть ледника Перетолчина с реперных фототочек, установленных нами в местах, с которых производил фотосъёмку С.П. Перетолчин в 1900 г., снежники вблизи ледника на современной осыпной морене, трещины провалы. Все эти работы давно уже стали традиционными и режимными, необходимыми для изучения динамики развития ледника.

Маршрутчики на ледник Южный ходили с 9³⁰ до 19²⁰, обошли ледник установили на

близлежащей вершинке термохрон (весной 2019 года все замело снегом и найти его не удалось).

29 июля погода с утра хорошая и весь день благоприятствовала работе. Только в 21³⁰ пошёл дождь, хоть и собирался он с 14–15 часов, пугая черными, быстро рассеивающимися, тучами, бегущими с запада.

Сегодняшние маршруты: 1) к ледникам Энтузиастов и Пограничный (А. Китов, Е. Иванов и В. Белоусов) и 2) вниз в кар п/л Лугового (С. Коваленко).

В маршрут на ледники вышли в 8⁰⁰. Маршрут сложный и опасный для ног особенно при измерениях периметра открытой части ледника. Сходили за 11 часов, в 18⁴⁵ были дома. На леднике Энтузиастов, кроме запаха аммиака, образующегося от деятельности водорослей, живущих на подземном льду, и живых трещин-провалов, никаких других признаков нет. Воды в каре значительно меньше, чем было в 2006 г.

Ледник Пограничный также очень сильно засыпан осыпной мореной, особенно с правой стороны. Появилась глубокая трещина бергшрунд, которой не было при последнем посещении ледника 18.07.2010 г.

Ребята успели прийти с первыми каплями дождя, температура на лагере была +9.6 °C. Вечером с 21 до полуночи трижды была гроза с ливнем.

В результате геологических наблюдений в окрестностях оз. Эхой представилось возможным составить временную последовательность геологических событий в этом районе, построить структурновещественную шкалу. Субстратом для первых метаморфо-магматических преобразований послужили амфиболиты, которые в настоящее время наблюдаются в виде ксенолитов в первой фазе амфиболовых гранодиоритов (гранитизация и метаморфизм).

Вторым этапом метаморфических преобразований этих гранодиоритов проявилась мигматизация с образованием вначале птигматитов, а затем и объёмных мигматитов с преобразованием гранодиоритов в гнейсовидно-полосчатые биотитовые и биотитамфиболовые гранитогнейсы. Птигматитовые жилы были довольно маломощными до 2-3 см, но развитых почти во всём объёме гранодиоритов.

После метаморфизма и мигматизации, вероятно, последовал этап тектонического покоя И консолидации метаморфомагматических образований. Последующие внедрения магматитов уже имели дайковожильный характер. Первыми внедрились мелкозернистые граниты лейкократового облика. Их сопровождали или внедрялись несколько позже жилы среднезернистых биотитовых гранитов, местами эволюционировавших до биотитовых гранит-пегматитов (1 фаза). В заключении магматической деятельности произошло внедрение жил пегматитов мощностью от 0.1 до 10-12 м, существенно микроклинового с мусковитом состава (2 фаза).

30 июля спустились с холодного лагеря на оз. Эхой в лагерь Дом-2, где тепло, можно загорать и ходить в майках и шортах.

После обеда С. Коваленко работал на наледи Большая Мугувекская, на которой остатки льда лежат в виде восьми фрагментов, самый большой из которых имеет размеры 50х10х2 м, самый маленький — 2х3х0.8 м. Общая длина распространения ледяных остатков более 120–125 м.

А. Китов, после обеда, устанавливал термохроны. Над стоянкой на древней морене термохрон не считался, установил новый. Также установил новый термохрон и на границе леса.

31 июля сделали героический переход длиною 7.5 км до лагеря Буговек-1. Собрались и вышли в 11^{20} , через час сменили термохрон вблизи Стрелки, т. к. старый не считался. Далее легко перешли в сапогах Бел. Иркут и, не задерживаясь на Портулане, ещё раз перешли вброд Бел. Иркут чуть ниже Белоиркутной живой осыпи. Горный поток, во время движения мимо него, неугомонно и регулярно спускал камни по осыпи, многие из которых достигали русла реки. В основании тела каменного потока появилась полоска донного сливного белого льда мощностью до 0.5 м (рис. 7).



Рис. 7. Выход в основании каменного потока Активный донного льда на живую осыпь Белоиркутную, 31.07.2018 г., ф. 4140.

Fig. 7. Exit at the base of the stone stream Active bottom ice on the living scree Beloirkutnaya, 31.07.2018, ph. 4140.

В 13⁴⁵ достигли устья руч. Ледяной. Установили новый термохрон недалеко от правого берега поймы Бел. Иркута, ниже устья руч. Ледяного и к 14³⁵, преодолев крутой подъем по тропе из долины руч. Ледяного, фотографировали остатки льда наледи Ручья Ледяного и в 15³⁰ были на лагере Буговек-1. Из телефонных переговоров с Иркутском стало ясно, что задержаться ещё на пару дней и отработать Буговек и Ср. Иркут не получится, т. к. завтра с 17⁰⁰ в Мондах ожидается дождь, который будет идти весь следующий день. Следовательно, из работы остаётся только завтра сходить до дождя на Большую Буговекскую наледь и послезавтра в дождь выезжать в Иркутск.

1 августа с ночи и весь день периодически шёл мелкий дождь. В маршрутах на Большую Буговекскую наледь и по установке термохрона в устьевой части Бел. Иркута приходилось работать под мелкими дождиками в промежутках между хорошими дождями.

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, электронная почта: igpug@mail.ru. **Kovalenko Sergey Nikolaevich,** Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, 664003 Irkutsk, Lenin str., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Associate Professor of the Department of Dynamic Geology, tel.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Китов Александр Данилович,

кандидат технических наук, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 42–74–72, Остатков Большой Буговекской и других наледей по Буговеку в этом году нет совсем.

2 августа под утро, как и в прошлую ночь, с 5¹⁰ до 9²⁰ шёл дождь. В 12 часов позавтракали, собрались и вышли к кафе. В 12²⁰ выехали и в 18⁴⁰ были в Иркутске.

Литература

Парфентьев Е. Фото 5490kb.ipg [Электронный ресурс] // Fngara.net : сайт : URL: https://angara.net/forum/t125574 (дата обращения 12.08.2021).

Золотарев В.Н. Мунку-Сардык : фотоальбом.– Иркутск: ООО «Ориент», 2014.– 132 с.

электронная почта: 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, электронная почта: egoryo@bk.ru. **Ivanov Egor Nikolaevich,** Candidate of Geographical Sciences, 664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1, Sochava Institute of Geography, CO RAS, Research Fellow,

tel.: 89021734413, email: egoryo@bk.ru.

Конференции

УДК 550.34.032 https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.170

Научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о Земле 2022 г., посвящённая 60-летию первого нефтяного фонтана

М.А. Котовщикова

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. 7 апреля 2022 года в актовом зале геологического факультета ИГУ состоялась научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о Земле, посвященная 60-летию первого нефтяного фонтана. Общее количество участников превысило 60 человек, среди которых один зарубежный аспирант геологического факультета.

Ключевые слова: конференция, НИРС, геология, геологический факультет ИГУ.

Scientific conference of students and young scientists on Earth sciences 2022, dedicated to the 60th anniversary of the first oil fountain

M.A. Kotovshchikova

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. On April 7, 2022, a scientific conference of students and young scientists on Earth sciences was held in the assembly hall of the ISU Faculty of Geology, dedicated to the 60th anniversary of the first oil fountain. The total number of participants exceeded 60 people, including one foreign graduate student of the Faculty of Geology.

Keywords: conference, NIRS, Geology, Faculty of Geology of ISU.

7 апреля 2022 года в актовом зале геологического факультета Иркутского государственного университета состоялась научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о Земле, посвященная 60летию первого нефтяного фонтана. В состав оргкомитета конференции вошли зам. декана по НИРС Мария Андреевна Котовщикова и председатель профсоюзной организации студентов геологического факультета Даниил Владимирович Савенко. Общее количество участников превысило 60 человек, среди которых один зарубежный аспирант геологического факультета из Кот-д'Ивуара.

Конференция началась с приветственного слова декана геологического факультета — Светланы Павловны Приминой, в котором она пожелала участникам ярких выступлений и бурных дискуссий. «Студенты, магистранты и аспиранты геологического факультета всегда показывали и показывают самый высокий уровень собственных научных исследований и профессиональных знаний. Результаты исследований демонстрировались на конференциях самого высокого уровня — от всероссийских до международных. Но всегда приятно видеть наших ребят на конференции, организованной именно геологическим факультетом Иркутского государственного университета! Здесь мы можем их видеть, слышать и гордиться тем, что эти ребята учатся у нас! Так держать!» — подчеркнула в своём выступлении Светлана Павловна. Открывала конференцию заведующая аспирантурой Института земной коры СО РАН Виктория Аркадьевна Бабичева с докладом о перспективе построения научной карьеры.



Рисунок. Общее фото участников научной конференции студентов геологического факультета Иркутского государственного университета.

Drawing. General photo of the participants of the scientific conference of students of the Geological Faculty of Irkutsk State University.

Так же выступал обучающийся 9 класса МБОУ СОШ № 7 и рабочего посёлка Култука Даниил Асеев. Он представил свои научные исследования на актуальные проблемы геологии своего региона. Исследовательскую работу школьника курировали учителя школ и опытный преподаватель геологического факультета — доцент кафедры геологии нефти и газа Снопков Сергей Викторович.

Теоретическим и прикладным проблемам нефтегазовой геологии было посвящено три доклада. Живой интерес вызвали доклады студента первого курса Данила Васенкова, студентки третьего курса Анжелики Немцевой и студентки первого курса Алёны Батовой, в которых они показали современный срез проблемы, связанный с разработкой и добычей нефти и газа. Так же исследования студентов первого курса Виктора Амосова о результатах рентгенофлуоресцентного анализа метеорита Мораско и студента второго курса Ивана Власюка об обогащении метасоматитов для геохронологических исследований.

Магистрант второго года обучения Антон Юрьев представил три научных исследования, одно из которых было посвящено селевым отложениям Южного Прибайкалья, второе — дистанционному зондированию Земли, а третье — изучению Усольского химпрома, а именно оценке антропогенного влияния на глубину сезонного промерзания грунтов. Об использовании хромдиопсидового сырья массива Инагли для производства окрашенного стекла рассказала студентка второго курса Мария Сукнёва. Результаты моделирования разрывообразования в осадочном чехле над активизированными разломами фундамента отразила в своей работе магистрант 2 года Юлия Чубакова (см. статью в этом номере журнала).

Обучающийся 6 класса МАО Гимназии №2 города Иркутска Артём Копылов в докладе отразил результаты своей научной работы по выращиванию кристаллов из смеси перенасыщенных растворов двух изоструктурных веществ. Ярким докладом «Включения метана в оливине из перидотитов Агадарского массива (юго-восток Тувы) по данным конфокальной романовской спектроскопии» отметился и студент третьего курса Егор Гладкочуб. Интересные доклады сделали студенты четвёртого курса Владимир Прокопчик, Максим Зарыпов, студентка третьего курса Маргарита Степанова. Проблеме влияния Хубсугульского землетрясения на физико-химические свойства подземных вод Южного Прибайкалья уделил студент четвёртого курса Анатолий Куроленко, доклад которого порадовал проработанностью и глубиной познания затрагиваемого вопроса.

Интереснейшие доклады были представлены аспирантами. Аспирант первого года обучения ФГБОУ ВО «ИГУ» Бернард Тетиали рассказал о газовых гидратах озера Байкал. Аспирант второго года обучения Института земной коры СО РАН Светлана Кооль занималась изучением вибраций микросейсмических шумов в Байкальском рифте. Аспирант первого года обучения Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН Светлана Токарева сделала яркий доклад на тему: «Природные условия, ресурсы и ландшафтно-экологическая ситуация восточной нефтегазоносной части Лено-Ангарского плато».

По результатам конференции преподаватели геологического факультета отметили высокий уровень докладов, выделили большую роль самостоятельных исследований в представленных материалах и дали рекомендации об опубликовании отдельных докладов в Известиях Иркутского государственного университета 2022 г. Каждому докладчику вручён сертификат участника конференции. Лучшие доклады, которые выбрали преподаватели геологического факультета, были отмечены дипломами 1, 2 и 3 степени.

Оргкомитет конференции благодарит Татьяну Анатольевну Ромащенко за предоставление площадки для проведения конференции и техническую поддержку, а также Первичную профсоюзную организацию студентов ИГУ за материально-техническую поддержку конференции.

Котовщикова Мария Андреевна,

специалист по УМР заочного отделения геологического факультета, Иркутский государственный университет, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, тел. 89996850821, электронная почта: masha-po2010@mail.ru. **Kotovshchikova Maria Andreevna,** Specialist in UMR of the Correspondence Department of the Faculty of Geology, Irkutsk State University, 664003 Irkutsk, Lenin str., 3, tel. 89996850821, email: masha-po2010@mail.ru.

Правила для авторов

В журнале «Геология и окружающая среда» публикуются материалы научнообразовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых и зрелых геологов и географов — научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, учебные пособия, сборники научных трудов. Важное место отводится тематическим обзорам и событиям научно-учебной деятельности вузов по профилю издания. Важной задачей журнала является опубликование научных статей (в авторстве или соавторстве) студентов, аспирантов и молодых научных сотрудников. Статьи публикуются на русском или английском языках.

Ответственность за достоверность изложения фактов в публикуемых материалах, плагиат (вольный или невольный) несут авторы. Все заимствованные в рукописи элементы (графика, текст, первичные данные) должны обязательно сопровождаться соответствующими корректными ссылками или разрешением правообладателя.

Мнение редколлегии может не совпадать с мнением авторов. Журнал является рецензируемым. Опубликование рукописей бесплатное. Гонорар авторам не выплачивается.

Рукописи статей присылаются на электронные адреса: kaf-dinamgeol@mail.ru или igpug@mail.ru. Работа должна быть полностью подготовлена для печати. Редакция оставляет за собой право вносить правки по согласованию с авторами. Приёмка работ в рукописном или бумажном виде, требующем технического оформления, возможна за дополнительную плату с заключением договора.

Рекомендуемый объём научной статьи — 1,5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК; название статьи; фамилия и инициалы авторов, учёная 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. В исключительных случаях, когда необходимо полное раскрытие темы исследования, объём рукописи может быть превышен.

Шрифт основного текста — Times New Roman, размер 14, межстрочный интервал 1, поля по 2.5 см. Представлять работы необходимо в формате текстового редактора Word или RTF. Более подробная информация об авторах даётся в конце статьи (см. примеры в последнем выпуске).

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращённые названия поясняются при первом упоминании; все местные географические названия должны быть проверены. Применяется международная система единиц измерения СИ. В расчётных 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 подрисуночные 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 неё — таблица. Номера и названия таблиц даются на русском и английском языках.

Перед тем, как вставить в статью диаграммы Exel и Word, их необходимо преобразовывать в рисунки формата .jpg. Формулы и уравнения, на которые в статье делаются ссылки, следует печатать с красной строки. В формулах между знаками ставятся пробелы.

Длинные формулы необходимо разбить на несколько строк (с учётом печати текста в две колонки). Перенос в формулах допускается делать в первую очередь на знаках соотношений, во вторую очередь — на многоточии, на знаках сложения и вычитания, в последнюю — на знаке умножения в виде косого креста. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором разрывается формула при переносе, должен быть повторен в начале следующей строки.

Формулы и уравнения нумеруются в порядке следования по тексту статьи с правой стороны. Ссылки в тексте на формулу или уравнение обозначаются числом в круглых скобках: (1), (2), (3).

В журнале принято использование разделительного знака точки. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских символов в одной статье. Все греческие и специальные символы печатаются через опции «Вставка» и «Символ».

Статью желательно разбивать на разделы, отражающие 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, 20216, 2021в). При ссылке на работы двух и более авторов фамилии указываются в алфавитном порядке: (Белов и др., 2019; Сидоров, 2019; Hatton, 2020; Peyerl et al., 2021).

В списке литературы работы не нумеруются. Каждая работа должна занимать отдельный абзац. Иностранные фамилии в тексте пишут в русской транскрипции.

Пример:

Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) / М.А. Федонкин // Проблемы геологии и минералогии.- Сыктывкар : Геопринт, 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, учёную 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 трёх 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://geoenvir.ru.

Выражаем надежду на сотрудничество и желаем успехов!

Редакция журнала