

Том 510, Номер 1

ISSN 2686-7397

Май 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 510, номер 1, 2023

ГЕОЛОГИЯ

О некоторых проблемах и решениях при 3D-моделировании процессов разработки нефтяных и газовых месторождений

Э. С. Закиров

5

Источники позднекайнозойских отложений Эолового массива “Пески” Чарской впадины Байкальской рифтовой зоны: первые результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона

*Т. М. Скочина, А. Б. Котов, Д. В. Лопатин, В. П. Ковач,
И. Н. Бучнев, Е. В. Адамская, О. В. Бобровская*

11

Первое свидетельство докембрийской алмазности Сибирской платформы: результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из осадочных пород мотской серии

Д. П. Гладкохуб, А. В. Иванов, Т. В. Донская, З. Л. Мотова, Н. В. Брянский, Е. В. Решетов

18

Возраст рудоносных железо-магнезиальных метасоматитов центральной части Алданского щита: результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований граната

М. В. Стифеева, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Ю. Д. Гриценко, И. Пейчева

25

ГЕОХИМИЯ

Щелочные воды ультраосновного массива г. Солдатской (Камчатка): химический и изотопный состав, минералогия и ¹⁴C-возраст травертинов

Ю. А. Таран, Д. П. Савельев, Г. А. Пальянова, Б. Г. Покровский

30

МИНЕРАЛОГИЯ

Размерный эффект и кристалломорфологические особенности гиббсита в бокситоносной коре выветривания

Н. М. Боева, Н. С. Бортников

38

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Щелочные риолиты печальнинского рудного поля (Северо-Восток России) — потенциальный большеобъемный источник тяжелых редкоземельных элементов

А. В. Волков, А. Л. Галямов, К. Ю. Мурашов

46

ПЕТРОЛОГИЯ

Метаморфизм унийской свиты как индикатор раннедокембрийских коллизионных процессов в Вятском поясе, Северо-Восток Волго-Уралии

Т. А. Пилицына, К. Г. Ерофеева, А. В. Самсонов, А. В. Постников, Д. А. Варламов

52

СТРАТИГРАФИЯ

Биота эдиакарского типа в верхнем докембрии Тиманского кряжа (возвышенность Джежим-Парма, республика Коми)

*А. В. Колесников, И. В. Латышева, А. В. Шаццло, Н. Б. Кузнецов,
А. С. Колесников, В. Д. Десяткин, Т. В. Романюк*

61

Первые данные по среднеюрским диноцистам и фораминиферам Дальнего Востока России

А. А. Горячева, Л. А. Глинских, О. С. Дзюба, О. С. Урман, Б. Н. Шурыгин

66

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Первая находка замороженной мумии ископаемого донского зайца *Lepus tanaiticus* (Leporidae, Lagomorpha) из плейстоцена Якутии

Г. Г. Боевский, О. Ф. Чернова, М. В. Шелчкова

71

Новые данные о позднемеловых хищных динозаврах из бостобинской свиты
Северо-Восточного Приаралья (Казахстан)
А. О. Аверьянов, А. В. Лопатин

77

СЕЙСМОЛОГИЯ

Морфология озер Центрально-Тунгусского плато (Красноярский Край, Эвенкия):
новые сведения по проблеме Тунгусской катастрофы 1908 года

*Д. Ю. Rogozin, П. С. Крылов, А. Н. Даутов, А. В. Дарьин, И. А. Калугин,
А. В. Мейдус, А. Г. Дегерменджи*

81

Нарушение взаимосвязи вариаций объемной активности радона и атмосферного давления
в периоды сейсмических активизаций (на примере Прибайкалья)

К. Ж. Семинский, А. А. Бобров

86

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Аномальное поглощение дымового аэрозоля в видимой и ближней инфракрасной областях спектра

*Г. И. Горчаков, Р. А. Гуцин, В. М. Копейкин, А. В. Карпов,
Е. Г. Семутникова, О. И. Даценко, Т. Я. Пономарева*

92

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Ансамблевое моделирование динамики ледовых щитов в последнем ледниковом цикле

А. Н. Плосков, А. В. Елисеев, И. И. Мохов

99

ГЕОГРАФИЯ

Палеолимнология озер Западного Крыма

Д. А. Субетто, Т. В. Сапелко, В. Ф. Столба, Д. Д. Кузнецов, А. В. Лудикова, И. Ю. Неуструева

106

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Влияние фульвокислоты на яйценоскость пчелиных маток в весенний период
и продуктивность пчелосемей

В. А. Румянцев, Г. С. Ярошевич, Г. С. Мазина, А. С. Митюков, Я. В. Пухальский, С. И. Лоскутов

112

Оценка загрязненности почв тяжелыми металлами некоторых районов
территории Новой Москвы

А. С. Гусева, В. А. Петров

117

CONTENTS

Vol. 510, no. 1, 2023

GEOLOGY

- About Some Problems and Solutions in 3D Modeling of Oil And Gas Field Development Processes
E. S. Zakirov 5
- Sources of the Late Cenozoic Deposits from the Aeolian “Sands” Massif in the Chara Basin of the Baikal Rift Zone: First Results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological Study of Detrital Zircon
T. M. Skovitina, A. B. Kotov, D. V. Lopatin, V. P. Kovach, I. N. Buchnev, E. V. Adamskaya, and O. V. Bobrovskaya 11
- The First Evidence of Precambrian Diamond Sources in the South of the Siberian Platform: Results of U–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological Investigations of Detrite Zircon from Sedimentary Rocks of the Motskaya Series
D. P. Gladkochub, A. V. Ivanov, T. V. Donskaya, Z. L. Motova, N. V. Briansky, and E. V. Reshetov 18

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

- Age of Ore-bearing Iron-magnezian Metasomatites of The Central Part of The Aldan Shield: Results of U–Pb (ID-TIMS) Geochronological Studies of Garnet
M. V. Stifeeva, E. B. Salnikova, A. B. Kotov, Y.D. Gritsenko, and I. Peycheva 25

GEOCHEMISTRY

- Alkaline Waters of the Ultrabasic Massif of Mt Soldatskaya, Kamchatka: Chemical and Isotopic Composition, Mineralogy and ^{14}C Age of Travertines
Yu. A. Taran, D. P. Savelyev, G. A. Palyanova, and B. G. Pokrovsky 30

MINERALOGY

- Dimensional Effect and Crystallomorphological Features of Gibbsite in the Bauxite-Bearing Weathering Crust
N. M. Boeva and N. S. Bortnikov 38

METALLOGENY

- Alkaline Rhyolites of the Pechalninsky Ore Field (North-East of Russia) – A Potential Large-volume Source of Heavy Rare Earth Elements
A. V. Volkov, A. L. Galyamov, and K. Y. Murashov 46

PETROLOGY

- Metamorphism of the Uniyskaya Suit as an Indicator of Early Precambrian Collision Processes in the Vyatka Belt, Basement of the Volga-Uralia
T. A. Pilitsyna, K. G. Erofeeva, A. V. Samsonov, A. V. Postnikov, and D. A. Varlamov 52

STRATIGRAPHY

- Ediacara-Type Biota in the Upper Precambrian of Timan Range (Dzhezhim-Parma Hill, The Komi Republic)
A. V. Kolesnikov, I. V. Latysheva, A. V. Shatsillo, N. B. Kuznetsov, A. S. Kolesnikov, V. D. Desiatkin, and T. V. Romanyuk 61
- The First Data on Middle Jurassic Dinoflagellate Cysts and Foraminifers of the Russian Far East
A. A. Goryacheva, L. A. Glinskikh, O. S. Dzyuba, O. S. Urman, and B. N. Shurygin 66

PALEONTOLOGY

- First Find of the Frozen Mummy of the Fossil Don Hare *Lepus tanaiticus* (Leporidae, Lagomorpha) from the Pleistocene of Yakutia
G. G. Boeskorov, O. F. Chernova, and M. V. Shchelchkova 71

New Data on Late Cretaceous Theropods from the Bostobe Formation of Northeastern Aral Sea Region (Kazakhstan)	77
<i>A. O. Averianov and A. V. Lopatin</i>	

SEISMOLOGY

Morphology of Lakes of the Central Tunguska Plateau (Siberia, Evenkia): New Information on the Problem of the "Tunguska Event 1908"	81
<i>D. Y. Rogozin, P. S. Krylov, A. N. Dautov, A. V. Darin, I. A. Kalugin, A. V. Meydus, and A. G. Degermendzhy</i>	
Irregularities the Relationship of Variations in the Volume Activity of Radon and Atmospheric Pressure During Seismic Activity (on the Example of the Baikal Region)	86
<i>K. Zh. Seminsky and A. A. Bobrov</i>	

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Anomalous Absorption of Smoke Aerosol in the Visible and Near-Infrared of Spectrum Intervals	92
<i>G. I. Gorchakov, R. A. Gushchin, V. M. Kopeikin, A. V. Karpov, E. G. Semoutnikova, O. I. Datsenko, and T. Ya. Ponomareva</i>	

CLIMATIC PROCESSES

Ensemble Modelling of Ice Sheet Dynamics in the Last Glacial Cycle	99
<i>A. N. Ploskov, A. V. Eliseev, and I. I. Mokhov</i>	

GEOGRAPHY

Paleolimnology of the Western Crimea Lakes	106
<i>D. A. Subetto, T. V. Sapelko, V. F. Stolba, D. D. Kuznetsov, A. V. Ludikova, and I. Yu. Neustrueva</i>	

GEOECOLOGY

Influence of Fulvic Acid on the Egg Laying of Queen Bee in the Spring Period and the Productivity of Bee Family	112
<i>V. A. Rumyantsev, G. S. Yaroshevich, G. S. Mazina, A. S. Mityukov, J. V. Puhalsky, and S. I. Loskutov</i>	
Assessment of Soil Pollution with Heavy Metals of Certain Areas of the New Moscow	117
<i>A. S. Guseva, V. A. Petrov</i>	

УДК 553.98

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ И РЕШЕНИЯХ ПРИ 3D-МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ РАЗРАБОТКИ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2023 г. Э. С. Закиров^{1,*}

Представлено академиком РАН А.Н. Дмитриевским 14.12.2022 г.

Поступило 14.12.2022 г.

После доработки 28.12.2022 г.

Принято к публикации 09.01.2023 г.

В статье рассматриваются существующие проблемы и оригинальные авторские решения задач 3D-компьютерного моделирования процессов разработки месторождений природных углеводородов. Рассматривается переход от лабораторных экспериментов, 3D-геологического моделирования к созданию 3D-фильтрационных моделей пласта, их последующая адаптация к фактическим данным истории разработки. Обсуждается использование уточняемой 3D-модели для оптимизации экономических показателей эксплуатации разрабатываемого месторождения. Фактически, обосновывается подход по безлюдному управлению разработкой месторождений нефти и газа с использованием постоянно адаптирующейся 3D-модели пласта.

Ключевые слова: трехмерное гидродинамическое моделирование, разработка нефтяных и газовых месторождений, обратная задача, регулирование (оптимизация) разработки, исследование скважин и пластов, управление разработкой в замкнутом цикле

DOI: 10.31857/S2686739722602976, **EDN:** FGAXOA

Мировая нефтегазовая наука в области разработки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений озабочена научным обеспечением полноты извлечения нефти и газа из природных резервуаров. На решение соответствующих подзадач нацелены комплексные лабораторные, промышленные и компьютерные исследования.

На сегодняшний день в мировой практике планка признания величины коэффициента полезного действия (КПД) нефтяного недропользования — достижение коэффициента извлечения нефти (КИН) — более 60%. Поэтому все усилия крупнейших нефтегазовых компаний мира направлены на то, чтобы достичь и превзойти указанный уровень. В России данный КПД крайне низок. Если в советские времена страна стремилась к КИН на уровне 42–45%, то сейчас Россия может рассчитывать на конечный КИН не более 33% в среднем по всем месторождениям нефти страны. Иными словами, не менее 67% нефти останется в пластах после окончания разработки нефтяных месторождений.

Не лучше обстоит ситуация с газовыми месторождениями. Так, КПД на Госбалансе (коэффициент извлечения газа — КИГ, коэффициент газоотдачи) до последнего времени по всем месторождениям числился в размере 100%. Однако на сегодня нередко встают проблемы с продолжением эксплуатации газовых месторождений-гигантов с остаточными запасами низконапорного газа в сотни миллиардов кубометров газа (что условно эквивалентно месторождениям нефти с запасами в сотни миллионов тонн). Суммарные же запасы подобного газа по стране исчисляются триллионами кубометров.

Еще острее проблема с коэффициентом конденсатоотдачи (КИК). Ибо практически все газоконденсатные месторождения в стране разрабатываются в режиме истощения пластовой энергии. Выпадающий в пластовых условиях конденсат (пластовая углеводородная жидкость) при снижении пластового давления затем практически никогда добыт быть не может. Это тем более обидно, ибо в бензиновом эквиваленте тонна конденсата эквивалентна 2–3 и более тоннам нефти.

Печальна ситуация в России с полнотой извлечения нефти из нефтяных оторочек. КИН по нефтяным оторочкам (НО) обычно находится в диапазоне 10–30% от начальных геологических запасов. В России не единичны случаи с достиже-

¹Институт проблем нефти и газа
Российской академии наук, Москва, Россия

*e-mail: ezakirov@ogri.ru

нием КИН на уровне начальных процентов. Нередки и случаи полного пренебрежения запасами нефти в оторочке при наличии обширных газоконденсатных шапок. Мировой опыт показывает, что с использованием интеллектуальных подходов инженеров-разработчиков вполне достижимы КИН из оторочек в диапазоне 40–60%.

Таким образом, состояние дел в отечественном нефтегазовом недропользовании достаточно проблемное. К тому же страна вступает в эпоху трудноизвлекаемых запасов нефти и газа. Действующая классификация запасов способствует выборочной отработке запасов [1]. В частности, допускается пренебрежение нерентабельной добычей нефти из нефтяных оторочек.

Разработка нефтяных и газовых месторождений относится к области естественных и технических наук. Существенным образом она базируется на достижениях фундаментальных наук – математики, физики, химии. В основном, не ставя новые задачи перед ними, а используя их новейшие достижения, комплексируя лучшие решения указанных наук с пониманием особенностей протекающих в пласте процессов при разработке. В данной статье кратко коснемся основных проблем и достижений при 3D-моделировании динамических процессов разработки месторождений нефти и газа.

Наиболее активно развиваемый способ обоснования инноваций связан с использованием новейших достижений по математическому моделированию процессов фильтрации. С официальным переходом в 2000 г. в России к 3D-компьютерному моделированию [2] проекты разработки крупнейших нефтегазовых месторождений создаются с помощью 3D-адресных постоянно действующих геолого-технологических моделей. Однако до сих пор широкой научной общественностью еще не осознано, что целью 3D-компьютерного моделирования должно выступать не проведение единичных прогнозных расчетов, а оценка и управление рисками и неопределенностями геологического строения, а также технологических параметров эксплуатации скважин.

На сегодняшний день типичный проект содержит 3–4 прогнозных варианта с небольшим количеством сопоставляемых параметров. Например, по плотности реализуемых систем расстановки скважин. С научной точки зрения этого явно недостаточно.

Современные пакеты геологического 3D-моделирования способны строить ансамбль равновероятных реализаций свойств пласта, удовлетворяющих замерам фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) на скважинах, с высокой разрешающей способностью по вертикали. Для этого успешно используются методы двухточечной геостатистики.

Геологические 3D-модели статичны, а создаваемые на их основе 3D-фильтрационные – динамичны. В последние десятилетия возникла специфическая задача переноса ФЕС с мелкой 3D-геологической на более грубую 3D-гидродинамическую с сохранением реализма описания неоднородности мелкомасштабной модели.

В простейшем случае несколько мелких сеточных блоков геологической модели объединяются в одну грубую ячейку гидродинамической [3]. При переносе (масштабировании, в англоязычной литературе используется термин *upscaling*) неаддитивных свойств (например, абсолютной проницаемости) с мелкой 3D-геологической модели на более грубую 3D-гидродинамическую в рамках одного осредняемого крупного сеточного блока приходится полностью заполнять матрицу тензора абсолютной проницаемости.

Другой важный результат проблемы осреднения может быть сформулирован в виде следующего вопроса и 2 ответов. Если на мелком масштабе одни уравнения описывают фильтрацию, то сохраняют ли они свой вид на более крупном масштабе? В целом ответ отрицательный. При осреднении для сохранения реализма описания неоднородности в системе уравнений должны появиться дополнительные слагаемые, члены со старшими производными. Доопределение новых членов связано с проблемой замыкания в гидродинамике.

Кроме того, важный результат получен П. Китанидисом из Стенфордского университета США. Соответствующая теорема (без ссылки на публикацию) часто упоминается в англоязычной литературе. Если в мелкомасштабной модели используется только один набор кривых относительных фазовых проницаемостей (ОФП), измеренный, например, на образцах керна, то наилучшее совпадение результатов моделирования на мелком и крупном масштабе достигается без какого-либо масштабирования кривых ОФП. Таким образом, в отдельных случаях априори не следует заниматься масштабированием ОФП. В большинстве публикаций отечественных специалистов (например, [4]) вместо правильного проведения однофазного апскейлинга и определения тензора абсолютной проницаемости совпадение расчетов на мелком и крупном масштабе традиционно осуществляют за счет подгонки ОФП, нарушая теоретически обоснованный результат.

Важным практическим результатом моделирования с полным тензором проницаемости является прямое сопоставление продуктивности скважин различных траекторий вскрытия пласта при дренировании фиксированного объема вертикальными, горизонтальными стволами [5]. Показано, что дебит вертикальной скважины нечув-

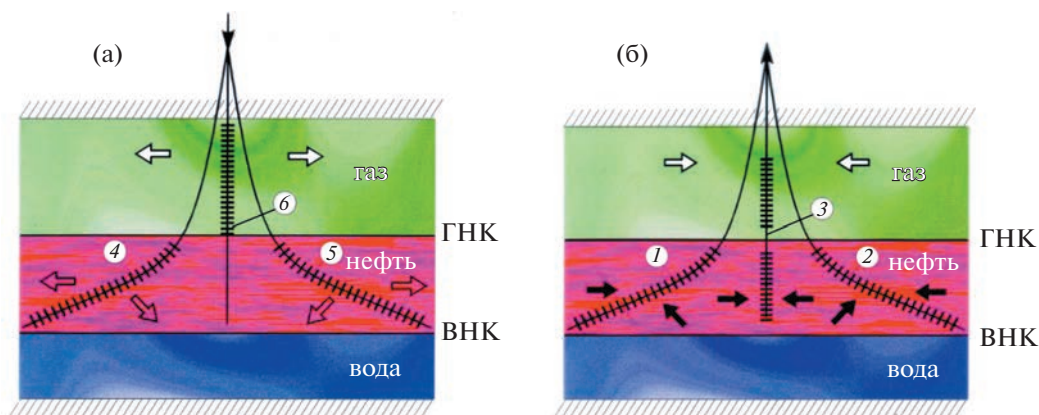


Рис. 1. Нагнетательная (а) и добывающая (б) скважинные системы.

ствителен к простейшему виду анизотропии проницаемости в виде различающихся вертикальной и горизонтальной проницаемостей. Дебит вертикальной скважины мал, но стабилен по сравнению с горизонтальной скважиной. Дебит последней крайне чувствителен к анизотропии проницаемости, слоистому строению коллектора и месту расположения ствола в слоистом пласте. И хотя стартовый дебит горизонтальной скважины может быть кратно выше вертикальной, с точки зрения КИН горизонтальные скважины могут оказаться даже менее эффективными, чем вертикальные. Как минимум, их необходимо обеспечивать “энергетикой”, реализуя нагнетательные скважины в варианте горизонтальных.

Чтобы объединить преимущества и компенсировать недостатки вертикальных и горизонтальных скважин, был предложен новый тип траекторий скважин – псевдогоризонтальный [5]. Это скважины, вскрывающие от кровли до подошвы продуктивный пласт, с длиной “горизонтальной” части, соизмеримой с длиной настоящей горизонтальной скважины. Соответствующие скважины близки к вертикальным по отношению к анизотропии, но обладают продуктивностью горизонтальных скважин.

Все месторождения нефти и газа характеризуются своими особенными свойствами флюидов и вмещающих горных пород, проявляющиеся при их взаимодействии и взаимовлиянии. Эти свойства обеспечивают как положительные, так и отрицательные качества в процессе разработки. Задача инженера-разработчика состоит в компенсации негативного воздействия за счет положительных свойств природной системы. Вариантов технических решений такого рода существует великое множество, кратко коснемся только одного из них.

На сегодняшний день предложен ряд multifunctional технологий [6], обеспечивающих одновременное повышение коэффициентов

КИГ, КИН и КИК при разработке нефтегазоконденсатных месторождений. Они обеспечивают не только увеличение текущих уровней отбора указанных компонентов, но и максимально рациональное использование запасов месторождений нефти и газа.

При наличии контактирующих газовой шапки и нефтяной оторочки флюидальная система обычно находится в системе локального термодинамического равновесия. И газ обогащен компонентами C5+вышекипящие, а нефть содержит определенное количество растворенного газа. Запасы нефти в подобной ситуации являются наиболее проблемными и требуют упреждающих усилий по обеспечению полноты их извлечения. Поэтому НО должна разрабатываться опережающими темпами. Для разработки НО предлагается использовать системы на основе горизонтальных скважин (см. рис. 1). Здесь и добывающая, и нагнетательная скважины реализуются в варианте многозабойных с псевдогоризонтальными стволами. В материнском стволе добывающей скважины на всю толщину вскрываются нефтяная оторочка и часть газонасыщенного интервала для притекания жирного (содержащего конденсат) газа (цифра 3 на рис. 1 а). Боковыми псевдогоризонтальными стволами (цифры 1 и 2 на рис. 1 а) добываются нефть, вода и прорывной газ вместе с конденсатом. Вся добываемая продукция в режиме естественного газ-лифта подается на поверхность, по одной колонне насосно-компрессорных труб (НКТ) в материнском стволе. В нагнетательной скважине вода, проходя по затрубному пространству, нагнетается в нефтяную оторочку через боковые стволы (цифры 4, 5 на рис. 1 б), при установленном пакере в затрубном пространстве. Материнский ствол вскрывается только в газоконденсатной шапке (цифра 6 на рис. 1 б) для закачки сухого газа.

Предложенная схема позволяет максимально интенсифицировать разработку нефтяной ото-

рочки. Одновременно возможна реализация независимого газового проекта с медленным сайклинг-процессом для повышения конденсатоотдачи.

Какой бы точной ни была 3D-адресная геологическая модель, рано или поздно прогноз добычи по ней начинает различаться с наблюдаемым фактом на промысле. В случае существенного расхождения измеряемых на месторождениях данных и результатов расчетов необходимо автоматизированно решать задачи адаптации истории разработки к фактическим данным, представляющие собой обратные задачи теории фильтрации. В соответствующих задачах минимизируется критерий качества, представляющий собой взвешенную среднеквадратичную невязку между замеренными и рассчитанными по модели параметрами. Например, по забойным давлениям, насыщенностям фаз, соотношениям фаз в потоке и т.д.

В ряде публикаций автора доказано, что возможно достоверное определение по зонам коэффициентов пористости и проницаемости по трем главным осям тензора проницаемости, геометрических характеристик пластов (как по площади, так и по вертикали), функций ОФП, параметров численных водоносных горизонтов, например, Фетковича. Вершиной в данной области можно считать геологически согласованную адаптацию [7]. Когда в качестве управляющих параметров выступают геостатистические параметры 3D-геологической модели, а адаптация истории производится способом, не нарушающим принципов 3D-геологического моделирования.

Используемые автором подходы для автоматизированной адаптации опираются на современные методы теории оптимального управления. Соответствующие методы требуют решения двух вспомогательных задач дополнительно к решению задачи прогноза: сопряженную линейную краевую задачу с членами источников и стоков, связанными с невязками между расчетными и фактическими замерами на скважинах для нахождения направления поиска оптимума минимизируемого критерия качества. Вторая задача — также линейная, решается для вариаций фазовых переменных задачи с целью определения оптимального шага смещения вдоль уже найденного направления поиска. В качестве процедур повышенного порядка сходимости используются квази-ньютоновские методы.

При решении задач истории разработки также возможна автоматизированная оценка доверительных интервалов изменения оцениваемых параметров пласта, оценка неопределенности прогноза добычи. Как на основе отдельной модели, так и ансамбля равновероятных реализаций

свойств пласта, адаптированных к истории разработки.

Благодаря все возрастающей точности 3D-фильтрационной модели после ее адаптации, интерес представляют актуальные и сложные оптимизационные задачи по регулированию разработки одно- и многопластовых месторождений нефти [8]. Тогда без бурения новых скважин, только за счет перераспределения отборов и закачки по всем добывающим и нагнетательным скважинам во времени, удастся значительно улучшить экономические показатели добычи (на 10–30%), доставляя максимум дисконтированной добычи нефти.

Если в задачах адаптации истории разработки в качестве неизвестных оцениваемых параметров часто выступают ФЕС пласта (статические параметры), то в задачах регулирования определению подвергаются динамики во времени забойных давлений как добывающих, так и нагнетательных скважин. Число определяемых параметров в задачах регулирования возрастает на несколько порядков по сравнению с задачами адаптации. И без современных методов теории оптимального управления решать подобные задачи было бы невозможно.

Также к отличительной особенности задач регулирования следует отнести линейность критерия качества по сравнению с квадратичным критерием в задачах адаптации. Поэтому существенное влияние на получаемое решение оказывают ограничения, накладываемые на работу наземного оборудования. Поэтому оптимальное решение задачи регулирования диктуется ограничениями на добычу компонентов по скважинам, группе скважин или месторождению в целом. Оптимальное решение принадлежит гиперповерхности, на которой как минимум одно ограничение является активным (выполненным в виде равенства).

Все задачи адаптации и регулирования решаются в 3D-многофазной постановке, с учетом особенностей разработки месторождений природных углеводородов, а также особенностей геологического строения продуктивных пластов, расстановки скважин, без упрощающих предположений.

Развитое программное обеспечение соответствует актуальному направлению “управление разработкой в замкнутом цикле” [9]. Речь идет об управлении разработкой в автоматизированном, научно обоснованном режиме, на основе постоянно адаптирующейся, уточняемой 3D геолого-гидродинамической модели.

На сегодняшний день интеллектуальная разработка в мире базируется на бурении очень длинных горизонтальных скважин с наделением их значительным набором разнообразных датчиков. Промышленность подходит к проблеме ин-

теллектуализации несколько упрощенно — считается, что только за счет инсталляции датчиков разработка становится интеллектуальной. Очевидно, что это не так. Кто-то должен собирать, обрабатывать и ассимилировать в 3D-гидродинамической модели промысловые данные. Без решения соответствующих задач измеряемые данные не делают разработку хоть сколько-нибудь более интеллектуальной.

Однако негативное свойство недостаточно достоверной идентифицируемости свойств пласта при интеллектуализации потенциально преодолевается за счет постоянного потока данных, содержащих косвенные сведения о процессе многофазной фильтрации в пласте. Поэтому вопросы неединственности и отсутствия непрерывной зависимости решения задачи адаптации при наличии ошибок измеряемых данных несколько ослабевают.

Управление в замкнутом цикле представляет особенный интерес для интеллектуальных скважин и месторождений, когда на основе ассимиляции данных от разнообразных забойных сенсоров, управление скважиной осуществляется поинтервально. Ибо современные интеллектуальные компоновки скважин допускают управление клапанами на забое, регулируя отбор из различных интервалов закачки/притока. В результате обеспечивается максимизация удельной продуктивности скважин во времени (с учетом их взаимовлияния), а значит и КИН.

Поскольку в России практически отсутствует контроль за разработкой, набор измеряемых данных на промысле в значительной степени остается ограниченным. Поэтому решать задачи идентификации зачастую бессмысленно: кроме изначально имманентно присущей некорректности, решение указанных задач тем более неопределенно, чем меньше измеряемых на промысле значений.

Поэтому определенный интерес представляет набор специализированных технологий исследования скважин и пластов [10, 11]. За счет комплексирования данных геофизического мониторинга и данных добычи, создания разнонаправленных многофазных фильтрационных течений в околоскважинной области, через решение обратных задач возможно определение свойств пласта не в лабораторных, а в промысловых условиях. Дополнительно возможно определение площадной и вертикальной проницаемостей. Предложенные и апробированные на практике подходы позволяют преодолевать масштабный фактор, присущий результатам интерпретации данных лабораторных исследований.

ВЫВОДЫ

Разработка месторождений нефти и газа имеет прочную основу в виде 3D геолого-гидродинамического моделирования процессов фильтрации. С учетом постоянной адаптируемости к поступающим замерам, изначально недостаточно точные 3D-модели подвергаются процедуре подгонки к фактическим данным, снижая неопределенность значений ФЕС в межскважинном пространстве. Научная постановка задач регулирования позволяет без бурения новых скважин оптимальным образом разрабатывать месторождения нефти и газа в безлюдном режиме, только на основе 3D геолого-гидродинамической модели.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Представленные в статье результаты получены в рамках выполнения государственного задания ИПНГ РАН по теме “Совершенствование методов моделирования, лабораторных и промысловых исследований для создания новых технологий эффективного экологически чистого извлечения углеводородов в сложных горно-геологических условиях” (122022800272-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Закиров С.Н., Индрупский И.М., Закиров Э.С. и др.* Проблемы новой классификации запасов нефтегазового недропользования // Нефтегазовая вертикаль. 2015. № 22. С. 69–75.
2. *Жданов С.А., Баишев Б.Т., Иоффе О.П. и др.* Регламент по созданию постоянно действующих геолого-технологических моделей нефтяных и газонефтяных месторождений. Москва, 2000.
3. *Закиров Э.С.* Upscaling в 3D компьютерном моделировании. М. 2007. 344 с.
4. *Москаленко Н.Ю., Смоляков Г.А., Сивкова А.В.* Обоснование способов ремасштабирования ОФП с учетом состава цемента пород сеноманских отложений для целей гидродинамического моделирования // Горные ведомости. 2018. № 4 (158). С. 56–60.
5. *Zakirov S.N., Zakirov E.S.* Pseudo-horizontal well: alternative to horizontal and vertical wells / Paper SPE 37085 International Conference on Horizontal Well Technology “Profit Through Synergy”, Alberta, Canada, 1996.
6. *Закиров С.Н., Рощина И.В., Индрупский И.М. и др.* Разработка месторождений нефти и газа с суперколлекторами в продуктивном разрезе. Москва, 2011.
7. *Закиров Э.С., Индрупский И.М., Любимова О.В. и др.* Согласованная адаптация геостатистических моделей залежей нефти и газа. // ДАН. 2017. Т. 476. № 4. С. 421–425.
8. *Закиров И.С., Закиров Э.С.* Регулирование разработки месторождений природных углеводородов // Газовая промышленность. 1997. № 7. С. 68–71.

9. Zakirov E.S., Zakirov S.N., Indrupskiy I.M., et al. Optimal control of field development in a closed loop / Paper SPE 176642 Russian Petroleum Technology Conference, 2015.
10. Индрупский И.М., Закиров Э.С., Аникеев Д.П. и др. Определение относительных фазовых проницаемостей в скважинных условиях. // Нефтяное хозяйство. 2008. № 5. С. 38–42.
11. Закиров Э.С., Индрупский И.М., Левченко В.С. и др. Вертикальное и 3D гидропрослушивание продуктивных пластов / В сб.: Новые технологии освоения и разработки трудноизвлекаемых запасов нефти и газа и повышения нефтегазоотдачи. Труды VII Международного технологического симпозиума, Московский институт нефтегазового бизнеса. 2008. С. 49–63.

ABOUT SOME PROBLEMS AND SOLUTIONS IN 3D MODELING OF OIL AND GAS FIELD DEVELOPMENT PROCESSES

E. S. Zakirov^{a, #}

^a*Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*e-mail: ezakirov@ogri.ru*

Presented by Academician of the RAS A.N. Dmitrievsky December 14, 2022

The article discusses the existing problems and original author's solutions to the problems of 3D computer modeling of the processes of development of natural hydrocarbon deposits. The transition from laboratory experiments, 3D geological modeling to the creation of 3D filtration models of the reservoir, their subsequent adaptation to the actual data of the development history is considered. The use of a refined 3D model to optimize the economic performance of the operation of the developed field is discussed. In fact, the approach to the unpopulated management of oil and gas field development using a constantly adapting 3D model of the reservoir is justified.

Keywords: three-dimensional hydrodynamic modeling, development of oil and gas fields, inverse problem, regulation (optimization) of development, exploration of wells and reservoirs, management of development in a closed cycle

УДК 550.93:552.4 (551.72)

ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭОЛОВОГО МАССИВА “ПЕСКИ” ЧАРСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

© 2023 г. Т. М. Сковитина^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов^{2,**}, Д. В. Лопатин¹, В. П. Ковач², И. Н. Бучнев², Е. В. Адамская², О. В. Бобровская³

Поступило 22.12.2022 г.
После доработки 12.01.2023 г.
Принято к публикации 16.01.2023 г.

Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона (фракция более 50 мкм) из позднекайнозойских отложений крупного эолового массива “Пески” Чарской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны показывают, что в них доминирует детритовый циркон с возрастными 263–265 и 1861–1864 млн лет. Только для отдельных зёрен циркона получены архейские оценки возраста. Вполне возможно, это обусловлено тем, что циркон этого возраста присутствует в “мелких” фракциях, изучение которого не представляется возможным в силу технологических особенностей использованного метода геохронологических исследований. Исходя из геологической ситуации в качестве единственного источника детритового циркона раннепротерозойского возраста, можно рассматривать только граниты кодарского комплекса. Источник детритового циркона с возрастом 263–265 млн лет остается загадкой. На территории Алданского щита массивы гранитоидов такого возраста не известны, но они широко распространены в его западном обрамлении.

Ключевые слова: песчаные отложения, детритовый циркон, геохронология, Чарская впадина, Байкальская рифтовая зона

DOI: 10.31857/S2686739722602915, **EDN:** FFUDEN

Эоловый массив “Пески”¹ размером около 4,5 × 10 км расположен в центральной части Чарской впадины, на левобережье р. Чары, между двух ее притоков — рек Верхний и Средний Саукан (рис. 1). Он является особо охраняемой природной территорией Забайкальского края и имеет статус комплексного памятника природы регионального значения с 1980 г. [1]. Это самый крупный массив незакрепленного эолового рельефа,

где представлены барханы и барханные цепи высотой до 40–45 м и протяженностью до 500–700 м, чередующиеся с межгрядовыми понижениями и котловинами выдувания [2, 3].

Чарская впадина расположена в верхнем течении р. Чара (левый приток р. Олёкма) между хребтом Кодар с северо-запада и Каларским и Удоканским хребтами с юго-востока (рис. 1). При общей протяженности порядка 125 км впадина начинается в окрестностях двух озер — Большое Леприндо и Леприндокан на юго-западе, а заканчивается на северо-востоке в пяти км к югу от Сулуматского порога. Представляя собой относительно просто очерченную депрессию, вытянутую в северо-восточном направлении, она считается последней хорошо развитой в морфологическом отношении впадиной байкальского типа в рельефе восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, так как следующую за ней к востоку Токкинскую впадину трудно отнести к крупным рифтам — она имеет эмбриональный характер [3, 4].

¹ В научно-популярной литературе его называют: “пустыня в миниатюре”, “сибирские Каракумы”, “забайкальская Сахара”, “самая северная пустыня мира” и др.

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: skovit71@gmail.com

**E-mail: abkotov-spb@mail.ru

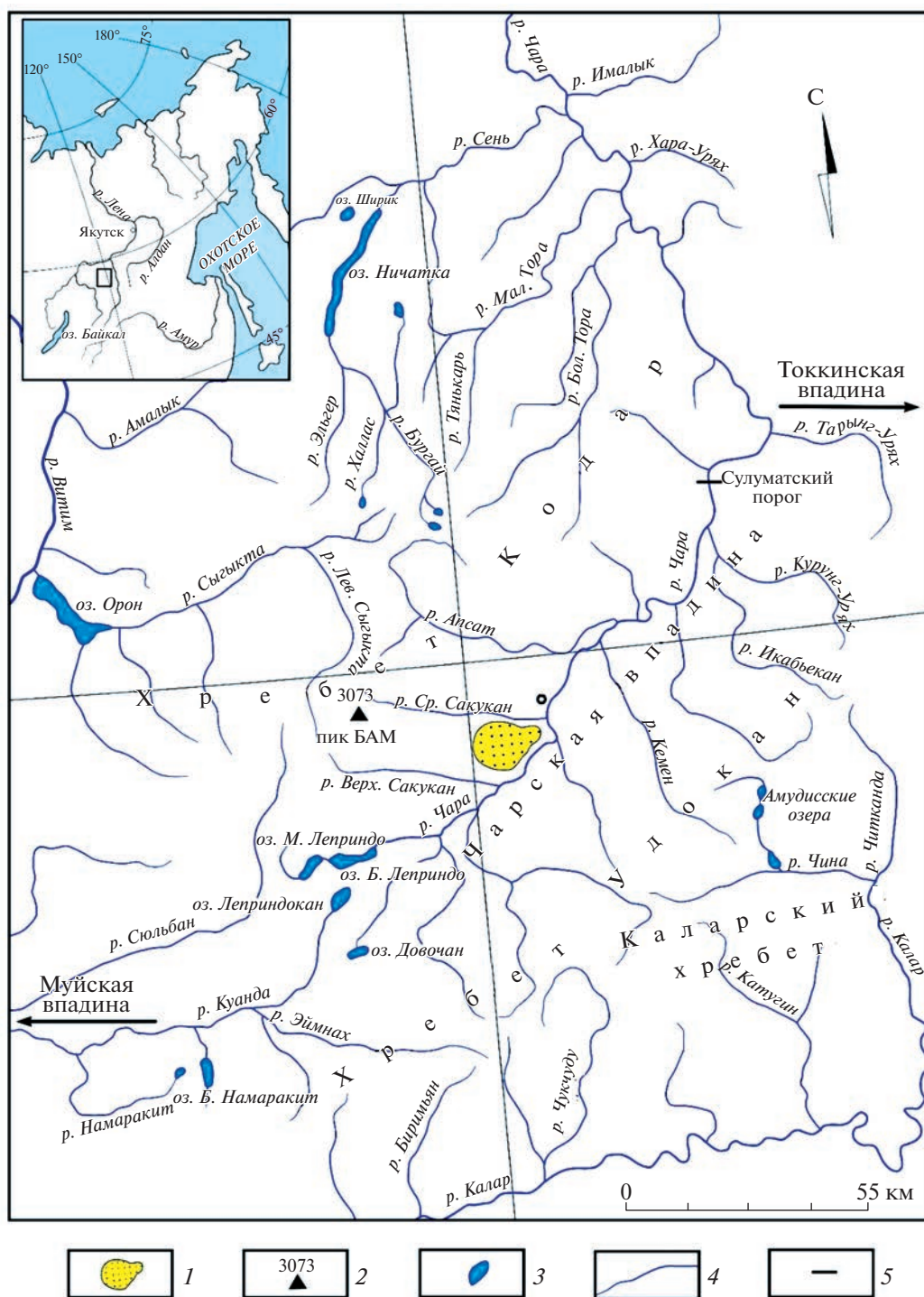


Рис. 1. Схема расположения эолового массива «Пески» Чарской впадины. 1 — эоловый массив, 2 — горные пики, 3 — озера, 4 — реки, 5 — пороги.

На юго-западе Чарская впадина отделена горной междувпадинной перемычкой от Муйской рифтовой впадины, хотя структурно связана с ней через Куандинскую и Сюльбанскую впадины-сателлиты, а на северо-востоке отделена невысокой

междувпадинной перемычкой от Токкинской впадины. Горная перемычка между Чарской и Муйской впадинами обладает многочисленными следами живой тектоники и характеризуется повышенной сейсмической активностью, что, по

мнению В.П. Солоненко и соавт. [4], объясняется “схождением” здесь нескольких крупных кайнозойских разломов.

Геоморфологические ландшафты Чарской впадины чрезвычайно молоды. В них отражены многочисленные свидетельства продолжающегося развития рифтогенного рельефа [3]. Новейшая структура тектонического рельефа впадины и ее горного окружения рассмотрена в [5].

Мощность осадочных отложений Чарской впадины оценивается в 1500–2000 м, а их общий объем достигает 2700 км³ [6]. Описание строения разрезов рыхлых отложений впадины, в том числе и массива “Пески”, приведены в ([3, 7–9] и др.).

История исследований массива “Пески”, а также существующие взгляды на время его образования и механизмы формирования (аллювиальный, пролювиальный, аллювиально-пролювиальный, аллювиально-озерный, флювиогляциальный, озерно-ледниковый, эоловый) слагающих его песков обсуждаются в [10].

Несмотря на большой объем данных, полученных для позднекайнозойских песчаных отложений Чарской впадины, вопрос об их источниках остается открытым. На основании первых результатов Sm–Nd-исследований песков этого массива было высказано предположение, что их главными источниками послужили палеопротерозойские терригенные породы удоканской серии [11], которые в свою очередь сформировались благодаря разрушению архейских магматических пород Чара-Олёкминского геоблока Алданского щита и пород ювенильной континентальной коры палеопротерозойских орогенов, располагавшихся, вероятно, в его южном и западном обрамлении (в современных координатах) [12].

В настоящей работе представлены результаты U–Th–Pb (LA-ISP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из отложений массива “Пески”, которые позволяют во многом дополнить существующую информацию об их источниках.

Для U–Th–Pb (LA-ISP-MS)-геохронологических исследований были отобраны три пробы песков, места отбора которых и их координаты, показаны на рис. 2. Выделение детритового циркона из этих проб проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3 в режиме вторичных электронов и катодолюминесценции. Геохронологические исследования проводились только для детритового циркона из размерных фракций более 50 мкм.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с

камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP-масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 [13]. Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона Harvard 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1068 ± 5 млн лет (2σ , $n = 40$, СКВО = 0.44, вероятность = 0.999) и по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1067 ± 6 млн лет (2σ , $n = 40$, СКВО = 0.080, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 336 ± 2 млн лет (2σ , $n = 43$, СКВО = 0.23, вероятность = 1.000). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (Harvard 91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) [14]. U–Th–Pb-изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [15]. Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb [16]. Расчет конкордантных возрастов производился в программе IsoplotR [17]. Для построения гистограмм, кривых относительной вероятности распределения возрастов и расчета максимумов возрастов [18] использованы только конкордантные оценки возраста циркона.

Полученные результаты приведены на рис. 3. Они показывают, что в отложениях эолового массива “Пески” среди детритового циркона из крупной фракции доминирует циркон с возрастaми 263–265 и 1861–1864 млн лет. Только для отдельных зерен циркона получены архейские оценки возрастов.

Циркон с возрастaми 263–265 и 1861–1864 млн лет представлен слабо окатанными и практически неокатанными кристаллами. Большинство из них характеризуются отчетливо выраженной тонкой и грубой осцилляторной зональностью, характерной для циркона магматического генезиса. Кроме того, в них присутствуют частично и полностью раскристаллизованные расплавные включения.

Не вызывает сомнений, что источником детритового циркона с возрастaм 1861–1864 млн лет послужили граниты кодарского комплекса (1864–1876 млн лет, [19]), крупные массивы которых обрамляют Чарскую впадину и слагают водоразделы Кодарского и Удоканского хребтов (рис. 3). Источник детритового циркона с возрастaм 263–265 млн лет остается загадкой. На территории Алданского щита массивы гранитоидов такого возрастa не известны. Они широко распространены в его западном обрамлении. То есть можно пред-

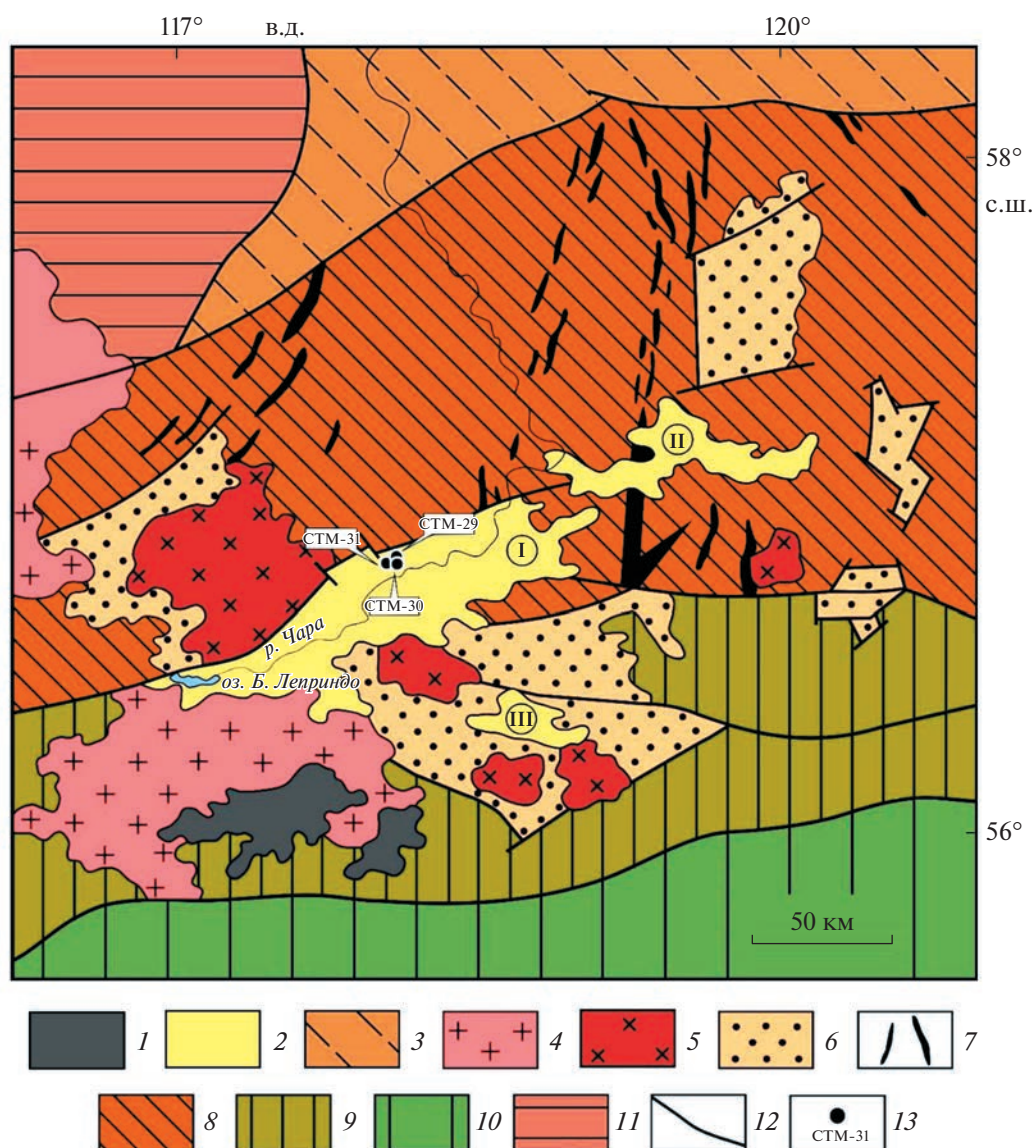


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Алданского щита по [20]. 1 – кайнозойские платобазальты (N₂-Q); 2 – кайнозойские песчаные отложения рифтовых впадин; 3 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 4 – фанерозойские гранитоиды; 5 – палеопротерозойские граниты кодарского комплекса; 6 – метаосадочные породы удоканской серии; 7 – слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы зеленокаменных поясов субганского комплекса; 8 – мезо- и палеорейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы и мезоархейские интрузивные гранитоиды Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита; 9 – зона сочленения Алданского щита и Центрально-Азиатского подвижного пояса (Становой структурный шов); 10 – Селенгино-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского подвижного пояса; 11 – Байкальская складчатая область; 12 – разрывные нарушения; 13 – места отбора проб для геохронологических исследований: СТМ-29 (координаты: 56°52'37.5" с.ш. и 118°10'57.6" в.д.); СТМ-30 (координаты: 56°51'57.4" с.ш. и 118°10'13.3" в.д.); СТМ-31 (координаты: 56°51'43.0" с.ш. и 118°09'41.3" в.д.). Римскими цифрами в кругах обозначены рифтовые впадины: I – Чарская, II – Токкинская, III – Каларская.

полагать, что его перенос осуществлялся субширотными (в современных координатах) магистральными реками. Удивляет, что среди детритового циркона из крупной фракции очень мало зерен циркона докембрийского возраста, хотя выходы раннедокембрийских пород окружают Чарскую впадину и, также как массивы гранито-

идов кодарского комплекса, расположены на обрамляющих ее с севера и с юга хребтах. Вполне возможно, что циркон этого возраста присутствует в “мелких” фракциях, изучение которого не представляется возможным в силу технологических особенностей использованного метода геохронологических исследований.

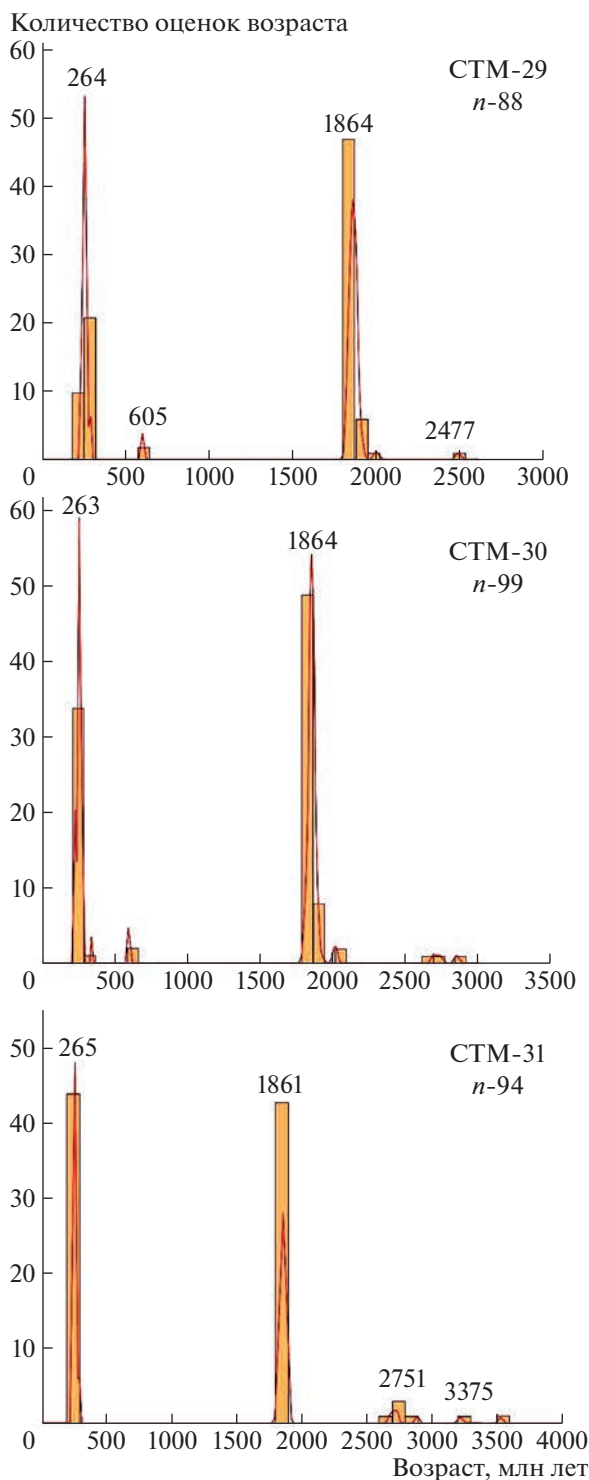


Рис. 3. Гистограммы распределения возрастов и кривые относительной вероятности возрастов детритового циркона из отложений эолового массива “Пески”.

С первого взгляда, полученные данные не совпадают с результатами ранее выполненных Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований песчаных отложений эолового массива [11]. Причина этого состоит в разной разрешающей возможно-

сти Sm–Nd- и U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-методов. В обычной практике для U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований используют зерна циркона размером более 50 мкм. Другими словами, циркон из более мелких фракций, доля

которого в каждой конкретной пробе может достигать 50%, остается вне поля нашего внимания, хотя он может нести очень важную геохронологическую информацию о его источниках. Кроме того, для интерпретации геохронологических данных, полученных U—Th—Pb (LA-ICP-MS)-методом, используют только конкордантные или субконкордантные оценки возрастов циркона. Однако существуют магматические комплексы, в породах которых присутствует циркон, для которого в принципе невозможно получить конкордантные оценки возраста, что также вносит определенные ограничения в интерпретацию результатов геохронологических исследований детритового циркона.

Sm—Nd-метод позволяет получить информацию о среднем модельном возрасте пород, слагающих области сноса, т.е. учитывать вклад практически всех пород, принимающих участие в их геологическом строении, в том числе обладающими контрастными изотопными характеристиками. Таким образом, наиболее рациональным подходом к идентификации источников и определению областей сноса терригенного материала, исходного для осадочных пород разного возраста, является комплексное использование Sm—Nd-изотопно-геохимических и U—Th—Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою искреннюю благодарность ведущему инженеру Института земной коры СО РАН Н.В. Тирских за помощь в подготовке иллюстраций к статье, А.И. Мисюре и М.В. Бережко за неоценимую помощь в проведении полевых исследований в Чарской впадине (Забайкальский край, Дальневосточный федеральный округ).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках проектов РНФ (№№ 19-17-0020521, 21-17-00164).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Потапова Н.А., Назырова Р.И., Забелина Н.М., Исаева-Петрова Л.С., Коротков В.Н., Очагов Д.М. Сводный список особо охраняемых природных территорий Российской Федерации (справочник). (Отв. ред. Д.М. Очагов) Ч. II. М.: ВНИИприроды, 2006. 364 с.
2. Преображенский В.С. Барханы и гидролакколиты Чарской котловины // Природа. 1961. № 5. С. 56—62.
3. Лопатин Д.В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во “Наука”, 1972. 114 с.
4. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А. Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М: “Наука”, 1966. 231 с.
5. Уфимцев Г.Ф., Честнов А.И. Тектонический рельеф Станового нагорья // Геология и разведка. 2001. № 3. С. 3—10.
6. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 273—286.
7. Музис А.И. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Северного Забайкалья / В сб. “Четвертичный период Сибири”. М.: Наука, 1966. С. 145—154.
8. Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене / Автореф... дис. док. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 32 с.
9. Еникеев Ф.И., Потемкина В.И., Старышко В.Е. Стратиграфия и эволюция климата растительности позднего кайнозоя Северного Забайкалья. Новосибирск: Акад. Изд-во “Гео”, 2013. 131 с.
10. Еникеев Ф.И. Урочище Пески Чарской впадины (Северное Забайкалье) // География и природные ресурсы. 2014. № 4. С. 73—80.
11. Котов А.Б., Сковитина Т.М., Ковач В.П., Великовославинский С.Д., Лопатин Д.В., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Бобровская О.В. Новые данные о возрасте континентальной коры западной части Алданского щита: результаты изотопно-геохимических Sm—Nd исследований кайнозойских песчаных отложений Чарской и Токкинской впадин // ДАН. 2017. Т. 475. № 3. С. 291—294.
12. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223—227.
13. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U—Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47—69.
14. Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U—(Th—) Pb geochronology — Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanal. Res. 2016. V. 40. P. 311—332.
15. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences — appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // In: Sylvester P.J. (Ed.), Short Course Mineralogical Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239—243.
16. Andersen T. Correction of common lead in U—Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59—79.
17. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 1479—1493.
18. Gehrels G.E. Detrital zircon U—Pb geochronology: current methods and new opportunities // In: Tectonics of Sedi-

- mentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 45–62.
19. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Гладкоцуб Д.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сквитина Т.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Водовозов В.Ю. Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.
20. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. докт. дисс. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.

SOURCES OF THE LATE CENOZOIC DEPOSITS FROM THE AEOLIAN “SANDS” MASSIF IN THE CHARA BASIN OF THE BAIKAL RIFT ZONE: FIRST RESULTS OF U–TH–PB (LA-ICP-MS) GEOCHRONOLOGICAL STUDY OF DETRITAL ZIRCON

T. M. Skovitina^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^{b, ##}, D. V. Lopatin^a, V. P. Kovach^b, I. N. Buchnev^b, E. V. Adamskaya^b, and O. V. Bobrovskaya^c

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^b*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^c*St. Petersburg University, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: skovit71@gmail.com*

^{##}*E-mail: abkotov-spb@mail.ru*

The results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon (fraction more than 50 µm) from the Late Cenozoic deposits of the large aeolian “Sands” massif of the Chara Basin of the eastern flank of the Baikal Rift Zone show that they are dominated by detrital zircon with ages of 263–265 and 1861–1864 Ma. Archean ages have been obtained only for individual zircon grains. Quite possibly, this is due to the fact that zircon of this age is present in “small” fractions, the study of which is not possible due to the technological features of the method of geochronological studies used. Based on the geological situation, only granites of the Kodar complex can be considered as the only source of detrital zircon of the Early Proterozoic age. The source of detrital zircon with an age of 263–265 Ma remains a mystery. Granitoids of this age are not known on the territory of the Aldan Shield. They are widespread in its western frame.

Keywords: sand deposits, detrital zircon, geochronology, Chara Basin, Baikal Rift Zone

УДК 550.93:551.72(571.53)

ПЕРВОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ДОКЕМБРИЙСКОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (LA-ICP-MS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД МОТСКОЙ СЕРИИ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Д. П. Гладkochуб^{1,*}, А. В. Иванов¹, Т. В. Донская¹, З. Л. Мотова¹,
Н. В. Брянский^{1,2}, Е. В. Решетов¹

Поступило 27.12.2022 г.
После доработки 07.02.2023 г.
Принято к публикации 08.02.2023 г.

Проведены U–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования детритовых цирконов из алмазо-содержащих песчаников хужирской свиты мотской серии осадочного чехла юга Сибирской платформы. По двум пробам получены близкие оценки возраста с наиболее представительными максимумами на отметках 620, 780, 1860 и 2550 млн лет и единичными определениями в интервалах 985–1000, 1400–1500, 1150–1190, 2700–2880 и 3225–3230 млн лет. Максимальный возраст осадконакопления составляет 605 ± 6 млн лет, что соответствует эдиакарию и близко времени проявления в регионе карбонатитового и щелочно-силикатного магматизма. Неопротерозойские оценки возраста соответствуют возрасту пород Тувино–Монгольского террейна Центрально–Азиатского складчатого пояса, а наиболее древние максимумы характерны для комплексов пород фундамента юга Сибирской платформы. Полученный результат позволяет впервые надежно обосновать докембрийский возраст алмазо-содержащих осадочных отложений хужирской свиты и, таким образом, свидетельствует о наличии докембрийских алмазоносных пород на площади Сибирской платформы.

Ключевые слова: терригенные породы, детритовые цирконы, докембрий, Сибирская платформа

DOI: 10.31857/S2686739722602939, **EDN:** FFVTCL

Докембрийский алмазоносный магматизм локально проявлен в отдельных регионах мира, в частности в Бразилии, Венесуэле, на северо-востоке Канады, во Французской Гвиане, в ЮАР, Западной Австралии, а также Индии. Наиболее актуальный обзор по этой тематике приведен в работе [1]. Относительно ограниченное количество подобных проявлений обусловлено тем, что зачастую древние коренные источники алмазов — тела кимберлитов и лампроитов эродированы в ходе длительной геологической истории, либо перекрыты более молодыми осадочными отложениями. В связи с этим любое новое свидетельство, указывающее на возможность обнаружения

докембрийских алмазоносных образований на площади древних кратонов, имеет важное значение не только в плане решения фундаментальных вопросов геологии, но и с точки зрения оценки алмазоносного потенциала той или иной территории.

Для Сибирской платформы предположения о существовании на его площади алмазоносных пород докембрийского возраста были высказаны в работе М.П. Метелкиной и соавт. [2] и в последующем развиты в статье В.П. Афанасьева и Н.П. Похиленко [3]. В этой работе авторы в качестве аргументов в поддержку своей гипотезы используют анализ алмазов из россыпей на севере платформы и допущение о рифейском (1268 ± 12 млн лет, Rb–Sr-изохрона по породам в целом [4]) возрасте лампроитов Ингашинского поля (юг Сибирской платформы). Однако рассматриваемые россыпи имеют палеозойский и мезозойский возрасты [3], а лампроиты были образованы не древнее, чем 300 млн лет назад [5].

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: gladkochub@mail.ru

Таким образом, можно констатировать, что прямые доказательства докембрийского этапа алмазоносного магматизма в Сибири до настоящего времени не были обнаружены.

Ситуация кардинальным образом изменилась после того, как алмазы были найдены в позднедокембрийских терригенных отложениях юга Сибирской платформы, а именно в породах хужирской свиты мотской серии эдиакария. Информация об этой находке алмазов была размещена в открытом источнике, касающемся объектов недропользования, а именно на сайте инвестиционной компании “Респект-инвест”. Как следует из информации о продаже Хужирского месторождения золотоносных конгломератов, в этих грубообломочных отложениях были обнаружены россыпные алмазы. В последующем алмазы Хужирского месторождения были описаны специалистами Иркутского научно-исследовательского института благородных и редких металлов и алмазов (Иргиредмет).

Следует отметить, что это месторождение является уникальным по своей природе и единственным в России, относящимся к нетрадиционному геолого-промышленному типу золоторудных месторождений. Наиболее известным генетическим аналогом Хужирского месторождения в мире является месторождение Витватерсранд, располагающееся в ЮАР, которое, однако, отличается от Хужирского как значительно более древним (архейским) возрастом толщ, вмещающих золотое оруденение, так и своими колоссальными масштабами, а также глобальной ролью в мировой золотодобыче.

С целью определения возрастной позиции алмазосодержащих, золотоносных терригенных отложений хужирской свиты мотской серии юга Сибирской платформы, были выполнены U–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования детритовых цирконов, выделенных из этих осадочных пород. Полученные результаты и их интерпретация представлены в данной статье.

Изученные алмазосодержащие терригенные образования располагаются на площади Булунского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. Именно в этом районе отмечено присутствие одних из наиболее древних известных в настоящее время в Сибири архейских образований — пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии с возрастом 3.30 и 3.25 млрд лет [6]. Непосредственно в районе исследований архейские образования представлены мигматитами, гранито-гнейсами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, на которых с резким угловым несогласием залегают слабоизмененные осадочные отложения неопротерозоя — эдиакария, относящиеся к мотской серии.

В строении мотской серии выделяется три свиты (снизу—вверх): хужирская — терригенная (с алмазосодержащими золотоносными конгломератами); шаманская — карбонатно-терригенная и иркутская — преимущественно карбонатная [7]. Основным объектом исследований стали отложения хужирской свиты, разрез которой в пределах Хужирского месторождения начинается с вишнево-серых мелкогалечных золотоносных конгломератов и полимиктовых песчаников с прослоями и линзами алевролитов. Мощность свиты составляет 90–180 м. На прилегающих территориях на породах хужирской свиты согласно залегают карбонатно-терригенные отложения шаманской свиты мотской серии.

До недавнего времени вывод о накоплении отложений мотской серии в эдиакарии принимался на основе межрегиональных стратиграфических корреляций и биостратиграфических исследований [8, 9].

Однако трактовка возрастной позиции шаманской и иркутской свит мотской серии была существенно пересмотрена в последние годы. Так, оказалось, что возраст наиболее молодой популяции циркона в песчанике шаманской свиты составляет 538 млн лет [10], а результаты комплексных исследований пород иркутской свиты позволили надежно обосновать для них раннекембрийский возраст осадконакопления [11].

Принимая во внимание эти новые данные, следует отметить, что в пользу докембрийского (эдиакарского) возраста хужирской свиты указывает не только ее залегание стратиграфически ниже шаманской свиты, но и результаты наиболее современных, детальных исследований Ю.К. Советова [9].

Для того чтобы непосредственно определить максимальный возраст накопления отложений хужирской свиты, из ее разреза непосредственно в районе Хужирского месторождения были отобраны две пробы песчаников (№№ 21163 и 21171) для U–Pb-геохронологических исследований содержащихся в них детритовых цирконов методом LA-ICP-MS.

U–Pb-геохронологические исследования были выполнены в ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН (Иркутск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS), используя масс-спектрометр Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II. Диаметр “пучка” лазера составлял 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с — фон, 40 с — накопление сигнала, 60 с — продувка перед следующим циклом. Аналитические сигналы редуцированы при помощи программы Iolite 4.0 [12]. Все последующие расчеты и построения диаграмм осуществлены в программе

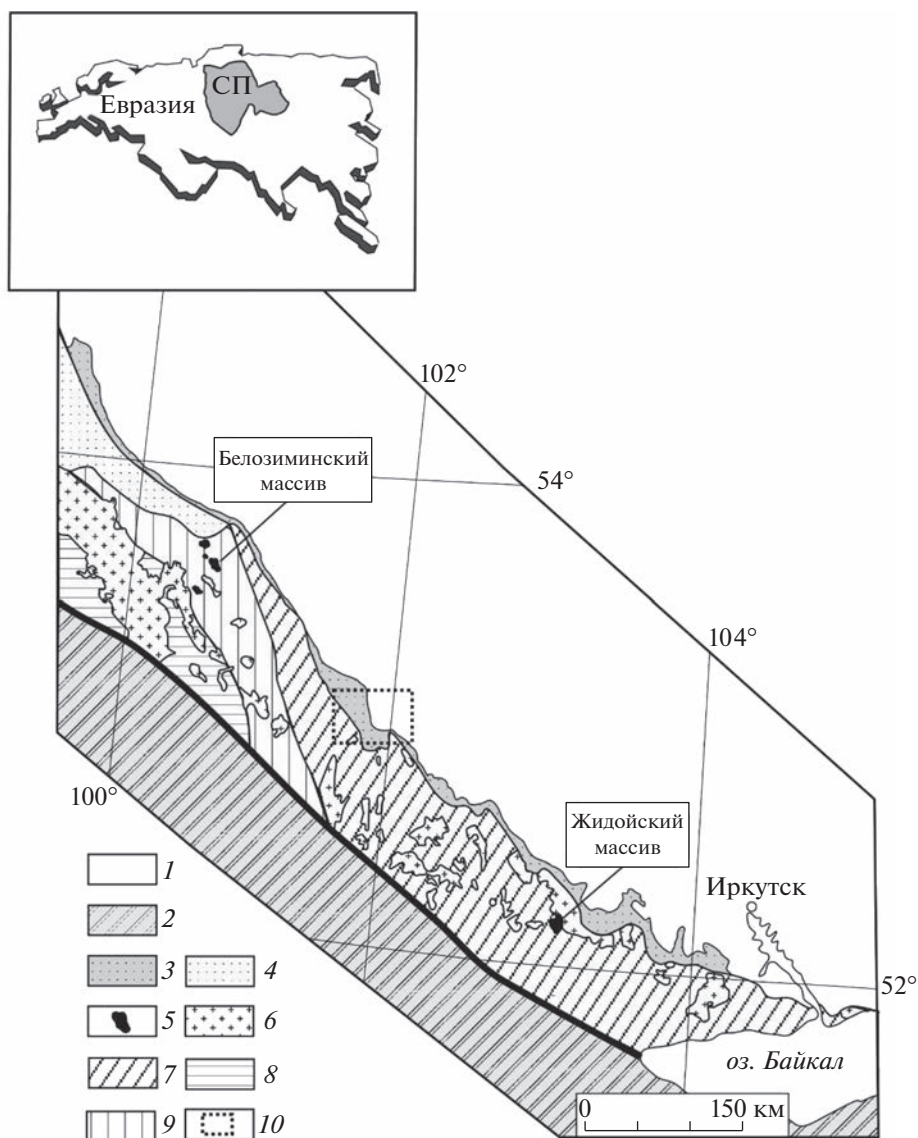


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирской платформы. 1 – фанерозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 3 – осадочные отложения мотской серии; 4 – позднегокембрийские осадочные отложения южной окраины Сибирской платформы; 5 – белозиминский комплекс неопротерозоя: ультраосновные и щелочные породы; 6 – постколлизийные гранитоиды раннего протерозоя; 7–8 – раннекембрийские выступы фундамента: 7 – Шарыжалгайский, 8 – Бирюсинский; 9 – раннепротерозойский Урикско-Ийский грабен; 10 – участок работ.

Dezirteer (<http://dezirteer.com/>) [13]. Выбор “лучшего возраста” и оценка дискордантности осуществлялись в режиме “from lesser error”. Отфильтровывались значения с дискордантностью >5%. Для значений возраста с дискордантностью <5% строилась диаграмма вероятностного распределения возрастов с оценкой максимумов и их процентного вклада в общее распределение. Максимально возможный возраст рассчитывался как взвешенное среднее из не менее трех самых молодых значений возраста (если таких значений

меньше трех, программа движется вверх по шкале времени, пока не найдет три или более значения в пределах погрешности измерения). В качестве первичного стандарта использовался циркон 91500 с возрастом 1065.4 ± 0.3 млн лет [14]. Для проверки качества измерений одновременно с зернами циркона неизвестного возраста проводились измерения вторичных стандартов циркона R33 и Plešovice, по которым получены, соответственно, следующие значения возраста по ^{206}Pb – ^{238}U -отношению – 421.8 ± 4.1 млн лет и

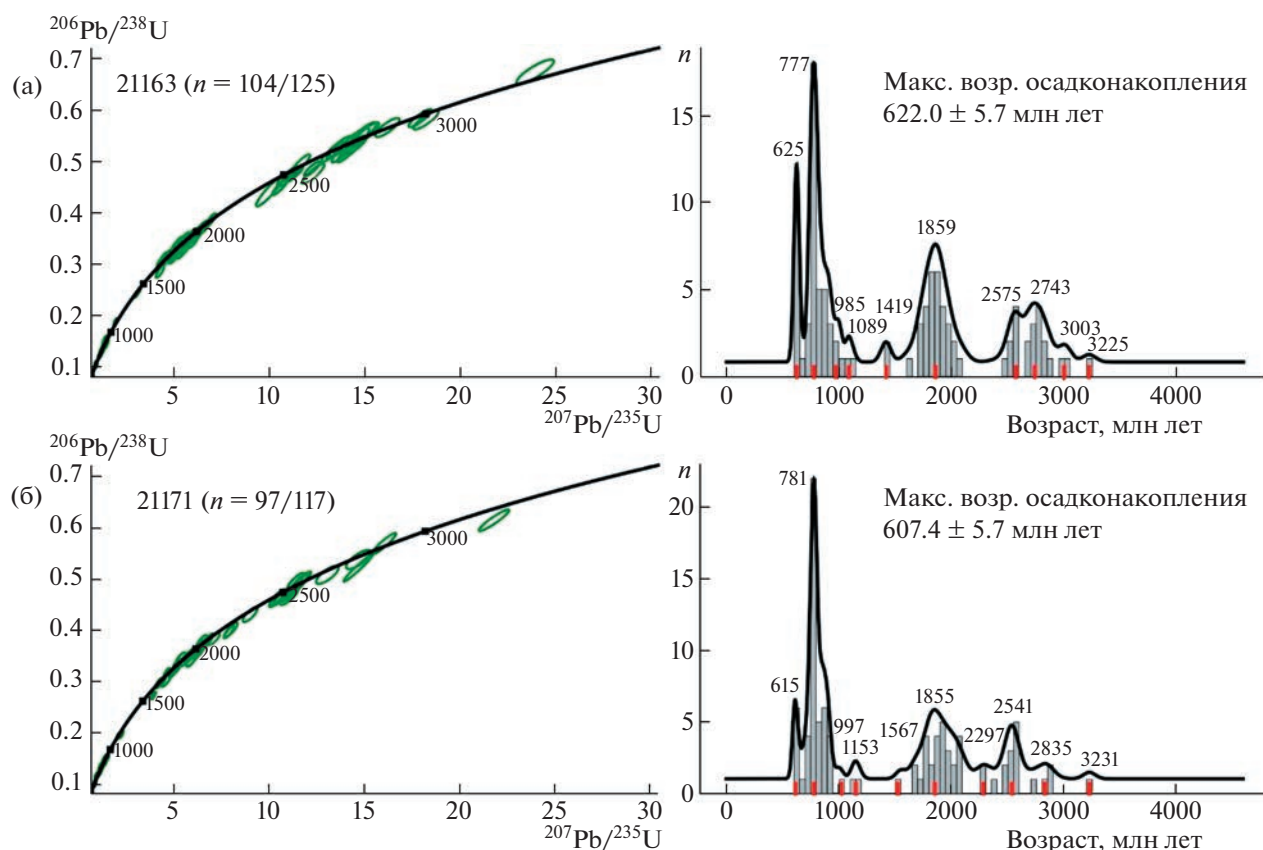


Рис. 2. Результаты U—Pb-оценки возраста детритовых зерен циркона из проб 21163 (а) и 21171 (б). На диаграммах с конкордиями (слева) размер эллипсов соответствует неопределенности 2σ . Показаны только значения, имеющие дискордантность $<5\%$. На гистограммах и диаграммах относительной вероятности возраста (справа) указаны значения возраста статистически выделяемых пиков. Максимальный возраст осадконакопления рассчитан как взвешенное среднее из не менее трех самых молодых оценок возраста, перекрывающихся своими погрешностями.

342.7 ± 1.8 млн лет (неопределенности на уровне 95%-ного доверительного интервала). Измеренные значения по стандарту R33 находятся в пределах $\sim 1\%$ аналитической погрешности с рекомендованным значением (419.26 ± 0.39 млн лет [15]), а по стандарту Plešovice — оказались на $\sim 1.6\%$ выше рекомендованного (337.13 ± 0.37 млн лет [16]).

Для циркона из пробы песчаника № 21163 из 125 проанализированных зерен 104 показали значения с уровнем дискордантности менее 5% в интервале значений возраста от 605 до 3225 млн лет с максимально возможным возрастом осадконакопления 622 ± 6 млн лет (рис. 2 а). На диаграмме относительной вероятности возраста также выделяется 10 максимумов: 625 (15%), 777 (25%), 985 (4%), 1089 (3%), 1419 (3%), 1859 (21%), 2575 (10%), 2743 (13%), 3003 (3%) и 3225 (1%) млн лет.

Для циркона из пробы песчаника № 21171 из 117 проанализированных зерен 97 показали значения с уровнем дискордантности менее 5% в ин-

тервале значений возраста от 604 до 3230 млн лет с максимально возможным возрастом осадконакопления 607 ± 6 млн лет (рис. 2 б). На диаграмме относительной вероятности возраста выделяется 10 максимумов: 615 (9%), 781 (41%), 997 (2%), 1153 (3%), 1567 (2%), 1855 (16%), 2297 (3%), 2541 (17%), 2835 (5%) и 3231 (2%) млн лет.

Сопоставление полученных значений возраста показывает, что для обеих проб распределения значений возраста циркона не отличается между собой, что также подтверждает текст Колмогорова—Смирнова (рис. 3). Для объединенной выборки возрастов выделяются 9 максимумов: 621 (14%), 781 (35%), 1113 (2%), 1421 (2%), 1857 (20%), 2301 (3%), 2553 (13%), 2761 (10%), 3229 (2%) млн лет. При этом максимальный возраст осадконакопления составляет 605 ± 6 млн лет, что соответствует эдиакарию согласно международной стратиграфической шкалы.

Таким образом, на основании минимальных оценок возраста циркона в песчаниках хужир-

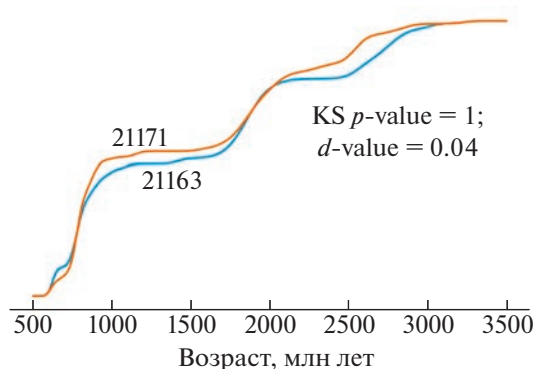


Рис. 3. Кумулятивные кривые распределения оценок возраста для проб 21163 (нижняя кривая) и 21171 (верхняя кривая).

ской свиты, а также, опираясь на современные стратиграфические корреляции [9], можно констатировать, что возраст хужирской свиты является позднедокембрийским и, соответственно, обнаруженные в ней алмазы поступили в осадочных бассейнах из докембрийских алмазосодержащих источников.

В первом приближении значения возраста наиболее молодых зерен циркона близки времени проявления в регионе карбонатитового и щелочно-силикатного магматизма [17]. Второй максимум (780–1000 млн лет) является доминирующим интервалом возраста для породных ассоциаций Тувино-Монгольского композитного террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [18], а наиболее древние четыре максимума отвечают возрасту проявления основных магматических и метаморфических процессов в южной части фундамента Сибирской платформы [19].

Потенциально докембрийские алмазосодержащие источники генетически и по возрасту формирования могли ассоциировать с магматическими комплексами позднего докембрия мантийной природы, известными в пределах южной части Сибирской платформы, к которым относятся породы Жидойского (632 ± 2 млн лет) и Белозиминского (643 ± 3 млн лет) массивов [17] (рис. 1). Наличие подобных комплексов позволяет допускать, что параметры геологической среды в пределах рассматриваемого участка фундамента платформы могли обеспечивать возможность проявления здесь родственного этим щелочным образованиям близковозрастного, или более древнего, но, в любом случае, докембрийского алмазосодержащего магматизма.

Рассматривая возможность поступления алмазов со стороны Центрально-Азиатского складчатого пояса, следует отметить, что в областях ЦАСП (рис. 1), прилегающих к бассейнам накопления отложений мотской серии, не отмечено геологи-

ческих комплексов архейского возраста, кроме небольшого фрагмента Тувино-Монгольского композитного террейна, а именно Гарганской глыбы. Исходя из этого, согласно правилу Клиффорда [20], комплексы ЦАСП не могли потенциально выступать в качестве вмещающих пород для докембрийских алмазосодержащих кимберлитов и/или лампроитов, и поэтому породные ассоциации ЦАСП не стоит рассматривать в качестве возможных источников сноса алмазов в отложения хужирской свиты эдиакария.

Оценка перспективности всей мотской серии и ее возрастных аналогов на юге Сибирской платформы на обнаружение в них алмазов предварительно не может оцениваться позитивно, так как в этих отложениях, а именно в породах усть-тагульской свиты Присяня и ушаковской свиты Прибайкалья, не отмечены ни находки алмазов, ни проявления россыпной золотоносности. Подобное обстоятельство может свидетельствовать о локальном характере обогащения отложений этого возрастного уровня как золотом, так и продуктами разрушения докембрийских алмазосодержащих образований, проявившемся только лишь в районе развития отложений хужирской свиты на рассматриваемом участке, или вблизи него.

Перспективы обнаружения докембрийских коренных источников алмазов в пределах рассматриваемой территории, как и в целом на юге Сибирской платформы могут быть оценены как достаточно невысокие в связи с тем, что алмазосодержащие породы, с высокой долей вероятности, могли быть полностью эродированы на протяжении длительной и интенсивной геологической эволюции данной территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kjarsgaard B.A., de Wit M., Heaman L.M., Pearson D.G., Stiefenhofer J., Januszcak N., Shirey S.B. A Review of the Geology of Global Diamond Mines and Deposits //

- Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. V. 88. P. 1–118.
2. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францесон Е.В. Геологические предпосылки алмазонасности докембрийских терригенных формаций Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 82–89.
3. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. Докембрийская алмазонасность Сибирской платформы: признаки и масштабы // Отечественная геология. 2019. № 4. С. 54–65.
4. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Докембрийские лампроиты Присяня // ДАН. 1993. Т. 329. № 3. С. 328–331.
5. Гладкоцуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В., ДеВазле Б., Мазукабов А.М. Возраст цирконов из алмазонасных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 567–572.
6. Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-грандьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U–Pb и Sm–Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21–37.
7. Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андрющенко С.В., Денисенко Е.П., Пермяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47. Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.
8. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
9. Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 19. № 1. С. 20–45.
10. Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкоцуб Д.П., Хубанов В.Б. Возраст детритовых цирконов и вещественные характеристики терригенных пород Присянянского регионального стратиграфического горизонта южной окраины Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 177–180.
11. Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran–Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis–Sayans Uplift, southwestern Siberian Platform // Geological Magazine. 2021. V. 158. № 7. P. 1156–1172.
12. Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. V. 26. P. 2508–2518.
13. Powerman V.I., Buyantuev M., Ivanov A.V. A Review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool “Dezirteer” along with the suggested universal workflow // Chemical Geology. 2021. V. 583. 120437.
14. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skår Ø., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.-F. Further characterisation of the 91500 zircon crystal // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. V. 28. P. 9–39.
15. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geology. 2004. V. 205. P. 115–140.
16. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. P. 1–35.
17. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
18. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
19. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19. № 3. P. 751–763.
20. Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth and Planetary Science Letters. 1966. V. 1. № 6. P. 421–434.

THE FIRST EVIDENCE OF PRECAMBRIAN DIAMOND SOURCES IN THE SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM: RESULTS OF U–Pb (LA-ICP-MS) GEOCHRONOLOGICAL INVESTIGATIONS OF DETRITE ZIRCON FROM SEDIMENTARY ROCKS OF THE MOTSKAYA SERIES

Corresponding Member of the RAS **D. P. Gladkochub^{a, #}, A. V. Ivanov^a, T. V. Donskaya^a, Z. L. Motova^a,
N. V. Brianskiy^{a, b}, and E. V. Reshetov^a**

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^b*A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: gladkochub@mail.ru*

U–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircons from diamond-bearing sandstones of the Khuzhir Formation of the Motskaya series of the sedimentary cover of the south of the Siberian platform were carried out. Similar spectra were obtained for two samples with the most representative peaks at 620, 780, 1860 and 2550 Ma and single data in the intervals 985–1000, 1400–1500, 1150–1190, 2700–2880 and 3225–3230 Ma. The maximum age of sedimentation is 605 ± 6 Ma, which corresponds to the Ediacaran and close to the time of the carbonatite and alkali-silicate magmatism in the region. Neoproterozoic data reflect the ages of the rocks of the Tuva-Mongolian terrane of the Central Asian Orogenic Belt, and the most ancient peaks are typical for the basement complexes of the southern Siberian platform. The obtained result supports the Ediacaran age the sediments studied and could be consider as first evidence of the presence of Precambrian diamond-bearing rocks within the Siberian platform.

Keywords: terrigenous rocks, detrital zircons, Precambrian, Siberian platform

УДК 551.72:549.02:550.4.08

ВОЗРАСТ РУДОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID-TIMS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАНАТА

© 2023 г. М. В. Стифеева^{1,*}, Е. Б. Сальникова¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹,
Ю. Д. Гриценко², И. Пейчева³

Поступило 30.11.2022 г.

После доработки 16.12.2022 г.

Принято к публикации 20.12.2022 г.

Проведены U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования граната из железо-магнезиальных метасоматитов рудопоявления района реки Курунг-Хоонку (Леглиерская группа месторождений, Западно-Алданский мегаблок). Полученные результаты (1901 ± 5 млн лет) являются первой “прямой” оценкой возраста процессов формирования рудоносных железомagneзиальных метасоматитов Алданского щита. Это свидетельствует об их связи с заключительными этапами раннепротерозойской тектономагматической эволюцией Алданского геоблока.

Ключевые слова: гранат, скарны, U–Pb возраст, Алданский щит

DOI: 10.31857/S2686739722602708, **EDN:** FEWJAG

Согласно современным схемам тектонического районирования [1, 2], Алданский щит подразделяется на Алданский геоблок и расположенные соответственно к западу и востоку от него Чара-Олёкминский и Батомгский геоблоки (рис. 1). По геологическим и геофизическим данным в пределах Алданского геоблока выделяют Западно-Алданский и Восточно-Алданский (Учурский) мегаблоки [1, 2]. В пределах восточной части Западно-Алданского мегаблока между реками Алдан и Тимтон расположены богатейшие по запасам флогопитовые и железорудные месторождения, имеющие оценки возраста которых ($1600–2230$ млн лет; K–Ar метод, флогопит [3]) находятся в широком диапазоне. Можно только предполагать, что их образование связано с раннепротерозойским этапом геологического развития Алданского щита. Для решения этой задачи выполнены U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования граната из железомagneзиальных метасоматитов района среднего течения реки

Курунг-Хоонку (Леглиерская группа железорудных месторождений).

В геологическом строении восточной части Западно-Алданского мегаблока Алданского щита принимают участие раннепротерозойские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса и супракрустальные образования федоровской толщи алданского гранулитогнейсового мегакомплекса, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации [2]. В составе федоровской толщи преобладают амфиболовые, биотит-гиперстеновые, гиперстен-амфиболовые, диопсид-амфиболовые и двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы, основные кристаллические сланцы, кальцифиры, мраморы, известково-силикатные, диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы. Возраст протолитов биотит-гиперстеновых плагиогнейсов (андезитов) федоровской толщи составляет 2006 ± 10 млн лет (U–Pb (ID-TIMS) метод по циркону [4]).

Рудоносные железомagneзиальные метасоматиты, с которыми связаны железорудные и флогопитовые месторождения, приурочены к карбонатсодержащим горизонтатам федоровской толщи. При этом железорудные месторождения, как правило, локализованы в карбонатных, а флогопитовые — в алюмосиликатных породах [5]. Рудные тела имеют линзообразную форму и располагаются согласно со структурными элементами вмещающих пород. Наряду с данными метасома-

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Геологический институт Болгарской академии наук,
София, Болгария

*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru

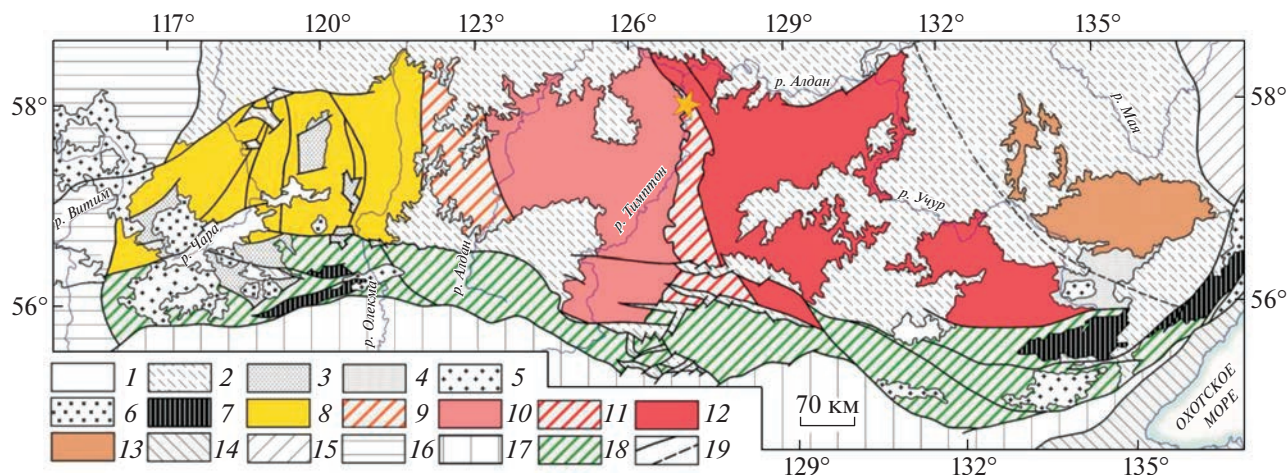


Рис. 1. Схематическая карта блокового строения Алданского щита и зоны сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью. 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 3 – удоканский комплекс; 4 – улканский комплекс; 5 – фанерозойские гранитоиды; 6 – гранитоиды кодарского комплекса; 7 – анортозиты; 8–13 – Алданский щит: 8 – Чаро-Олёкминский геоблок, 9 – зона сочленения Чаро-Олёкминского и Алданского геоблока, 10 – Западно-Алданский мегаблок Алданского геоблока, 11 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского геоблока, 12 – Восточно-Алданский (Учурский) мегаблок Алданского геоблока, 13 – Батомгский геоблок; 14 – Монголо-Охотская складчатая область; 15 – Верхоянско-Чукотская складчатая область; 16 – Байкальская складчатая область; 17 – Джугджуро-Становая складчатая область; 18 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 19 – разрывные нарушения.

титам на изученной территории встречаются редкие пространственно обособленные линзы и жильные тела скарноподобных пород известкового состава. Они описаны в пределах Тимптонской группы флогопитовых месторождений и железорудных месторождений Леглиерского рудного поля [6, 7].

Характерным пороодообразующим минералом этих пород является кальциевый гранат, который может выступать в качестве надежного U–Pb минерала-геохронометра для оценки возраста процессов скарнообразования.

Нами изучен гранат из рудопроявления р. Курунг-Хоонку, относящегося к Леглиерской группе месторождений. Породы диопсид-андрадитового состава слагают жильные тела, которые пересекают наиболее поздние структурные элементы, проявленные в породах федоровской толщи.

Цвет граната изменяется от коричнево-черного в крупных фрагментах, до зеленовато-коричневого в тонких сколах. По химическому составу он соответствует андрадиту (75–90%) с незначительной долей альмандина (до 2.44%), хатчеонита (1.26–3.61%), гроссуляра (до 20%) и Mg-моримонита (до 4%). Для этого граната характерны обогащение HREE ((Sm/Yb) = 0.61–0.68), резкое обеднение LREE ((La/Yb) = 0.06–0.07) и ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.43) (рис. 2).

Отбор микроанализов граната для U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований осуществлялся вручную с визуальным контролем

однородности выбранных фрагментов кристаллов. Предварительная подготовка микроанализов граната для геохронологических исследований включала два этапа. На первом этапе проводилась ультразвуковая очистка микроанализов граната в 1N HCl, а на втором – их промывание в 6–8N HCl при температуре около 110°C, согласно модифицированной методике [9]. Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор ^{235}U – ^{202}Pb . Разложение граната и химическое выделение Pb и U осуществлялись в соответствии с модифицированными методиками [10–12]. Определение изотопного состава Pb и U в гранате выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режиме (при помощи счетчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах “PbDat” [13] и “ISOPLOT” [14]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [15]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [16]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Для геохронологических исследований использованы три микроанализа граната (табл. 1). Содержание U в изученном гранате достигает 58 мкг/г, а доля обыкновенного свинца не превышает 0.2 нг. Они характеризуются незначительной (1–2%) возрастной дискордантностью. Как

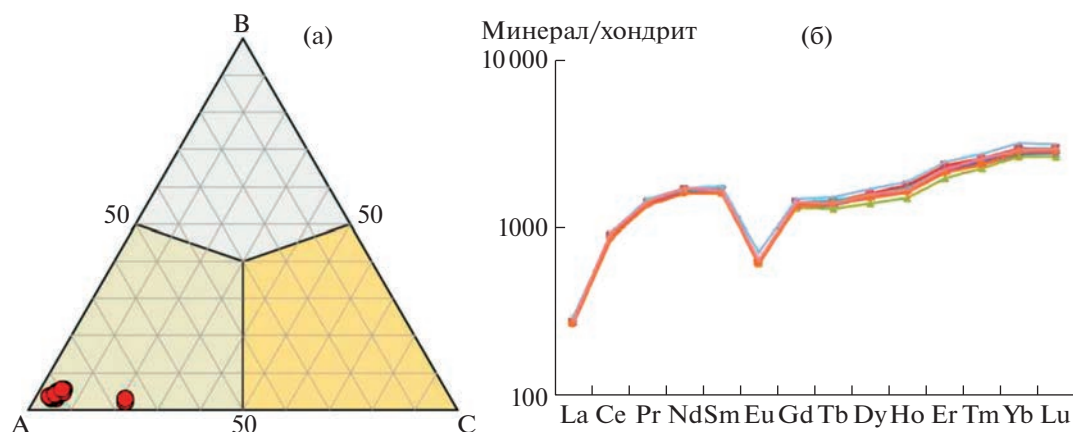


Рис. 2. а – состав граната из пород диопсид-андрадитового состава рудопоявления р. Курунг-Хоонку. А – андрадит ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}(\text{SiO}_4)_3$), В – спессартин ($\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), альмандин ($\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$),grossуляр ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), С – мори-мотоит ($\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})(\text{SiO}_4)_3$) + Mg-моримотоит ($\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$) + хатчеонит ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al}_2)_3\text{O}_{12}$). б – график распределения редкоземельных элементов в гранатах из пород диопсид-андрадитового состава рудопоявления р. Курунг-Хоонку. Нормировано по [8].

видно на рис. 3, точки изотопного состава граната располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 1901 ± 5 млн лет ($\text{СКВО} = 0.46$); нижнее пересечение отвечает 119 ± 430 млн лет.

Полученная оценка возраста граната из рудоносных железо-магнезиальных метасоматитов восточной части Западно-Алданского мегаблока Алданского щита свидетельствует о том, что их формирование произошло не на ранних, как это предполагалось ранее [17], а на заключительных этапах его раннепротерозойской эволюции – после формирования Тимтонской системы глубинных надвигов, обусловленной столкновением Олёкмо-Алданской континентальной микроплиты и пассивной окраины Учурской континентальной микроплиты [2].

В пределах ошибки она совпадает с возрастом постколлизии интрузий гранитоидов амутского комплекса и его возрастных и структурно-возрастных аналогов ($1899 \pm 6 - 1901 \pm 1$ млн лет, U–Pb (ID-TIMS) метод по циркону [18]) западной части Западно-Алданского мегаблока, а также чарнокитов Усть-Иджеского массива (1916 ± 10 млн лет, U–Pb (ID-TIMS) метод по циркону [19]) зоны сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского щита.

Представленные в статье геохронологические данные являются первой “прямой” оценкой возраста процессов формирования рудоносных железомагнезиальных метасоматитов Алданского щита и свидетельствуют о высокой устойчивости

Таблица 1. Результаты U–Pb геохронологических исследований граната из пород диопсид-андрадитового состава рудопоявления р. Курунг-Хоонку

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	1.12	20.03	58.35	0.01	4777	0.1163 ± 0.4	0.5112 ± 1	5.428 ± 76	0.3385 ± 5	0.97	1889 ± 3	1880 ± 3	1900 ± 1
2	0.41	16.84	48.70	0.03	1593	0.1163 ± 0.4	0.5083 ± 1	5.366 ± 149	0.3347 ± 9	0.99	1879 ± 5	1861 ± 5	1900 ± 1
3	1.00	11.55	33.44	0.001	1990	0.1163 ± 0.4	0.5124 ± 1	5.383 ± 70	0.3356 ± 4	0.97	1882 ± 2	1866 ± 2	1901 ± 1

^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Pbc – обычный Pb; Pbt – общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

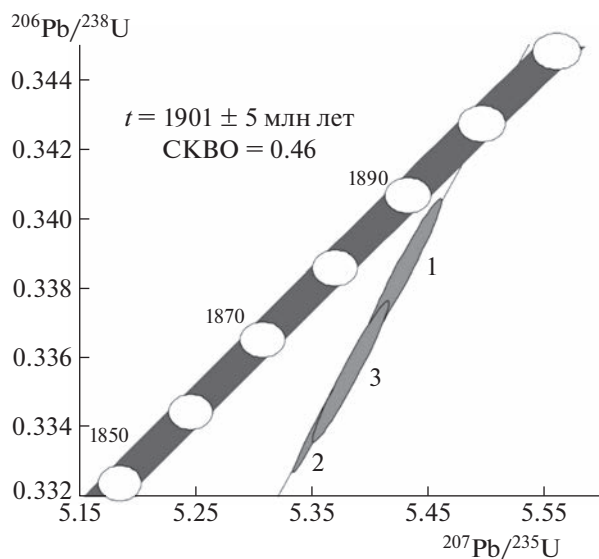


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для граната из пород андрадит-диопсидового состава рудопрооявления р. Курунг-Хоонку. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

U—Pb системы кальциевых гранатов в ходе процессов мезозойской тектономагматической активизации, проявленных в докембрийских комплексах южной части Сибирского кратона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Геохронологические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-17-00211), а геологические исследования — в рамках плановой темы и ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Докембрийская геология СССР / В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский, С.Б. Лобач-Жученко и др.; отв. ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов; АН СССР, Ин-т геологии и геохронологии докембрия. Л.: Наука: Ленингр. отд-ние, 1988. 439.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2003. 79 с.
- Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия) / отв. ред. А.П. Смелов и др.; ИГАБМ СО РАН, ИНГГ СО РАН. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2015. 459 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.
- Шенель А.Б. Закономерности размещения и зональность оруденения Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский Щит) // Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983. С. 54–65.
- Лицарёв М.А. Генезис флогопитоносных месторождений Алдана. М.: Изд-во Акад. Наук СССР. 1961. 167 с.
- Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра. 1974. 287 с.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- DeWolf C., Zeissler C.J., Haliday A., Mezger K., Essene E. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 121–134.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Horwitz E.P., Dietz M.L., Chiarizia R., Diamond H., Essling A.M., Graczyk D. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // Analitica Chimica Acta. 1992. V. 266. P. 25–37.
- Corfu F., Andersen T.B. U—Pb ages of the Dalsfjord Complex, SW Norway and their bearing on the correlation of allochthonous crystalline segment of the Scandinavian Caledonides // Inter. Journal of Earth Science. 2002. V. 91. P. 955–963.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. V. 4. 70 p.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Ленинград: Наука. 1975. 227 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 178 с.

AGE OF ORE-BEARING IRON-MAGNEZIAN METASOMATITES OF THE CENTRAL PART OF THE ALDAN SHIELD: RESULTS OF U–PB (ID-TIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF GARNET

**M. V. Stifeeva^{a, #}, E. B. Salnikova^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a,
Y. D. Gritsenko^b, and I. Peycheva^c**

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*

^b*Moscow State University, Geological Department, Moscow, Russian Federation*

^c*Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria*

[#]*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

U–Pb (ID-TIMS) geochronological studies of garnet from iron-magnesian metasomatites of the ore occurrence of the Kurung-Hoonku River area (Legliera group of deposits, West Aldan megablock) were carried out. The results obtained (1901 ± 5 MA) are first age determination of formation ore-bearing iron-magnesian metasomatites on the Aldan shield. It shows their connection with the final stages of the Early Proterozoic tectonic-magmatic evolution of the Aldan geoblock.

Keywords: garnet, skarn, U–Pb, Aldan shield

УДК 550.41

ЩЕЛОЧНЫЕ ВОДЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА Г. СОЛДАТСКОЙ (КАМЧАТКА): ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ, МИНЕРАЛОГИЯ И ^{14}C -ВОЗРАСТ ТРАВЕРТИНОВ

© 2023 г. Ю. А. Таран¹, Д. П. Савельев^{1,*}, Г. А. Пальянова²,
член-корреспондент РАН Б. Г. Покровский³

Поступило 20.12.2022 г.
После доработки 09.01.2023 г.
Принято к публикации 16.01.2023 г.

Впервые дано подробное описание источников щелочных вод ($\text{pH} > 10$), обнаруженных в пределах ультраосновного массива г. Солдатской на п-ове Камчатский Мыс (Камчатка). Химический состав вод источников и зависимость отношений и концентраций некоторых компонентов от pH соответствуют участию этих вод в процессе современной серпентинизации ультраосновных пород массива. В воде наиболее щелочных источников ($\text{pH} 12.3$) обнаружен растворенный водород в концентрации примерно 0.6 ммоль/л. Поведение изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) карбонатов, осаждающихся из вод этих источников, отличается от известного тренда для “метеогенных” травертинов, связанных с серпентинизацией ультрабазитов. Возраст травертинов, определенный радиоуглеродным методом, близок к современному.

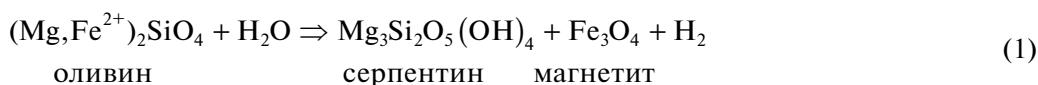
Ключевые слова: щелочные воды, п-ов Камчатский Мыс, ультраосновные породы, серпентинизация, возраст травертинов

DOI: 10.31857/S2686739722602897, **EDN:** FFTATX

Формирование природных вод с pH выше 11 за последние несколько десятилетий, начиная с работы Барнса и др. [1], привлекло внимание многих исследователей из-за широчайшего спектра вопросов, проблем и приложений, которые возникают при изучении этого природного феномена. В большинстве случаев такие воды являются продуктом современной серпентинизации ультраосновных пород. Они известны как на суше в самых разных тектонических обстановках, так и на морском дне — на срединных хребтах или в

преддуговых зонах. Научные и прикладные задачи, которые связаны с формированием таких вод, варьируют от происхождения абиогенных углеводородов и жизни, палеоклиматологии, химической эрозии до водородной энергетики и захоронения углекислоты. С обширной литературой, посвященной этим проблемам, можно ознакомиться в ряде обзоров и статей (например, в [2–4]).

Основным химическим процессом, приводящим к серпентинизации ультраосновных пород, может служить обобщенная реакция:



На самом деле процесс этот достаточно сложный, многоступенчатый, различные его аспекты

подробно рассмотрены в нескольких работах. В работе [5], например, проведено термодинамическое моделирование серпентинизации в различных геохимических обстановках в широком интервале температур с участием как пресной, так и морской воды. На суше серпентинизация осуществляется, как правило, с участием грунтовых вод при температуре окружающей среды в закрытых по отношению к атмосфере условиях. Гиперщелочными (термин, принятый в литературе) принято считать воды с pH выше 10. Высокие pH

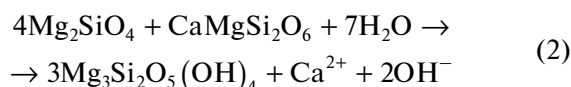
¹Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Петропавловск-Камчатский, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

³Геологический институт Российской академии наук,
Москва, Россия

*E-mail: saveliev@kscnet.ru

в самом обобщенном виде получаются за счет гидролиза минералов [4]:



Высокие pH разгружающихся источников способствуют поглощению атмосферной углекислоты и последующему отложению карбонатов кальция, иногда доломитизированных — так называемых, метеогенных травертинов (например [6]). Такие источники практически всегда видны на поверхности, благодаря шлейфам травертиновых выходов. Травертины состоят главным образом из кальцита и арагонита и характеризуются специфическим изотопным составом углерода и кислорода, как правило, отличающимся от состава атмосферного CO_2 и, благодаря кинетическим эффектам фракционирования, имеющим примерно линейный тренд на графике $\delta^{18}\text{O}$ от $\delta^{13}\text{C}$ (например [7] и ссылки в этой работе). Поскольку метеогенные травертины формируются при участии атмосферной углекислоты, содержание радиоуглерода в них соответствует времени осаждения. Поэтому травертины гиперщелочных источников могут быть использованы в целях геохронологии, если удастся опробовать достаточно мощные слои травертиновых отложений [8, 9].

Самая северная находка таких высокощелочных вод (примерно 58°с.ш.) — это ультраосновной массив Tablelands на острове Ньюфаундленд (Канада) [10]. Насколько нам известно, в России такие воды описаны не были. Даже в известной монографии Крайнова и др. “Геохимия подземных вод” [11] щелочные воды не упоминаются, если не считать скважинных рассолов Кольского п-ва, природа которых не обсуждается.

При проведении полевых работ в 2012 г. [12, 13] на Камчатке в пределах п-ва Камчатский Мыс на склонах горы Солдатская были обнаружены щелочные источники вод (далее “Солдатские”), имеющих pH от 10.6 до 11.2. Полевые работы 2022 г. позволили провести детальные исследования и выявить источники вод, имеющих pH выше 12. В этой статье мы приводим первые результаты изучения химического и изотопного состава воды 8 источников, а также данные о минералогии и изотопном составе ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) сопутствующих травертинов, включая их радиоуглеродный возраст.

Гипербазиты довольно широко распространены в южной части п-ова Камчатский Мыс, они образуют покровы и зоны серпентинитового меланжа мощностью от первых до сотен метров [14]. Наиболее крупное тело гипербазитов площадью около 70 км^2 расположено в верховьях р. Белой — массив горы Солдатской (рис. 1). Глубина эрози-

онного вреза по долине р. Белой достигает 800 м. Перидотиты массива г. Солдатской представлены шпинелевыми гарцбургитами, лерцолитами и дунитами. Важной особенностью гипербазитов массива г. Солдатской является неравномерная серпентинизация пород от полностью серпентинизированных разностей, иногда превращенных в серпентинитовые глины вдоль тектонических зон, до практически свежих пород, в которых содержание серпентина не превышает 0.5%.

Все опробованные источники разгружаются на достаточно крутых склонах, образуя небольшие, стекающие по склону ручьи, русла которых покрыты светлыми осадками травертинов от чисто белого до желто-бурого цвета. На рис. 2 показано расположение опробованных источников в долине левого притока р. Белой на абсолютных высотах 480–580 м (230–330 м выше уровня р. Белой). Все источники (Б1–Б7) находятся на борту левого берега, самые верхние, Б5 и Б6, на высоте около 40 м над дном ущелья. На краю берегового откоса видна линейная разгрузка источников, отмеченная белыми шлейфами травертинов. Источники Б1–Б6 представляют собой небольшие (примерно $20 \times 20 \text{ см}^2$ или меньше) ванны в цементированных породах. Источник Б7 разгружается из тектонической трещины (рис. 2, врезка), появившейся, видимо, в результате раскола травертинового чехла при сейсмических подвижках. Источник Б10 находится в борту аллювиальной террасы р. Белой на высоте около 10 м над уровнем реки, абсолютная отметка — 385 м. В стороне от источника в склоне наблюдается цоколь террасы — коренной выход интенсивно серпентинизированных и сцементированных карбонатом обломков гипербазитов, который, видимо, является водупором для грунтовых вод. Источник Б10 отличается протяженным, около 30 м, травертиновым шлейфом светло-бурой окраски. Ни в одном из опробованных источников визуально не наблюдалось присутствие свободных газов.

МЕТОДЫ

Расходы опробованных источников очень небольшие, существенно ниже 1 л/с. На месте выходов измерялись pH, температура и концентрация растворенного водорода датчиком УУ-400 (Китай) (табл. 1). Химический состав вод определялся в лаборатории методом ионной хроматографии, щелочность — потенциометрическим титрованием. Изотопный состав воды источников (δD и $\delta^{18}\text{O}$) анализировали в ГИН РАН на изотопном анализаторе Pícargo L2140-i. Результаты для воды представлены в δ — единицах относительно стандарта V-SMOW. Точность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD составила ± 0.1 и $\pm 1\%$ соответственно. Изотопный состав углерода и кислорода травертинов определяли в Институте геологии Нацио-

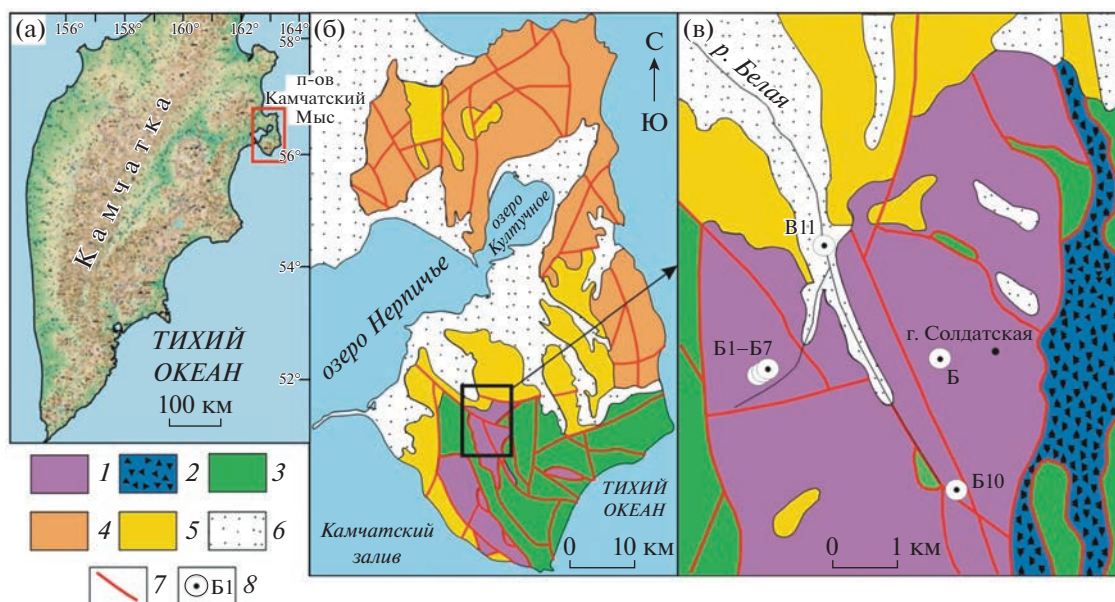


Рис. 1. Полуостров Камчатский Мыс на карте Камчатки (а); тектоническая карта полуострова Камчатский Мыс и упрощенная геологическая карта изучаемой территории (б, в) по [15]. 1 – дуниты и гарцбургиты Солдатского массива (на В), меловые габбро, гипербазиты и серпентинитовый меланж офиолитовой ассоциации (на Б); 2 – серпентинитовый меланж; 3 – меловые вулканогенно-кремнистые образования смагинской и пикежской свит; 4 – мел-палеогеновые образования Кроноцкой палеодуги; 5 – плиоцен-эоплейстоценовые морские образования ольховской свиты; 6 – рыхлые четвертичные образования различного генезиса; 7 – основные разломы; 8 – места отбора проб. Точка Б – неопробованные источники.

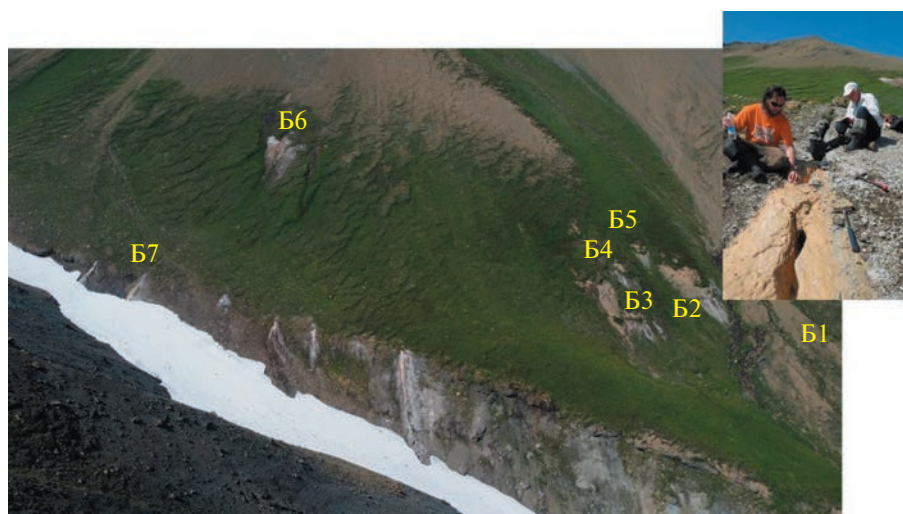


Рис. 2. Источники долины левого притока р. Белой. Во вставке источник Б7, разгружающийся из глубокой трещины с желтым травертином. Фото Ивана Савельева.

нального университета Мексики. Анализ был выполнен с использованием опции Gas Bench II на масс-спектрометре MAT 253 (“Thermo”, Германия). Для калибровки был использован CO_2 с сертифицированным изотопным составом. Разложение проб и стандартов С-О-1 и NBS-19 проводилось с помощью 100%-й H_3PO_4 при 50°C . Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приводятся в промилле (‰)

относительно стандарта V-PDB. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ составляет $\pm 0.1\text{‰}$.

Рентгеноструктурный анализ проводили также в Институте геологии Национального университета Мексики на дифрактометре Malvern Panalytical Empyrean (45 kV, 40 mA, $4 < 2\theta < 80^\circ$). Идентификацию фаз проводили с использованием программы Highcore v. 4.5.

Таблица 1. Координаты источников, абсолютные отметки высот и полевые характеристики. *S* — удельная проводимость

№	Объект	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Абс. высота, м	<i>T</i> °C	pH	<i>S</i> , µS
Б1	источник	56°12.05′	162°54.02′	518	4.5	9.83	134
Б2	— “ —	56°12.02′	162°53.82′	543	8.1	10.27	165
Б3	— “ —	56°12.01′	162°53.81′	557	6.2	10.91	218
Б4	— “ —	56°11.98′	162°53.75′	542	4.2	10.58	120
Б5	— “ —	56°11.96′	162°53.73′	569	5.7	9.96	139
Б7	— “ —	56°11.94′	162°53.80′	547	4.2	11.58	412
Б10 верх	— “ —	56°10.87′	162°56.39′	410	6.6	12.23	1264
Б10 низ	— “ —	56°10.87′	162°56.39′	400	8.1	12.01	1044
Б11	река	56°12.74′	162°54.54′	244	4.3	8.86	103

Радиоуглеродный анализ проводили в лаборатории BETA ANALYTIC (США) методом AMS (Accelerator Mass Spectrometer). Результаты нормализовались по стандарту щавелевой кислоты II (NIST SRM 4990C) и корректировались с помощью стандарта, не содержащего ^{14}C CO_2 (IAEA C-1).

Точность измерения была лучше, чем $\pm 5\%$ по современному стандарту. Радиоуглеродные данные выражены в обычных возрастах ^{14}C , согласно [16]. Расчеты индексов насыщения проводились с помощью программы SOLVEQ с улучшенной базой термодинамических данных [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Состав вод. Химический состав вод опробованных источников приведен в табл. 2. Воды только двух источников, Б7 и Б10, имеют заметную минерализацию, причем явно хлоридно-натриевого состава. Они же отличаются наивысшими значениями pH (11.6 и 12.3). Воды остальных источников чрезвычайно разбавлены, они фактически пресные, но с высоким pH. Все воды почти бессульфатные, с суммарной концентрацией $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ менее 250 мг/л.

Сумма концентраций карбонатных компонентов в пробах, для которых потенциометрический анализ не был выполнен, определялась из ионного баланса. Отношение $r = \text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$ рассчитывалось с учетом равновесия $\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-} = \text{HCO}_3^-$, т.е. $r = 10^{(\log K - \text{pH})}$, где *K* — константа равновесия. В расчете учитывались величины, определенные в лаборатории. В координатах Na—Cl (рис. 3 а) наблюдается смещение пресных поверхностных вод и хлоридно-натриевых вод более глубоких горизонтов. Природа этих Na—Cl-вод неясна, но, скорее всего, это воды, связанные с меловыми морскими осадками. Рисунки 3 б и 3 в показывают связь между pH, отношениями $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ и

$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$. Эти графики, практически для всех исследованных щелочных источников, ассоциированных с ультраосновными породами, весьма похожи (например [8]). С ростом щелочности падает концентрация магния до уровня десятков мкг/л в результате осаждения брусита. Воды источников Б1—Б7 и Б10 пересыщены по отношению к кальциту, арагониту, тальку и серпентину (хризотил), а по отношению к бруситу наблюдается характерная зависимость от pH; брусит становится пересыщенным при pH выше 11. Индексы насыщения определяются как логарифмы отношений произведений активности в реальных растворах к теоретическим произведениям активности при данных температурах.

Точки изотопного состава воды источников (табл. 2), если нанести их на диаграмму $\delta D - \delta^{18}\text{O}$, лягут несколько выше линии Крейга, примерно на 6‰ по δD , но близко к региональной линии метеорных вод, построенной для Камчатского региона в работе [18].

В водах двух источников, Б7 и Б10, был обнаружен растворенный водород. Причем в источнике Б10 его концентрация оказалась весьма высокой, около 0.6 ммоль/л, т.е. половина растворенного газа пришлась на водород. В источнике Б7 растворенного H_2 примерно в 20 раз меньше.

СОСТАВ ТРАВЕРТИНОВ

Минералогия. В табл. 3 приведены данные рентгеноструктурного и изотопных анализов, полученные для травертинов опробованных источников. Рентгеноструктурный анализ показал, что травертины сложены или преимущественно кальцитом, или арагонитом, в Б4 еще и магнезитом. Полиморфизм карбонатных осадков различной природы изучался многими авторами. В случае метеогенных травертинов было показано, что кальцит осаждается при более высоких pH, чем

Таблица 2. Химический и изотопный состав вод Солдатских источников

№	Б1	Б2	Б3	Б4	Б5	Б7	Б10.1	Б10.2	Б11
							верх	низ	река
$T^{\circ}\text{C}$	4.5	8.1	6.2	4.2	5.7	4.2	6.6	8.1	4.3
pH (поле/лаб)	9.1/9.83	9.61/10.27	10.53/10.91	10.21/10.58	—/9.96	11.5/11.58	12.1/12.3	—/11.91	—/8.86
Cl^-	6.8	6.3	10.3	6.1	6.1	32	162	139	2.4
SO_4^{2-}	1.1	1.0	1.4	2.1	0.40	0.56	0.40	0.65	1.3
Na^+	7.5	6.7	15.0	3.6	3.8	47	172	147	2.8
K^+	1.6	1.3	1.5	1.0	3.3	1.9	3.3	2.8	0.2
Ca^{2+}	3.4	8.3	13.8	7.8	6.7	2.0	2.8	4.6	8.7
Mg^{2+}	9.6	13.8	4.1	9.6	13.7	0.72	0.35	0.54	8.2
HCO_3^-	56	63	28	32	73	36	48	53	56
CO_3^{2-}	11	36	65	33	19	80	197	150	2
$\text{H}_2(\text{раст})$	0	0	0	0	0	0.032	0.61	0.32	0
$\delta\text{D} \text{‰}$	—83.2		—86.9			—87.2	—85.8		—80.4
$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	—12.0		—12.8			—12.5	—12.9		—12.1

Концентрации в мг/л; концентрация растворенного водорода в ммоль/л. Цифры курсивом — рассчитанные концентрации HCO_3^- и CO_3^{2-} , см. текст.

арагонит (напр., [19]), но, кроме pH, важную роль играет и степень пересыщения раствора по отношению к тому или иному минералу. Из таблицы следует, что травертины наиболее щелочных источников Б10 состоят на 99% из кальцита, а травертины источников Б3, Б4 и Б7 в основном сложены арагонитом. Однако в источнике Б5 с pH ниже 10 тоже осаждается травертин в основном кальцитового состава, поэтому в нашем случае связь между pH раствора и полиморфизмом карбонатов кальция неоднозначна.

Изотопный состав углерода и кислорода травертинов. Изотопный состав углерода и кислорода травертинов показаны на рис. 4, в координатах

$\delta^{18}\text{O}$ от $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), где добавлены фигуративные точки травертинов наиболее известных гиперщелочных вод Омана, Калифорнии, Северной Италии и Ньюфаундленда [7, 8, 10]. Для травертинов первых трех систем наблюдается корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в широком диапазоне значений, примерно от 0 до -25‰ с наклоном примерно 1:1. Изотопно-тяжелым конечным членом этого тренда, похожего на тренд смешения, служит атмосферная углекислота, а наиболее изотопно-облегченные значения доходят до величин, характерных для органического углерода. Этот общий тренд, как показано в недавних работах, является не результатом смешения, а продуктом процессов

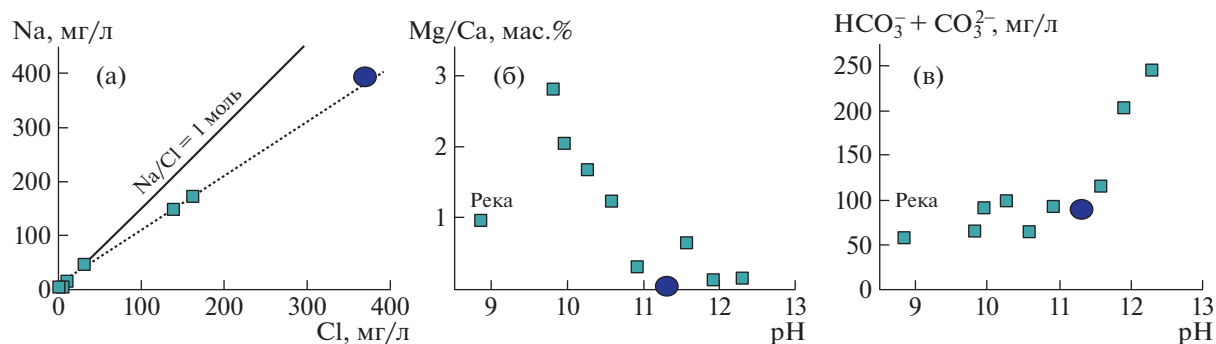


Рис. 3. (а) — График смешения в координатах концентраций Na от Cl; (б и в) — зависимость отношения Mg/Ca (весовые отношения) и суммы концентраций карбонатов от pH. Синий символ — данные из сообщения [13] (проба D1270), анализ сделан из воды источника Б10.

Таблица 3. Данные рентгеноструктурного анализа, изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и ^{14}C -возраст травертинов

№	pH	Арагонит	Кальцит	Магнезит	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	^{14}C -возраст, лет
Б3	10.53	91.9	0	0	-12.4	-9.2	—
Б4	10.21	62.4	6.6	31	-2.2	-9.5	—
Б5	9.96	0	97.8	0	-5.7	-10.4	—
Б7	11.5	95.2	4.8	0	-10.7	-9.5	1180 ± 30
Б10 верх	12.1	0	99.8	0	-17.7	-17.0	114 ± 0.4
Б10 низ	11.9	—	—	—	-16.9	-16.2	104 ± 0.4

кинетического изотопного фракционирования при осаждении карбонатов в результате растворения атмосферного CO_2 в воде с высоким pH [7, 8]. Температуры источников первых трех систем, расположенных в бесснежных регионах с теплым климатом, в среднем выше 20°C , источники Омана имеют температуры выше 30°C . Однако точки для Солдатских травертинов существенно выпадают из этого тренда — они ложатся значительно правее него и не коррелируют между собой. Там же ложатся точки для травертинов Ньюфаундленда [10]. Источники Ньюфаундленда имеют температуры $8\text{--}15^\circ\text{C}$, Солдатские источники — от 4 до 8°C . Возможно, что наблюдаемый эффект

как-то связан с температурой разгрузки источников и осаждения карбонатов. Необходимо проанализировать значительно больший набор образцов, как воды, так и травертинов, чтобы попытаться понять эти закономерности.

Обращает также внимание, что неким пределом для изотопного состава кислорода травертинов, как для Солдатских источников, так и щелочных вод Омана и Калифорнии, служит зона составов, близких к значениям $\delta^{18}\text{O}$, определяемых из изотопного равновесия между водой и карбонатом (кальцитом, арагонитом или доломитом). На графиках показаны эти зоны для источников Омана с $\delta^{18}\text{O}$ воды около 0‰ (VSMOW) и средней температурой источников 30°C , а также для исследованных источников с $\delta^{18}\text{O}$ воды -12.5‰ (VSMOW) и средней температурой 7°C . Эти зоны показаны заштрихованным полем на рис. 4; при расчете использовались выражения для равновесных факторов фракционирования изотопов кислорода между карбонатами и водой, приведенные в работе [20].

Возраст травертинов. Травертины источника Б10 с pH выше 12 оказались практически современными (табл. 3), причем осадки в месте выхода источника и в 30 м ниже, в русле образованного ручья, имеют примерно одинаковый измеренный возраст около 100 лет. Образец, выбранный для определения возраста источника Б7 с pH 11.5, был взят в нише трещины, по которой стекает вода источника (рис. 2, врезка). Он представлял собой нечто вроде небольшого сталактита размером около 2 см. Его возраст оказался существенно старше, 1180 лет. В любом случае, эти определения возрастов показывают, что содержание современного углерода в травертинах Б7 и Б10 выше 90%, т.е. источником этого углерода может быть только атмосферный CO_2 . Возможно, при этом следует отметить, что отношение $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ в современном атмосферном CO_2 практически приблизилось к этому отношению для добомбового уровня (раньше 1950 г.) CO_2 [16].

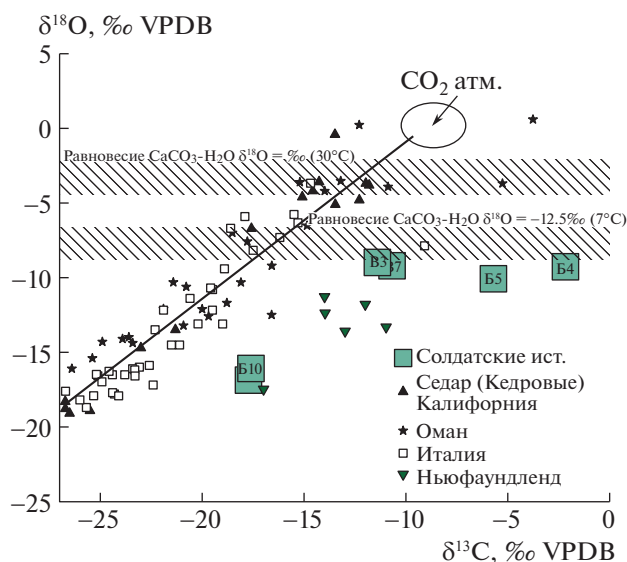


Рис. 4. Изотопный состав травертинов Солдатских источников. Показаны также данные для наиболее известных щелочных систем в Омани, Калифорнии (The Cedar), Северной Италии, а также травертинов Тейблендс Ньюфаундленда. Первые три системы образуют общий тренд, в то время как состав травертинов Солдатских источников и Ньюфаундленда смещены вправо [7, 8, 10]. Заштрихованные поля — расчетные величины карбоната кальция, равновесного с водой с разным изотопным составом кислорода при разных температурах (см. текст).

ВЫВОДЫ

Впервые дано подробное описание источников щелочных вод ($\text{pH} > 10$), разгружающихся в пределах ультраосновного массива г. Солдатской на п-ве Камчатский Мыс.

Химический состав вод источников, зависимость отношений $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ и суммы концентраций карбонатных компонентов ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) от pH указывают на формирование этих вод за счет современной серпентинизации ультраосновных пород.

В самых щелочных водах источников ($\text{pH} 12.3$) обнаружен растворенный водород с концентрацией примерно 0.6 ммоль/л.

Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) карбонатных отложений (травертинов), осаждающихся из вод этих источников, отличается от известного тренда, установленного для “метеогенных” травертинов, возможно, из-за чрезвычайно низких температур источников (4–8°C).

Возраст травертинов, определенный радиоуглеродным методом, близок к современному (100–1000 лет).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Е. Волошиной, Т. Пи-Пюиг, Ф. Отеро и А. Ермакову за аналитические работы, а также Н. Некрылову за помощь при полевых работах. Учет высокопрофессиональных замечаний Е.О. Дубининой позволил значительно улучшить текст статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 22-27-00029.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barnes I., Lamarche V., JR., Himmelberg G. Geochemical evidence of present-day serpentinization // *Science*. 1967. V. 156. P. 830–832.
2. Chavagnac V., Monnin C., Ceuleneer G., Boulart C., Hoareau G. Characterization of hyperalkaline fluids produced by low-temperature serpentinization of mantle peridotites in the Oman and Ligurian ophiolites // *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*. 2013. V. 14 (7). P. 2496–2522.
3. Dubinina E., Chernyshev I., Bortnikov N., Lein A., Sargalevich A., Gol'zman Y., Bairova E., Mokhov A. Isotopic–geochemical characteristics of the Lost City hydrothermal field // *Geochemistry Int.* 2007. 45. P. 1131–1143.
4. Paukert A.N., Matter J.M., Kelemen P.B., Shock E.L., Havig J.R. Reaction path modeling of enhanced in situ CO_2 mineralization for carbon sequestration in the peridotite of the Samail Ophiolite, Sultanate of Oman // *Chemical Geology*. 2012. V. 330. P. 86–100.
5. Palandri J.L., Reed M.H. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68 (5). P. 1115–1133.
6. Pentecost A. *Travertine*. Berlin, Springer-Verlag. 2005. 445 p.
7. Christensen J.N., Watkins J.M., Devriendt L.S., DePaolo D.J., Conrad M.E., Voltolini M., Yang W., Dong W. Isotopic fractionation accompanying CO_2 hydroxylation and carbonate precipitation from high pH waters at The Cedars, California, USA // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2021. V. 301. P. 91–115.
8. Schwarzenbach E.M., Lang S.O., Früh-Green G.L., Lilley M., Bernasconi S.M., Mehay S. Sources and cycling of carbon in continental, serpentinite-hosted alkaline springs in the Voltri Massif, Italy // *Lithos*. 2012. V. 177. P. 226–244.
9. Ternieten L., Früh-Green G.L., Bernasconi S.M. Carbon geochemistry of the active serpentinization site at the Wadi Tayin Massif: Insights from the ICDP Oman Drilling Project: Phase II // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. e2021JB022712. <https://doi.org/10.1029/2021JB022712>
10. Szponar N., Brazelton W.J., Schrenk M.O., Bower D.M., Steele A., Morrill P.L. Geochemistry of a continental site of serpentinization, the Tablelands Ophiolite, Gros Morne National Park: A Mars analogue // *Icarus*. 2012. V. 224(2). P. 286–296. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.004>
11. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеиц В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. Москва: Наука, 2004. 677 с.
12. Савельев Д.П., Новаков Р.М., Черкашин Р.И. Травертины и спелеотемы п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2014. № 2 (Выпуск 24). С. 7–11.
13. Новаков Р.М., Савельев Д.П., Белова Т.П., Паламарь С.В. Травертины Камчатского Мыса // *Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 97–103.
14. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // *Геотектоника*. 2006. № 4. С. 61–89.
15. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 226 с. + 2 вкладки.
16. Reimer P.J., Brown T.A., Reimer Ron W. Discussion: Reporting and calibration of post-bomb ^{14}C data // *Radiocarbon*. 2004. V. 46 (1). P. 1111–1150.
17. Reed M.H., Spycher N.F. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution //

- Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. P. 1479–1492.
18. Чешко А.Л., Есиков А.Д. Дейтерий и кислород-18 в атмосферных осадках, поверхностных и грунтовых водах Камчатки и Курильских островов. Водные ресурсы. 1990. № 6. С. 34–43.
19. Jones B. Review of calcium carbonate polymorph precipitation in spring systems // Sedimentary Geology. 2017. V. 353. P. 64–75.
20. Horita J. Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite–water–CO₂ to elevated temperatures // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. V. 129. P. 111–124.

ALKALINE WATERS OF THE ULTRABASIC MASSIF OF Mt SOLDATSKAYA, KAMCHATKA: CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION, MINERALOGY AND ¹⁴C AGE OF TRAVERTINES

Yu. A. Taran^a, D. P. Savelyev^{a, #},

G. A. Palyanova^b, and Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences B. G. Pokrovsky^c

^a*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

^b*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: savelyev@kscnet.ru*

For the first time, a detailed description of springs with alkaline waters (pH > 10) found within the ultrabasic massif of the Mt. Soldatskaya on the Kamchatsky Mys Peninsula in Kamchatka is presented. The chemical composition of the springs and the dependence of the ratios and concentrations of some components on pH correspond to the formation of these waters due to modern serpentinization of ultramafic rocks. The most alkaline springs (pH 12.3) contain dissolved hydrogen at a concentration of about 0.6 mmol/l. The behavior of the isotopic composition of carbonate travertines precipitated from these springs ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) differs from the known trend for “meteogenic” travertines, associated with serpentinization of ultrabasic rocks in Oman and California. The age of travertines, determined by the radiocarbon method is close to the modern.

Keywords: alkaline waters, Kamchatsky Mys Peninsula, ultramafic rocks, serpentinization, age of travertines

УДК 553.08

РАЗМЕРНЫЙ ЭФФЕКТ И КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИББСИТА В БОКСИТОНОСНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

© 2023 г. Н. М. Боева^{1,*}, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 09.01.2023 г.

После доработки 02.02.2023 г.

Принято к публикации 08.02.2023 г.

На примере месторождения Центральное Чадобецкого поднятия выявлена взаимосвязь кристалло-морфологических особенностей гиббсита с его положением в бокситоносном профиле коры выветривания. Снизу вверх, в различных частях профиля, в результате инфильтрационного метасоматоза и различных физико-химических условий, происходит увеличение свободного пространства, способствующее росту кристаллов гиббсита. Чем выше залегает порода, тем она более пористая. Таким образом, в разрезе снизу вверх размер кристаллов гиббсита увеличивается, усложняется его морфология. Методом термического анализа установлено, что чем больше размеры кристаллов гиббсита, тем больше бёмита образуется при его нагревании. Эти выводы помогут технологам подобрать наиболее рациональную схему переработки бокситов.

Ключевые слова: гиббсит, бёмит, бокситоносная кора выветривания, размерный эффект

DOI: 10.31857/S2686739723600133, **EDN:** DUPUNC

ВВЕДЕНИЕ

Алюминий — основной промышленно важный металл в машиностроении, авиастроении, в производстве беспилотников, в строительной индустрии и в быту. Основное сырье для производства алюминия — бокситовые руды. В них главными рудообразующими минералами являются гиббсит и бёмит [1]. Для определения режимов работы перерабатывающих предприятий необходимо установить минеральный состав бокситов и морфологические особенности минералов алюминия. Получение глинозема с использованием Байеровского процесса, т.е. путем выщелачивания боксита при взаимодействии со щелочно-алюминатным раствором и дальнейшем выделении из раствора гидроксида алюминия, в значительной степени определяется минеральным составом руд. Наиболее легко протекают реакции при переработке гиббситового боксита. Важное значение при этом приобретает размерный эффект — зависимость свойств вещества от его дисперсности. На растворимость гиббсита в технологическом цикле влияют его дисперсность и особенности структуры. При увеличе-

нии температуры часть гиббсита переходит в бёмит [2]. Для переработки бёмитового боксита требуются более высокие температура и давление [3].

Исследованием термических превращений гидроксидов алюминия при нагревании занимались многие исследователи [4–7]. В результате было сделано много противоречивых выводов. Это, вероятно, связано с тем, что эксперименты проводились в разных условиях и разными методами, используемыми для определения тепловых преобразований. Начальной стадией термического разложения гиббсита являются диффузия протонов и реакция с гидроксильными ионами с образованием воды. Этот процесс устраняет связующие силы между слоями структуры гиббсита и вызывает изменения химического состава и плотности внутри слоя [8]. Для превращения гиббсита в бёмит необходимы гидротермальные условия в кристалле, при которых внутри кристаллитов образуется избыточное давление водяного пара. При этом на поверхности кристаллов при первоначальном преобразовании гиббсита в бёмит происходит образование непроницаемого слоя. Выделение воды из внутренней части кристалла прекращается, что способствует образованию бёмита [9]. Это подтверждается экспериментальными исследованиями [10].

В других моделях превращение гиббсита в бёмит начинается непосредственно внутри кристалла, при этом сам гиббсит, как оболочка во-

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: boeva@igem.ru



Рис. 1. Образование фазы бёмита при термическом разложении гиббсита.

круг образовавшегося внутри бёмита, замедляет выделение воды [11].

В серии статей, которые посвящены методам термического анализа, предлагают количественную оценку содержания гиббсита в бокситовых рудах с погрешностью эксперимента ($\pm 1\%$). В бокситах практически всегда присутствуют минералы, не содержащие глинозем. В основном это минералы железа. Практически все минералы-примеси в боксите, за исключением оксида титана (TiO_2) в виде анатаза (или рутила), можно обнаружить термическим методом [9, 10].

При количественном определении гиббсита в боксите методом термического необходимо учитывать, что этот минерал при нагревании частично переходит в бёмит. Некоторые исследователи считают, что в процессе обезвоживания гиббсит теряет не все три молекулы воды, а только 2.75, а оставшиеся 0.25 H_2O удаляется при обезвоживании бёмита, образовавшегося при дегидроксилизации гиббсита [12, 13]. Утверждалось также, что гиббсит разлагается до бёмита независимо от распределения частиц по размерам [14].

Чтобы разрешить имеющиеся противоречия, было проведено изучение минерального состава бокситов, парагенетических ассоциаций в зависимости от их положения в профиле коры выветривания, и в особенности, кристалломорфологии и размеров, кристаллов гиббсита, с помощью синхронного термического анализа. Фазовый состав в боксите был подтвержден рентгенофазовым методом, а морфология кристаллов — сканирующей электронной микроскопией.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Были изучены бокситы из разных зон латеритного профиля Центрального месторождения на

Чадобецком поднятии. Чадобецкое поднятие расположено в юго-западной части древней Сибирской платформы на междуречьи Ангары и Подкаменной Тунгуски. Куполовидное поднятие представляет собой брахиантиклинальную структуру, осложненную двумя выступами-ядрами: северным, или Териновским и южным, или Чуктуконским. Они сложены докембрийскими отложениями, вмещающими штоки, дайки, силлы щелочных ультрабазитов, кимберлитовых трубок и карбонатитовых тел, рассматриваемых как единый чадобецкий комплекс щелочных ультраосновных пород. Формирование любых кор выветривания всегда сопровождается частичной синхронной денудацией и переотложением продуктов выветривания с последовательным отложением слоев слоистых силикатов, бокситовых глин и осадочных бокситов [15, 16].

Образцы отбирались и пронумеровывались снизу вверх (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы измельчали до фракций размером 0.071 мм с помощью агатовой мельницы.

Химический состав бокситов анализировали рентгенофлуоресцентным методом с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios "Panalytical" (Нидерланды). Спектрометр оснащен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с анодом Rh. Общее содержание железа и серы независимо от фактического валентного состояния представлено в виде общего количества Fe_2O_3 и SO_3 соответственно, что является особенностью применяемого метода анализа.

Рентгеновская порошковая дифракция проводилась с помощью дифрактометра Ultima-IV производства "Rigaku" (Япония). Излучение $\text{CuK}\alpha 1$

со следующими условиями работы: напряжение 40 кВ, ток луча 80 мА, графитовый монохроматор, непрерывное сканирование, скорость сканирования $8^\circ/\text{мин}$, щель $DS = SS = 1^\circ$, температура окружающей среды 18°C , влажность 30%.

Синхронный термический анализ (СТА) проводился на приборе STA 449 F1 Jupiter “Netzsch” (Германия). Скорость съемки $10^\circ/\text{мин}$ в атмосфере воздуха в тиглях с закрытыми крышками до температуры 1050°C . Масса пробы составляла ~40 мг. Навески образцов одинаковой массы снимались в идентичных условиях.

Электронно-микроскопические исследования проводились с использованием сканирующего микроскопа CamScan 4 (Кембридж, Англия) (SEM) с энергодисперсионным спектром LINK-860 (EDS).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рентгенофлуоресцентный анализ. По данным РФА (табл. 1), содержания SiO_2 в бокситах изменяются от 1.03 до 1.8 мас. %. Содержания TiO_2 варьируют в широких пределах — от 1.36 до 7.97 мас. %, Al_2O_3 от 19.08 до 48.48 мас. %, Fe_2O_3 от 17.71 до 53.78 мас. %, Na_2O и K_2O находятся в примерно одинаковых диапазонах от 0.01 до 0.11 мас. %, P_2O_5 от 0.33 до 0.55 мас. %.

Рентгенофазовый анализ. Анализ показал, что основными минеральными компонентами во всех образцах являются гиббсит, гётит, гематит и кварц. Наиболее важными и характерными отражениями для изученных минералов являются следующие: гиббсит — 4.82 и 4.34 Å; гётит — 4.18, 2.69, 2.45 Å; гематит — 2.69, 1.69, 2.51 Å; кварц — 3.34, 4.25, 1.81 Å, анатаз — 3.51, 1.89, 2.37 Å.

Синхронный термический анализ. Термогравиметрические (ТГ), дифференциальные ТГ (ДТГ) и дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) кривые были использованы для того, чтобы наблюдать за реакциями, происходящими во время термической обработки образцов бокситов.

Во всех изученных образцах на кривых ДСК фиксируются эндотермические эффекты, свойственные гиббситу, гетиту, бёмиту (рис. 2 а–е).

При нагревании гиббсита в диапазоне температур $220\text{--}450^\circ\text{C}$ эндотермический эффект, связанный с выделением основной массы воды гиббсита, регистрируется на графиках ДСК. В то же время в качестве промежуточного продукта образуется некоторое количество бёмита ($\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{AlO}(\text{OH}) + \text{H}_2\text{O}$). Обезвоживание и разложение бёмита происходит при температуре $400\text{--}600^\circ\text{C}$ ($2\text{AlO}(\text{OH}) \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$), что отражается в виде эндотермического эффекта в этом диапазоне температур на графике ДСК. Экзотермиче-

Таблица 1. Химический состав изученных образцов

Образцы/масс, %	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0.07	0.06	0.13	0.07	0.05	0.11
MgO	0.18	0.15	0.33	0.12	0.07	0.09
Al_2O_3	19.08	33.84	32.69	44.73	46.42	48.48
SiO_2	1.03	1.78	1.77	1.55	1.53	1.8
K_2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
CaO	0.06	0.06	0.06	0.02	0.03	0.05
TiO_2	6.81	7.97	1.36	3.74	2.57	3.17
MnO	0.1	0.163	0.077	0.138	0.085	0.101
Fe_2O_3	53.78	32.64	39.97	22.92	21.63	17.71
P_2O_5	0.55	0.49	0.46	0.33	0.51	0.39
SO_3	0.03	0.07	0.02	0.04	0.03	0.03
ППП	16.92	21.36	21.38	25.36	25.92	26.72

ский эффект в диапазоне температур $950\text{--}1200^\circ\text{C}$ связан с фазовым переходом $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ в $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ (корунд).

Обезвоживание гётита происходит в температурном интервале $300\text{--}400^\circ\text{C}$. Минерал при этом теряет 10% гидроксильных групп.

Таким образом, минеральный состав отобранных образцов из бокситоносного профиля коры выветривания (%) определялся соотношением трех методов: рентгенофлуоресцентного, рентгенофазового и термического (табл. 2). В исходных образцах бокситов не был обнаружен бёмит. Боксит состоит из следующих минералов: гиббсит, гётит, гематит, кварц, анатаз.

Сканирующая электронная микроскопия. Размер и морфология частиц гиббсита были определены с помощью СЭМ. Было изучено по 10 образцов, отобранных на одном уровне. Снимки СЭМ приведены на рис. 3.

Для исследования размера кристаллов гиббсита в зависимости от его расположения в бокситоносном профиле коры выветривания необходимо максимально достоверно определить содержание гиббсита в породе. Методику определения минерального состава и количества образованного при нагревании боксита бёмита в образцах продемонстрируем на примере образца № 1. Рентгенофазовым методом в нем были установлены следующие минералы (%): гиббсит — 51, гётит — 41, гематит — 4. Рентгенофлуоресцентным методом определили следующие содержания основных элементов (мас. %): Al_2O_3 — 19.08, Fe_2O_3 — 53.78. Если учитывать, что химический состав гиббсита Al_2O_3 — 65.4 мас. % и H_2O — 34.6 мас. %, то теоретически, рассчитанное по формуле содержание гиббсита (g) в породе должно составлять:

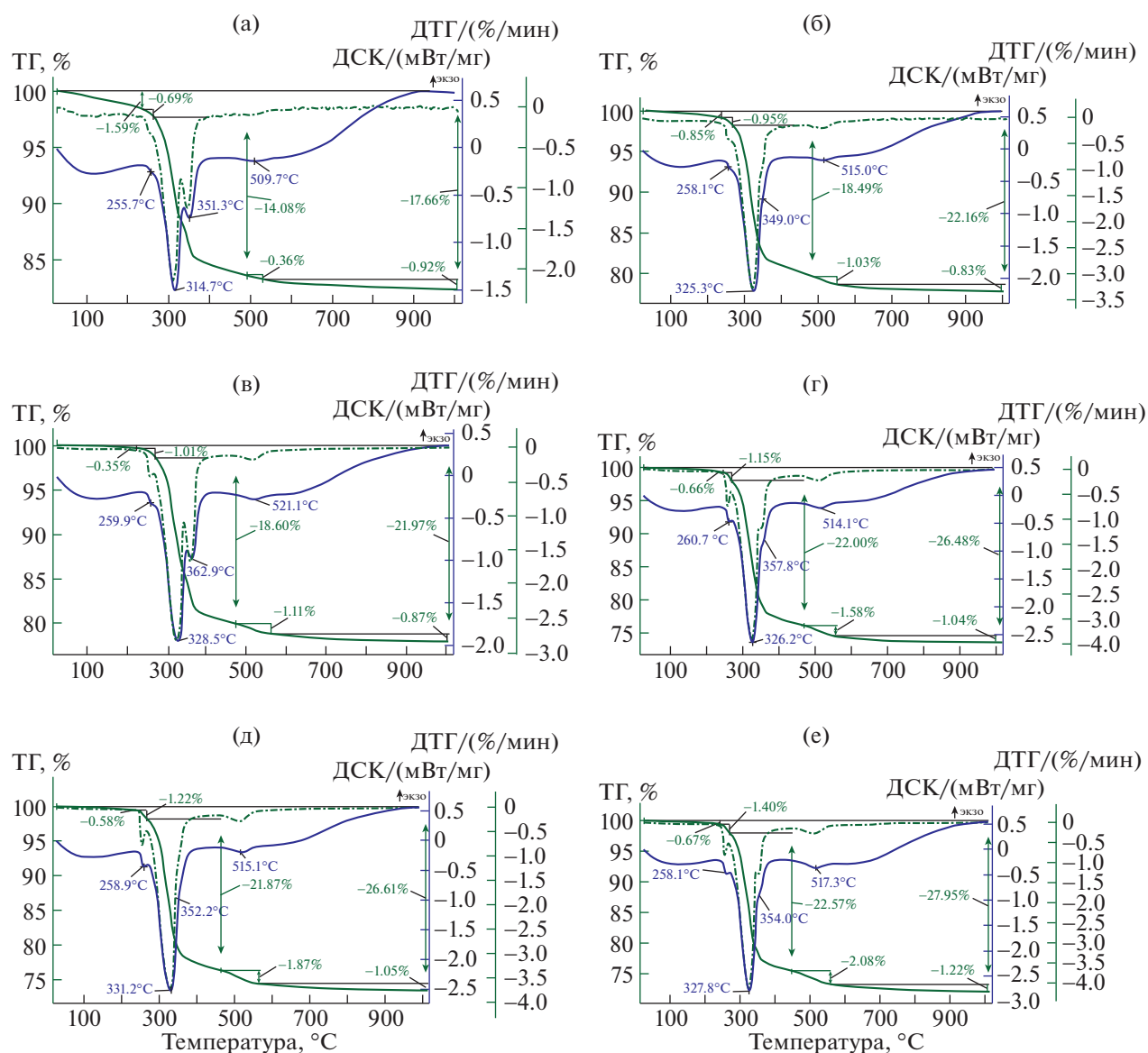


Рис. 2. Термические кривые образцов бокситов: а – 1, б – 2, в – 3, г – 4, д – 5, е – 6.

$$C_g = (19.08 \times 34.6 / 65.4) \times 100 / 34.6 = 29.2\%.$$

Для того, чтобы количественно определить содержание гиббсита в образце методом термиче-

ского анализа, необходимо учесть содержание гётита в породе, так как его дегидроксизация осуществляется в одном температурном интервале с гиббситом и пики накладываются друг на друга.

Таблица 2. Минеральный состав отобранных образцов

Номер образца	Гиббсит	Гётит	Гематит	Кварц	Анализ	Аморфная фаза
6	74.7	19.7	нет	4.0	3.7	2.2
5	71.0	15.6	4.0	2.0	2.6	5.3
4	68.4	21.2	2.0	2.0	3.7	3.1
3	50.0	36.8	4.0	3.0	1.3	6.1
2	51.7	19.5	8.0	2.5	7.9	11.1
1	29.2	38.6	10.0	1.0	6.8	14.1

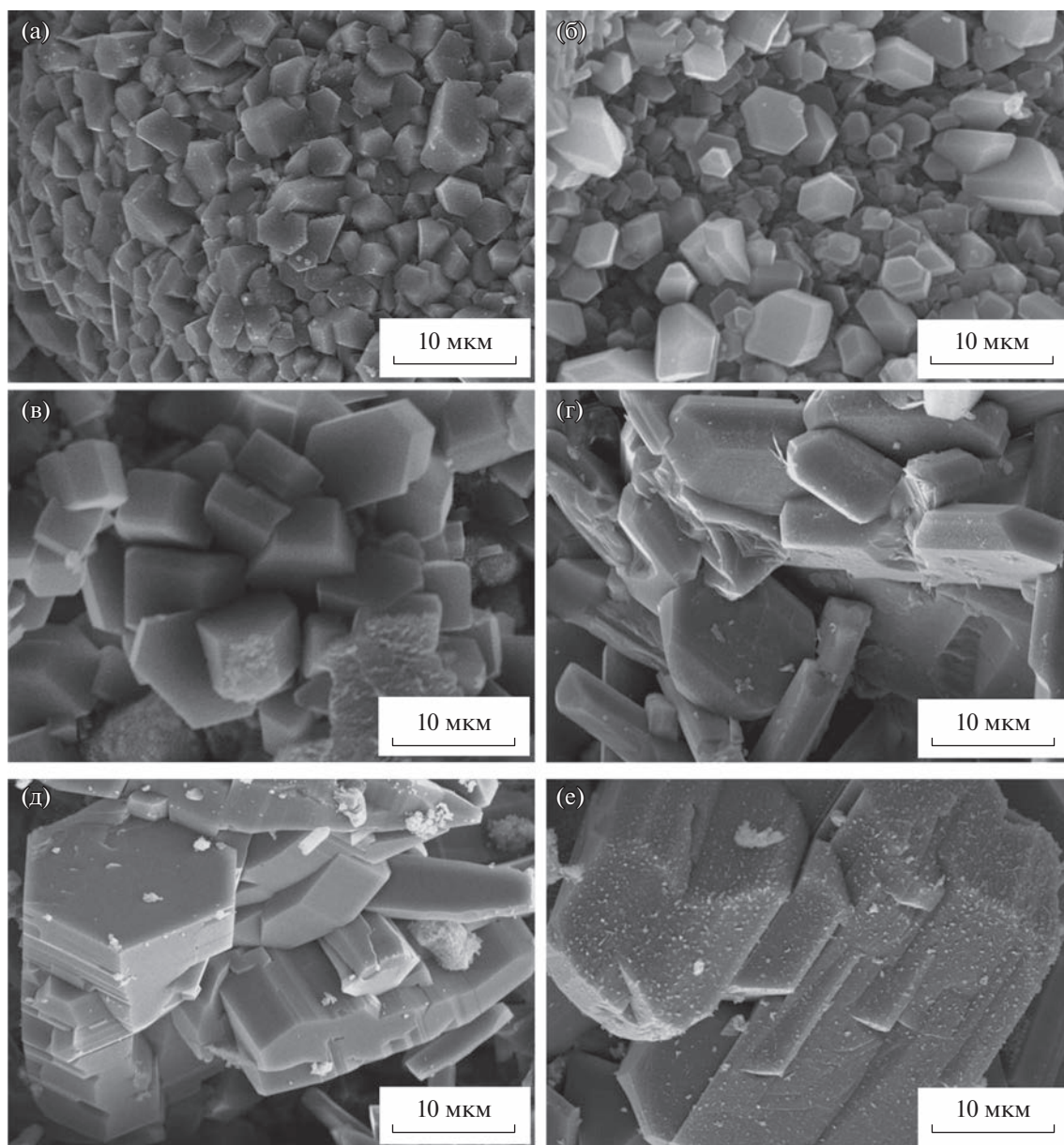


Рис. 3. Кристаллы гиббсита исследуемых образцов: а – 1, б – 2, в – 3, г – 4, д – 5, е – 6. СЭМ.

Эндотермический эффект на кривой ДСК, связанный с дегидроксилизацией гётита, находится в интервале 200–400°C, максимум при температуре 351.3°C. Рентгенофлуоресцентным методом определено содержание Fe_2O_3 в количестве 53.78 мас. %. Из них на гематит приходится 10 мас. %. Если учитывать, что химический состав гётита Fe_2O_3 – 90 мас. % и H_2O – 10 мас. %, то теоретически, рассчитанное по формуле содержание гётита в породе составляет:

$$C_{\text{gt}} = ((53.78 - 10) \times 10/90) \times 100/10 = 48.6\%.$$

Это согласуется с рентгенофазовым анализом. Таким образом, при дегидроксилизации гётита выделяется 4.9% воды.

Дегидроксилизация гиббсита также происходит в интервале 200–400°C с максимумом при температуре 314.7°C. По ТГ-кривой мы видим, что всего в интервале температур 200–400°C выделяется 14.7% воды, из них 4.9% приходится на гётит. Значит при дегидроксилизации гиббсита освобождается 9.8% воды.

В составе чистого гиббсита содержится 34.6 мас. % гидроксильных групп, что позволяет по потере массы при нагревании по ТГ-кривым рассчитать содержание этого минерала в породе по формуле:

$$C_{\text{g}} = 9.8 \times 100/34.6 = 28.5\%.$$

Таблица 3. Данные термического анализа

Номер образца	Содержание гиббсита и бёмита в боксите, %	Процент гиббсита, перешедшего в бёмит, %	Потеря веса при формировании фазы бёмита (~255–265°C), %	Потеря веса при обезвоживании бёмита (~400–600°C), %	Содержание бёмита, образующегося при термическом разложении гиббсита, %
6	74.7	11.1	1.40	4.0	13.9
5	71.0	9.9	1.22	2.0	12.5
4	68.4	8.2	1.15	2.0	10.5
3	50.0	5.1	1.01	3.0	7.4
2	51.7	3.5	0.95	2.5	6.9
1	29.2	1.4	0.69	1.0	2.4

Однако такое содержание гиббсита в породе не согласуется с рентгенофлуоресцентным методом, по которому содержание гиббсита должно составлять 29.2%. Разница составляет 1.4%. Это происходит потому, что при нагревании образца не весь гиббсит обезвоживается, какая-то его часть (1.4%) преобразуется в бёмит, дегидроксилизация которого происходит в температурном интервале 400–600°C. По ТГ-кривой мы видим, что в этом интервале выделяется 0.4% воды. Если учитывать, что химический состав бёмита Al_2O_3 — 85 мас. % и H_2O — 15 мас. %, то рассчитанное по формуле содержание образованного при нагревании бёмита в породе составляет:

$$C_b = 0.4 \times 100 / 15 = 2.4\%.$$

Аналогичным образом, используя данные рентгенофлуоресцентного, рентгенофазового и термического анализов, был уточнен минеральный состав и определены количества образованного при нагревании породы бёмита в остальных образцах. Данные сведены в табл. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По характерным пикам на кривой ДСК можно наблюдать термическое превращение гиббсита. Из литературы известно, что в осадочных месторождениях бокситов на термической кривой в температурном интервале дегидроксилизации гиббсита не наблюдается никаких осложнений [2]. Известно, что размеры кристаллов в этой группе месторождений имеют очень маленькие размеры. По мере увеличения кристаллов гиббсита в левом плече эндотермического эффекта на кривых ДСК, приблизительно при температуре 260°C, появляется дополнительный пик. Именно при этой температуре по экспериментальным данным происходит образование бёмита при нагревании [18, 19]. В табл. 3 сведены данные, полученные при интерпретации кривых ДСК. Анализируя эти данные, можно проследить четкую закономерность — чем выше залегает порода, тем

крупнее в ней кристаллы гиббсита, и тем больший процент гиббсита при нагревании переходит в бёмит (рис. 1, табл. 3). В температурном интервале, при котором зарождается бёмит в породе при нагревании, последовательно, по мере увеличения размеров кристаллов гиббсита, происходит увеличение эндотермического пика (рис. 2 а–е) и потери массы на кривой ТГ, связанной с этим процессом (табл. 3). Бёмит остается стабильным до температуры 400°C. Дегидроксилизация вновь образованного бёмита происходит в температурном интервале 400–600°C [4, 8]. Потери веса в этом интервале последовательно увеличиваются от первого образца к последнему. По ТГ-кривым, по вышеприведенной формуле, было определено содержание образованного при нагревании гиббсита минерала (табл. 3).

Данные электронной микроскопии подтверждают проведенные исследования о размерах частиц гиббсита. Гиббсит имеет яснокристаллическую структуру, форма его кристаллов определяется соседством с другими кристаллами. Снизу вверх по разрезу размер кристаллов гиббсита увеличивается от 3 до 30 мкм, морфология приобретает сложные формы, происходит двойникование кристаллов.

ВЫВОДЫ

Были установлены и проанализированы минеральный состав бокситов и кристалломорфологические свойства гиббсита в различных частях бокситоносного профиля коры выветривания месторождения Центрального.

Размер кристаллов гиббсита увеличивается снизу–вверх по профилю. В нижней части разреза наблюдается мелкозернистый гиббсит, выше по разрезу кристаллы гиббсита становятся больше. Проведенные нами исследования однозначно показали, что чем больше размеры кристаллов гиббсита, тем больше бёмита образуется при его нагревании, а значит и в процессе переработки руды. При исследовании образцов методом СТА,

отобранных снизу–вверх по профилю, на ТГ-кривых увеличивается потеря массы, связанная с дегидроксилизацией бёмита. Учитывая тот факт, что в исходных образцах бёмита не было, можно сделать вывод о том, что потеря массы в интервале температур 400–600°C связана с дегидроксилизацией бёмита, образованного при нагревании гиббсита. Количество образованного промежуточного продукта зависит от размеров кристаллов исходного гиббсита. Данные наблюдения хорошо согласуются с электронно-микроскопическим изучением бокситов.

Зональность латеритных кор выветривания является результатом инфильтрационного метасоматоза и различных физико-химических условий в различных частях профиля. Чем выше залегает порода, тем она более пористая. Увеличение свободного пространства способствует росту кристаллов гиббсита.

Метод синхронного термического анализа является одним из основных, позволяющих изучать минеральный состав бокситов. Особенно полезным методом является для получения качественных характеристик, связанных с изучением размеров кристаллов гиббсита. Это важная характеристика руды, влияющая на выбор рациональной схемы обогащения бокситов. Применение синхронного термического анализа при изучении таких геологических объектов, как бокситы, позволяет дополнить диагностику минералов моногидратов и тригидратов алюминия, подтвердить изменение их размерных характеристик в процессе эволюции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.Д. Слукину за предоставленные образцы для исследования, а также Е.А. Жегалло за снимки СЭМ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lapin A.V., Tolstov A.V.* Minerageny of weathering crusts of carbonatites. Russia. Moscow, 2011. 308 p.
2. *Боева Н.М., Макарова М.А., Шипилова Е.С., Слукин А.Д., Мельников Ф.П., Каримова О.В., Бортников Н.С.* Два генетических типа бокситов Центрального месторождения и их редкометальная минерализация (Сибирская платформа) // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 23–34. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601648>
3. *Mehrotra S.P., Alex T.C., Greifzu G., Kumar R.* Mechanical Activation of Gibbsite and Boehmite: New Findings and their 535 Implications // Transactions of the Indian Institute of Metals. India. 2015. 69 (1). P. 51–59. <https://doi.org/10.1007/s12666-015-0633-6>
4. *Sato T.* Thermal decomposition of aluminium hydroxides // J. Therm Anal. 1987; 32: 61–70.
5. *Wang Y., Xing S., Zhang Y., Li Z., Ma Y., Zhang Z.* Mineralogical and thermal characteristics of low-grade Jinglong bauxite sourced from Guangxi Province, China // J Therm Anal Calorim. 2015; 122: 917–927. <https://doi.org/10.1007/s10973-015-4742-6>
6. *Laskou M., Margomenou-Leonidopoulou G., Balek V.* Thermal characterization of bauxite samples // J Therm Anal Calorim. 2006; 84: 141–145. <https://doi.org/10.1007/s10973-005-7126-5>
7. *Zivkovic Z.D., Blecic D.* Comparative thermal analysis of commercial and low-grade bauxites // J. Therm Anal. 1988; 33: 413–419.
8. *Frost R.L., Klopogge J.T., Russel S.C., Sztetu J.L.* Vibrational Spectroscopy and Dehydroxylation of Aluminium (Oxo)hydroxides: Gibbsite // Applied Spectroscopy. 1999. V. 53. № 4. P. 423–434.
9. *Naumann R., Kohnke K., Paulik J., Paulik F.* Kinetics and mechanism of the dehydration of hydrargillites // Thermochim. Acta. 1983. P. II. № 64. P. 15–26. [https://doi.org/10.1016/0040-6031\(83\)80124-5](https://doi.org/10.1016/0040-6031(83)80124-5)
10. *Rouquerol J., Rouquerol F., Ganteaume M.* Thermal decomposition of gibbsite under low pressures. I. Formation of the boehmite phase // J. Catal. 1975. № 36. P. 99–110. [https://doi.org/10.1016/0021-9517\(75\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0021-9517(75)90014-7)
11. *Earnest C.M.* Thermal Analysis in the Alumina Industry. Part I: Measurements, Observations, and Instrumentation Advances in Applied Chemistry and Biochemistry // Appl. Chem. 2019. № 1. P. 40–54. <https://doi.org/10.33513/ACBC/1901-06>
12. *Paulik J., Paulik F.* Simultaneous Thermoanalytical Examinations by means of the Derivatograph // Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam, 1981. P. 278.
13. *Baranyai V.Z., Szűcs I., Kristál Y.F.* Influence of grain and crystallite size on the gibbsite to boehmite thermal transformation // Studia Universitatis Babes-Bolyai, Chemia. 2015. T. 60 (2/1). P. 27–44.
14. *Mercury J.M.R., Pena P., De Aza A.H., Sheptyakov D., Turrillas X.* On the decomposition of synthetic gibbsite studied by neutron thermodiffraction // Journal of the American Ceramic Society. 2006. V. 89 (12). P. 3728–3733.
15. *Mamedov V.I., Boeva N.M., Makarova M.A., Shipilova E.S., Melnikov Ph.P.* The Problem of the Formation of Boehmite and Gibbsite in Bauxite-Bearing Lateritic Profiles // Minerals. 2022. № 12. 389.
16. *Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Внучков Д.А., Бортников Н.С.* Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть 2: Влияние состава материнских пород на распространенность и качество бокситов // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 6. С. 576–602. <https://doi.org/10.31857/S001677702105004X>
17. *Боева Н.М., Макарова М.А., Шипилова Е.С., Слукин А.Д., Соболева С.В., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В., Бортников Н.С.* Гиббсит и бёмит в латеритизиро-

- ванных корках выветривания разного возраста: особенности условий нахождения и образования // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 29–39. <https://doi.org/10.31857/S2686739722060044>
18. Egorova S.R., Mukhamed'yarova A.N., Nesterova O.V., Zhang Y., Skibina J.D., Lamberov A.A. Formation of Phases and Porous System in the Product of Hydrothermal Treatment of χ -Al₂O₃ // Coatings. 2018. V. 8. P. 1–30. <https://doi.org/10.3390/coatings8010030>
19. Authier-Martin M., Forté G., Ostap S., See J. The mineralogy of bauxite for producing smelter-grade alumina // Journal of the Minerals, Metals and Materials Society. 2001. V. 53. P. 36–40.

DIMENSIONAL EFFECT AND CRYSTALLOMORPHOLOGICAL FEATURES OF GIBBSITE IN THE BAUXITE-BEARING WEATHERING CRUST

N. M. Boeva^{a,#} and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: boeva@igem.ru*

Using the example of the Central Chadobets uplift deposit, the relationship of the crystallomorphological features of gibbsite with its position in the bauxite-bearing profile of the weathering crust is revealed. From the down up, in various parts of the profile, as a result of infiltration metasomatism and various physico-chemical conditions, there is an increase in free space, contributing to the growth of gibbsite crystals. The higher the rock lies, the more porous it is. Thus, in the down-up section, the size of gibbsite crystals increases, its morphology becomes more complicated. By the method of thermal analysis, it was found that the larger the size of the gibbsite crystals, the more boehmite is formed when it is heated. These conclusions will help technologists to choose the most rational scheme for processing bauxite.

Keywords: gibbsite, boehmite, bauxite-bearing weathering crust, dimensional effect

УДК [552.11:553.45] (571.651)

ЩЕЛОЧНЫЕ РИОЛИТЫ ПЕЧАЛЬНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) – ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ БОЛЬШЕОБЪЕМНЫЙ ИСТОЧНИК ТЯЖЕЛЫХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН А. В. Волков^{1,*}, А. Л. Галямов¹, К. Ю. Мурашов¹

Поступило 13.01.2023 г.

После доработки 18.01.2023 г.

Принято к публикации 25.01.2023 г.

Трахиреоиды и комендиты Печальнинского рудного поля содержат высокие потенциально-промышленные концентрации примесных элементов. Коэффициенты обогащения по сравнению с верхней корой варьируют от нескольких (Zn, Ga, LREE) до десятков раз (Be, Y, Zr, Nb, Rb и HREE). Распределение REE указывает на равномерное обогащение тяжелыми относительно легких REE, с соотношением (La/Yb)_N в диапазоне 0.16–1.01. Все образцы демонстрируют сильно отрицательные аномалии Eu, со значениями Eu/Eu* – 0.13. Сравнительный анализ с известными в мире аналогичными объектами в щелочных вулканитах показал, что Печальнинское рудное поле может стать нетрадиционным большеобъемным источником HREE.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Печальнинское рудное поле, трахиреоид, комендит, редкие и редкоземельные металлы

DOI: 10.31857/S2686739723600054, EDN: FGKXQM

Поскольку в XXI веке редкоземельные элементы (REE) стали широко использоваться в высокотехнологичной промышленности для производства компьютеров, мобильных телефонов, магнитов, лазеров, плоских телевизоров, ветровых турбин, панелей солнечных электростанций, электромобилей и др., мировой спрос на них значительно увеличился [1]. Наибольшую озабоченность в настоящее время вызывают поставки тяжелых редкоземельных элементов (HREE), которые получают главным образом из южно-китайских месторождений ионно-адсорбционных глин, возможности дальнейшего развития и существенного увеличения добычи которых ограничены [2]. Поэтому в мире проводятся активные поиски альтернативных источников HREE.

В Печальнинском рудном поле, расположенном в Хурчан-Оротуканской металлогенической зоне, в центральной части Магаданской области

(рис. 1), в 1999 г. были выявлены проявления редких металлов в щелочных вулканитах [5, 6]. В результате исследования образцов из этих пород в аналитическом центре коллективного пользования ИГЕМ РАН методом ИСП–МС были установлены потенциально-промышленные содержания $\Sigma\text{REE} + \text{Y}$.

В современном тектоническом плане Хурчан-Оротуканская зона – это зона глубинного субмеридионального разлома, пересекающая линейные складчатые структуры Инъяли-Дебинского синклинория и брахиформные структуры Балыгычано-Буяндинского антиклинального поднятия на протяжении более 400 км и шириной 30–50 км [7].

В северной части зоны выходят на поверхность гранитоиды Верхне-Оротуканского массива (см. рис. 1) позднемелового возраста (80 млн лет, по K–Ar-данным [5], а также Rb–Sr-изохронного датирования [3]). Массив представляет собой в плане вытянутое в субмеридиональном направлении (24.8 км) тело овальной формы. В надинтрузивной зоне на периферии массива располагаются дочерние вулcano-купольные структуры (см. рис. 1). Вулканические породы субгоризонтально

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: tma2105@mail.ru

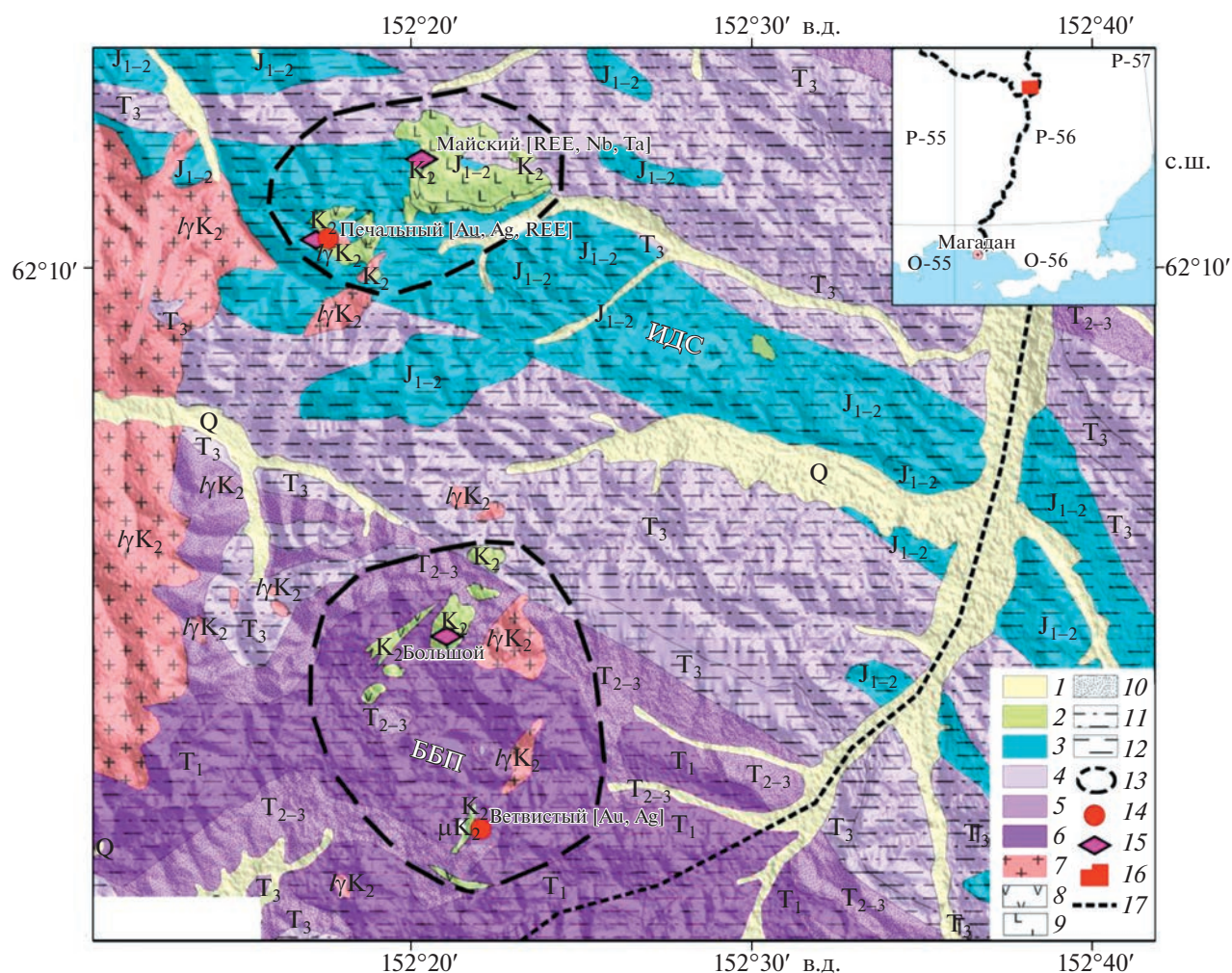


Рис. 1. Геологическая карта северной части Хурчан-Оротуканской металлогенической зоны с элементами рельефа по [3, 4] с изменениями: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – позднемерловые щелочные вулканы; 3 – ранне-среднеюрские чероносланцевые толщи, 4–6 – терригенные толщи: 4 – поздне триасовые, 5 – среднетриасовые, 6 – раннетриасовые; 7 – позднемерловые граниты, гранит-порфиры; 8 – трахириолиты, комендиты, 9 – трахибазальты; 10 – песчаники; 11 – алевролиты; 12 – аргиллиты; 13 – ограничение вулканоструктур; 14–15 – рудопоявления: 13 – Au–Ag-эпитермальные, 14 – редких металлов и REE; 15 – рамка карты, 16 – автодорога федерального значения “Колыма” и ее ответвление “Стрелка-Сеймчан”. ИДС – Ингыли-Дебинский синклиний; ББП – Буяндино-Балыганское антиклинальное поднятие.

покрывают смятые в складки и ороговикованные терригенные отложения триаса и юры.

В основании эффузивной толщи залегает пачка полимиктовых конгломератов и конглобрекций с линзами и прослоями разнозернистых песчаников и гравелитов. Выше располагаются покровы миндалекаменных трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, местами трахидолеритов. Завершается разрез покровами трахириолитов и комендитов, в которых была выявлена редкометальная минерализация [5]. Синхронно с покровными образованиями сформировались субвулканические дайки трахибазальтов, трахидолеритов, трахиандезитобазальтов, монцодиорит-порфиритов, латитов, а

также дайки, силлы, штоки и экструзии трахириолитов, комендитов, щелочных гранит-порфиров и лейкогранит-порфиров, дайкообразные тела эруптивных брекчий. Возраст вулканического комплекса установлен как позднемерловый на основании пересечений позднемерловых лейкогранитов Верхне-Оротуканского массива субвулканическими дайками трахидолеритов, комендитов и щелочных гранит-порфиров [5].

По геохимическим характеристикам – высокой калиевой щелочности, высоким концентрациям Nb, Ta, Zr, Hf, REE, при очень низких содержаниях Sr вулканы Хурчан-Оротуканской зоны отвечают типичным кислым членам бимо-

дального внутриплитного комплекса и близки по составу палеогеновым щелочным эффузивным породам Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Восточной Чукотки [5, 8].

В составе трахириолитов и комендитов Печальнинского рудного поля преобладает SiO_2 (74.61–81.21%), присутствуют заметные концентрации Al_2O_3 (8.89–10.37), K_2O (5.0–5.8), Na_2O (1.63–2.91), Fe_2O_3 (2.15–7.49), а также TiO_2 (0.26); характерны очень низкие значения CaO , MgO , P_2O_5 и MnO (<0.1) (табл. 1). На классификационной диаграмме эти породы попадают в область риолита, а другие вмещающие породы, распространенные на рудном поле, – в области трахибазальта и трахиандезита (рис. 2 а).

Результаты анализа микроэлементного состава и REE представлены в табл. 1 и на рис. 2 в, где они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры [13]. Спектры РЗЭ, нормированные по отношению к средним значениям для хондритов [12], показаны на рис. 2 в.

Редкометалльные трахириолиты и комендиты Печальнинского рудного поля обогащены Be, Y, Zr, Nb, Rb, Zn, Ga и REE (рис. 2 в) по сравнению со средними значениями в верхней коре [11]. Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (Zn, Ga, LREE) до десятков (Be, Y, Zr, Nb, Rb и HREE), что свидетельствует об их синхронном участии в рудообразовании.

Все образцы трахириолитов и комендитов содержат чрезвычайно высокие концентрации ряда микроэлементов (см. табл. 1), таких как Zr (от 3732 до 5015 г/т), Nb (от 241 до 356 г/т), Rb (от 630 до 1097 г/т), Y (от 170 до 1084 г/т), а также высокие содержания ΣHREE (289–295 г/т) – в районе потенциально-промышленного качества руды [2].

В образцах трахириолитов и комендитов содержание ΣREE – 602–859 г/т (см. табл. 1). Закономерности распределения REE в этих породах указывают на относительно равномерное обогащение HREE относительно LREE (см. рис. 2 б), с соотношением $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ в диапазоне 0.16–1.01 (см. табл. 1). Все образцы демонстрируют сильно отрицательные аномалии Eu, со значениями $\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.13$ (см. табл. 1).

Особенности геологического строения и вещественный состав позволяют отнести рудопроявления Печальнинского рудного поля к большеобъемному типу месторождений, связанных с щелочными лавами, туфами и экструзиями [2]. Ближайшие аналоги: REE месторождение Раунд Топ Пик в риолитах (Техас, США) [9, 14] и месторождение ниобиевых туфов Брокман (Австралия) [10]. Эти месторождения – близповерхностная разновидность известных редкометалльных месторождений, связанных с рудообразующей системой субщелочных и щелочных литий-фтористых гранитов [2]. Подобные объекты имеют сложный

Таблица 1. Элементный состав (г/т) и некоторые другие параметры представительных проб трахириолитов и комендитов Печальнинского рудного поля

Элементы	Трахириолит	Комендит	Трахириолит
Be	23.48	17.47	22.64
Zn	251.96	130.58	245.88
Ga	42.49	39.91	38.60
Nb	241	356	330
Rb		1097	630
Zr	3732	5015	4600
Y	170	1804	712
La	18.98	11.45	71.72
Ce	127.04	111.29	243.45
Pr	19.64	16.40	29.67
Nd	131.96	115.91	158.31
Sm	58.97	57.18	62.02
Eu	1.39	1.30	1.36
Gd	71.29	67.00	70.76
Tb	12.40	11.78	12.11
Dy	82.24	79.23	80.05
Ho	17.23	16.72	16.80
Er	50.90	50.34	49.98
Tm	7.50	7.73	7.63
Yb	47.46	49.41	48.41
Lu	6.77	7.13	6.98
ΣREE	653.77	602.87	859.25
ΣLREE	357.98	313.53	566.53
ΣHREE	295.79	289.34	292.72
$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	1.21	1.08	1.94
LaN/YbN	0.27	0.16	1.01
Eu/Eu^*	0.13	0.13	0.13
Ce/Ce^*	1.11	1.13	1.16

Метод плазменной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), аналитический центр коллективного пользования ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова).

химический состав и всегда аномально обогащены многими литофильными редкими металлами (Be (Li), Ga, Rb, Zr (Hf), Nb (Ta), Sn, REE+Y, U, Th). Кроме того, они постоянно сильно обогащены фтором, играющим важнейшую роль в образовании позднемагматической минерализации и в постмагматических гидротермальных процессах, приводящих к ее перераспределению [2]. Обогащенные фтором магматические породы об-

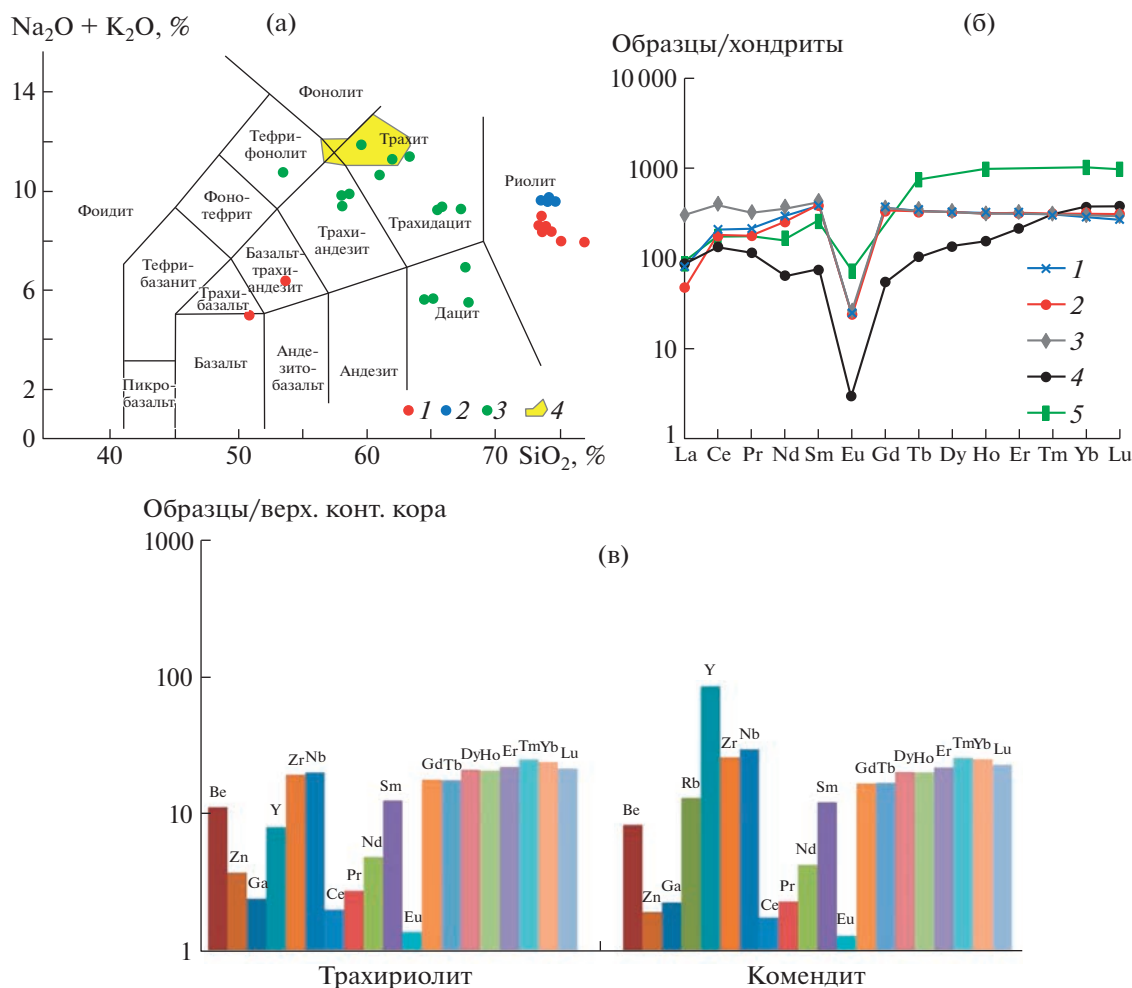


Рис. 2. Геохимические особенности вулканических пород Печальнинского рудного поля. а – классификационная диаграмма вулканитов Печальнинского рудного поля и вмещающих пород эталонных месторождений для сравнительного анализа: 1 – рудовмещающие вулканиты Печальнинского рудного поля [5]; 2 – риолиты редкометального месторождения Раунд Топ Пик (Техас, США) [9]; вулканические породы редкометального месторождения Брокман (Австралия) [10]; поле пород трахитового комплекса Тяньбао (Южный Циньдинь, КНР), обогащенные редкими металлами [11]. б – распределение РЗЭ, нормированное на хондрит [12]: 1–3 – Печальнинское рудное поле (табл. 1): 1, 3 – трахириолиты; 2 – комендит; 4 – руда месторождения Раунд Топ Пик (Техас, США) [9]; руда месторождения Брокман (Австралия) [10]; в – распределение микроэлементов, нормированное на средние значения для верхней коры [13] в трахириолите и комендите Печальнинского рудного поля.

разовались во внутриплитной геодинамической обстановке [2].

По химическому составу трахириолиты и комендиты Печальнинского рудного поля, наиболее близки (см. рис. 2 б) к высокремнистым риолитам месторождения Раунд Топ Пик (Техас, США), наиболее важном из потенциально перспективных REE месторождений в мире [2]. Раунд Топ Пик – один из пяти риолитовых лакколитов Сьерра-Бланка в районе Транс-Пекос Техаса и единственное разведанное месторождение, содержащее REE в риолитах [9]. Значительная часть REE-минерализации, по-видимому, образовалась в результате высокотемпературной ак-

тивности богатого летучими соединениями пара на наиболее поздней стадии кристаллизации, что вызвало частичное растворение силикатных минералов в пределах лаколита и образование обильной пористости, которую заполнили фториды REE [15].

В связи с глобальным редкоземельным кризисом подобные месторождения в риолитах рассматриваются в мире как перспективный потенциальный источник HREE и иттрия [2]. Это связано с благоприятными факторами: высокой долей дефицитных металлов и достаточно легкообогатимым минеральным (в основном фториды, фторкарбонаты и оксигидроксиды) составом

REE. Кроме того, большеобъемный характер риолитов в сочетании с тем, что они выходят на поверхность, делает их идеально подходящими для более экономичной добычи открытым способом, особенно учитывая возможность извлечения редких металлов и REE кучным выщелачиванием. Например, извлечение последних из руд месторождения Раунд Топ Пик достигает 70% [2]. Поэтому, несмотря на невысокие (0.07–0.3%) концентрации REE и тонкодисперсный характер минерализации, подобные объекты могут представлять интерес для промышленного освоения [2]. Риолиты, обогащенные REE, можно рассматривать как потенциальные аналоги крупнотоннажных Си-порфировых месторождений.

Все это, также, относится и к рудопроявлениям Печальнинского рудного поля. Их руды по среднему содержанию REE занимают промежуточное положение между рудами Раунд Топ Пик и Брокмана (см. рис. 2 б). Близкую форму имеют и REE-спектры руд этих объектов. Для них типичны небольшие Се-максимумы, глубокие Еu-минимумы и обогащение тяжелыми REE относительно легких.

Таким образом, сравнительный анализ с известными в мире аналогичными объектами в щелочных вулканитах показал, что Печальнинское рудное поле может стать нетрадиционным большеобъемным источником HREE. Щелочные вулканисты Печальнинского рудного поля, в частности, и Верхнеоротуканского рудного района, в целом, требуют дальнейшего изучения и потенциально интересны для развития геологоразведочных работ. Благоприятный фактор, стимулирующий это развитие, — близость к Колымской трассе и Среднеканской ГЭС.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН (№ госрегистрации 121041500227-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. Фундаментальные проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности и энергетики России // Геология рудн. месторождений. 2022. Т. 64. №. 6. С. 617–633.
2. Jowitt S.M., Medlin Ch.C., Cas R.A.F. The rare earth element (REE) mineralization potential of highly fractionated rhyolites: A potential low-grade, bulk tonnage source of critical metals // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 548–562.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 — Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: “ВСЕ-ГЕИ”, 2008. 426 с.
4. Панычев И.А., Смирнов П.П. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XV. Объяснительная записка. Магадан, 1979. 110 с.
5. Егоров В.Н., Жигалов С.В., Волков А.В., Сидоров А.А. О редкометальном оруденении в трахириолитах и комендитах Хурчан-Оротуканской металлогенической зоны // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 237–242.
6. Глухов А.Н., Петров С.Ф. Магматические ассоциации, металлогения и геотектоническая позиция Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры (Северо-Восток России) // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России. Материалы Дальневосточной региональной конференции. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2006. С. 104–108.
7. Кузнецов В.М. Строение, геодинамика и рудоконтроль Хурчан-Оротуканской зоны ТМА / Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Магадан, 1997. С. 50–52.
8. Полин В.Ф., Молл-Столкан Э.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 29–47.
9. Pingitore N., Clague J., Gorski D. Round Top Mountain rhyolite (Texas, USA), a massive, unique Y-bearing-fluorite-hosted heavy rare earth element (HREE) deposit // Journal of Rare Earths. 2014. V. 32. № 1. P. 90–96.
10. Taylor W.R., Esslemont G., Sun S.S. Geology of the volcanic-hosted Brockman rare-metals deposit, Halls Creek Mobile Zone, northwest Australia. II. Geochemistry and petrogenesis of the Brockman volcanics // Mineralogy and Petrology. 1995. V. 52. P. 231–255.
11. Yan Sh., Niu H-C., Zhao X., Zhang Q-B., Zhang H-J., Zhao X-Ch. Rare metal enrichment of the Tianbao trachytic complex, North Daba Mountains (South Qinling): Insights from textures and geochemistry of trachytes and Nb-REE minerals // Ore Geology Reviews. 2022. V. 146. 104948. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104948>
12. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
13. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
14. Elliott B.A. Petrogenesis of Heavy Rare Earth Element Enriched Rhyolite: Source and Magmatic Evolution of the Round Top Laccolith, Trans-Pecos, Texas // Minerals. 2018. 8. 423. <https://doi.org/10.3390/min8100423>
15. O'Neill L.C. REE-Be-U-F mineralization of the Round Top laccolith, Sierra Blanca Peaks, Trans-Pecos Texas. University of Texas at Austin. Unpublished MS Thesis. 2014. 209 p.

ALKALINE RHYOLITES OF THE PECHALNINSKY ORE FIELD (NORTH-EAST OF RUSSIA) – A POTENTIAL LARGE-VOLUME SOURCE OF HEAVY RARE EARTH ELEMENTS

Corresponding Member of the RAS A. V. Volkov^{a, #}, A. L. Galyamov^a, and K. Y. Murashov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: tma2105@mail.ru*

Trachyriolites and komendites of the Pechalninsky ore field contain high potentially industrial concentrations of a number of rare metals and REE. The enrichment coefficients vary from several times (Zn, Ga, LREE) to tens (Be, Y, Zr, Nb, Rb and heavy HREE). The REE distribution indicates a uniform enrichment of the HREE relative to the LREE, with a ratio (La/Yb)_N in the range from 0.16–1.01). All samples show strongly negative Eu anomalies, with values of Eu/Eu* – 0.13. A comparative analysis with similar objects known in the world in alkaline volcanites has shown that the Pechalninsky ore field can become an unconventional large-volume source of HREE.

Keywords: North-East of Russia, Pechalninsky ore field, trachyriolite, komendite, rare metals and REE

УДК 552.16

МЕТАМОРФИЗМ УНИЙСКОЙ СВИТЫ КАК ИНДИКАТОР РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ВЯТСКОМ ПОЯСЕ, СЕВЕРО-ВОСТОК ВОЛГО-УРАЛИИ

© 2023 г. Т. А. Пилицына^{1,2,*}, К. Г. Ерофеева¹, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов¹,
А. В. Постников³, Д. А. Варламов⁴

Поступило 13.12.2022 г.

После доработки 18.01.2023 г.

Принято к публикации 23.01.2023 г.

В центральной части Вятского пояса, расположенного между архейскими блоками на северо-востоке Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона, по данным керны двух глубоких скважин в метапелитах унийской свиты установлены следующие минеральные парагенезисы (1) $Pl + Ms + Bt + Qz + Kfs + And \pm Chl$ и (2) $Pl + Bt + Qz + Kfs + Grt + Sil \pm Ms \pm Chl$. Для определения PT -условий образования этих парагенезисов был использован комплекс методов, включая классическую ($Grt-Bt$, $GASP$, $Ti-in-Bt$, $Ms-Bt$) и мультиравновесную термобарометрию ($winTWQ$ 2.34), а также метод пересечения изоплет на диаграммах псевдосечений ($GeoPS$ 3.2.2.128). Рассчитанные значения PT -параметров метаморфизма составляют 520–650°C (или до 690°C по методу изоплет) и 2–5.4 кбар. Метаморфизм парагнейсов, содержащей парагенезис (2), сопровождался частичным плавлением, происходившим в условиях водонасыщенной системы. По характеру метаморфизма пород унийской свиты относится к сравнительно малоглубинному типу, к андалузит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой фации и связан с деформациями во время орогенеза.

Ключевые слова: метаморфизм HT/LP-типа, термобарометрия, $winTWQ$, $GeoPS$, метапелиты, палеопротерозойский ороген, Волго-Урاليا

DOI: 10.31857/S2686739722602836, **EDN:** FEXQGG

ВВЕДЕНИЕ

Вятский пояс, расположенный между архейскими блоками на северо-востоке Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (рис. 1), представляет собой комплекс раннедокембрийских супракрустальных пород, полностью перекрытых мощным осадочным чехлом, и информация о его строении и составе базируется на результатах изучения нескольких глубоких скважин. Согласно имеющимся данным [1, 2], Вятский пояс сложен метаморфизованными вул-

каногенно-осадочными отложениями унийской свиты с возрастом около 2.1 млрд лет, которые прорваны гранитоидами S-типа талицкого комплекса с возрастом около 2.05 млрд лет. На основании изотопно-геохимического и геохронологического изучения керны скважин, Вятский пояс рассматривается как часть палеопротерозойского орогена [2]. Представленные в данной статье результаты исследований метаморфических пород унийской свиты дают дополнительную независимую оценку палеотектонических условий формирования Вятского пояса.

МЕТОДИКА

В данной работе приведены результаты исследования двух образцов метапелитов из скважин Уни-3 и Уни-50. Определение составов минералов проводилось в прозрачно-полированных шлифах на электронном сканирующем микроскопе “Tescan” VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 (Черноголовка, ИЭМ РАН).

Содержания петрогенных элементов в породах определялись на спектрометре последовательно-

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия

³Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁴Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского Российской академии наук, Московская область, Черноголовка, Россия

*E-mail: allafia@yandex.ru

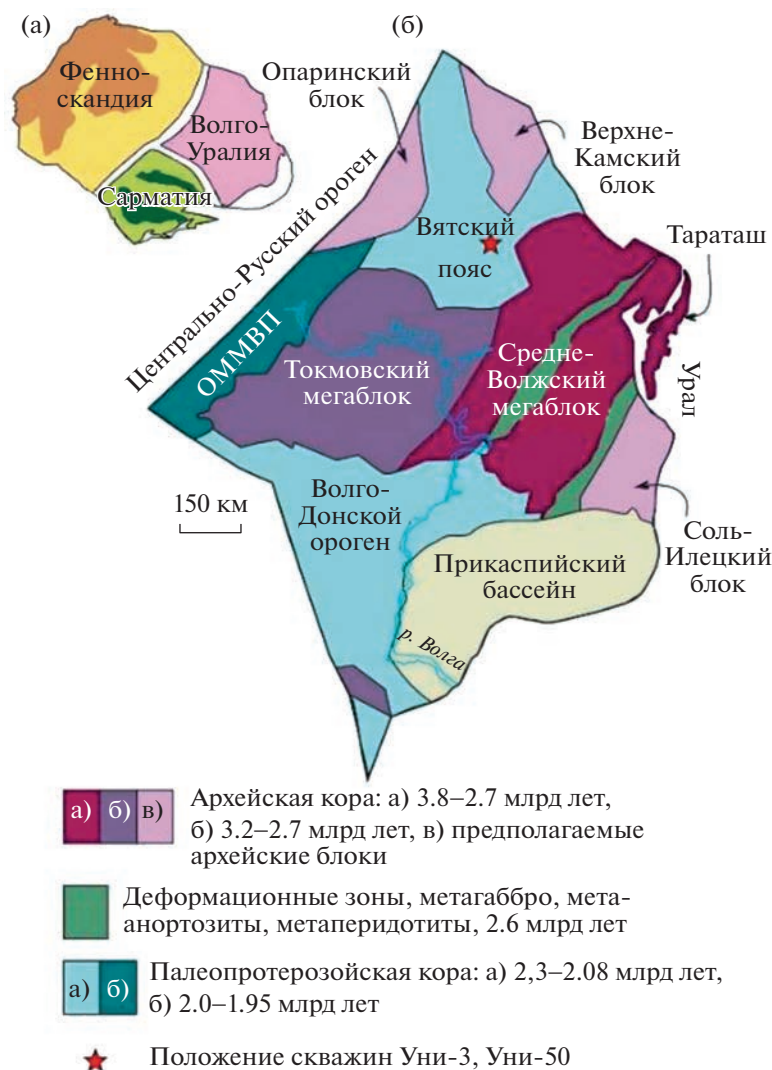


Рис. 1. а – Три сегмента Восточно-Европейского кратона по [3]. б – Главные структурные элементы Волго-Уральского сегмента ВЕК по [3] с дополнениями. ОММВП – Осицко-Микашевичи-Московский вулканический пояс.

го действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Параметры давления и температуры метаморфизма пород были количественно охарактеризованы с использованием классических методов геотермобарометрии, основанных на обменных и смещенных равновесиях и на зависимости предельной растворимости элемента в фазе от температуры, и методов мультиравновесной термобарометрии (winTWQ 2.44, GeoPS 3.2.2.128). Детальное описание методики исследования, использованных геотермобарометров и программных пакетов для моделирования приведено в *Приложении 1*. Составы породообразующих минералов приведены в *Приложении 2*. Содержания петрогенных элементов изученных пород и диаграммы

псевдосечений для них, построенные в программе GeoPS, приведены в Приложении 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Супракrustальные породы унийской свиты в пределах Вятского пояса различаются по структурным характеристикам и минеральному составу [2, 4]. В восточной части пояса две близкорасположенные скважины Уни-50 и Уни-3 вскрыли силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и андалузит-двуслюдяные сланцы, соответственно, которые образовались при метаморфизме осадочных пород [4].

Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, вскрытые скважиной Уни-50, одинаковы по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу на всем интервале разреза скважи-

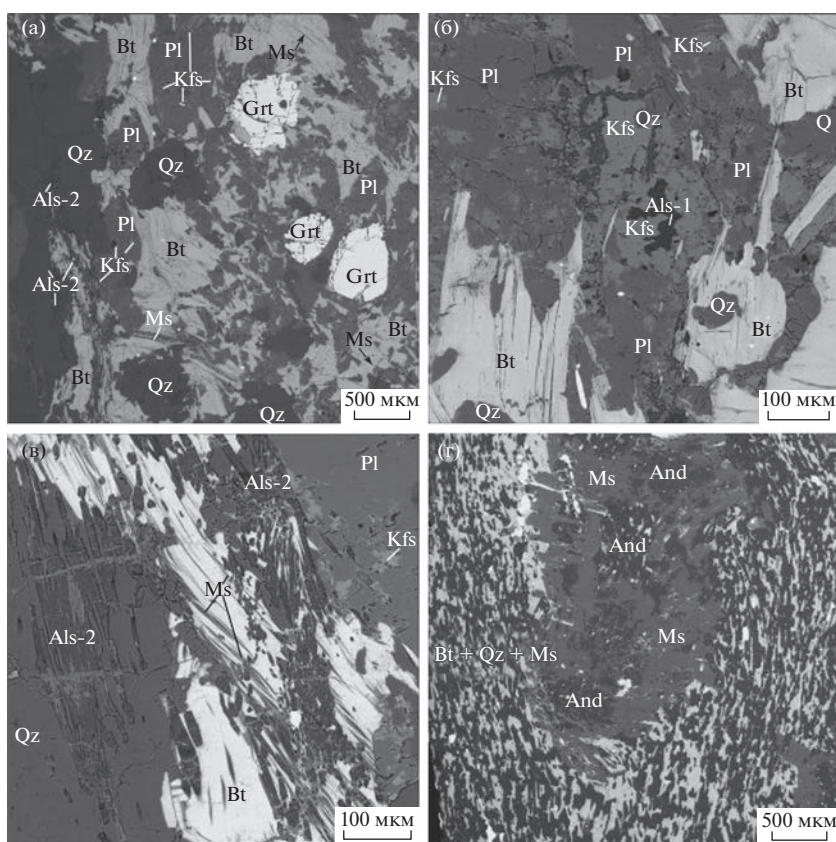


Рис. 2. Микрофотографии пород уиньской свиты, изображения в отраженных электронах (BSE): а–в – силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, скв. Уни-50: а – порфиробласты *Grt* в меланократовой полосе, б – реликты *Als*-1 в окружении *Kfs*, в – реликты *Sil* (*Als*-2), секущие мусковитизированный биотит, кварц и полевые шпаты; г – андалузит-двуслоянные сланцы из скв. Уни-3: порфиробласт *And*, окруженный *Ms*-2, в *Bt*-1-*Qz*-*Ms*-1 матрице.

ны. Текстура пород полосчатая за счет чередования тонких (3–5 мм) лейкократовых кварц-полевошпатовых полос и меланократовых чуть более широких (5–7 мм) полос, обогащенных биотитом. На границе меланократовых и лейкократовых полос увеличивается содержание биотита. Порфиробластовая структура пород связана с присутствием зерен граната на фоне более мелкозернистой матрицы породы (рис. 2 а).

Гранат образует изометричные зерна 0.5–0.7 мм в диаметре в биотит-кварц-полевошпатовой матрице породы, и чаще всего находится в сростаниях с биотитом. Гранат характеризуется плавно изменяющимся составом от центра (*Grt*-1: *Grs*_{5–7} *Alm*_{75–77} *Sps*_{6–7} *Prp*_{14–16}) к краю (*Grt*-2: *Grs*_{3–4} *Alm*_{77–79} *Sps*_{7–10} *Prp*_{8–13}) зерна (рис. 3 д).

Биотит образует вытянутые вдоль направления полосчатости пластинки длиной в среднем 0.5–1 мм, присутствует как виде отдельных зерен, так и в виде скоплений, имеет “рваные” края с торцов пластинок, плотно прилегает к гранатовым зернам. Состав биотита незначительно ко-

леблется в пределах каждого отдельного зерна. В крупных зернах состав неравномерно изменяется: $Mg\#^2$ колеблется в диапазоне 46–49, содержание TiO_2 повышается ближе к центру зерна до 2.7–3.2 мас. % (*Bt*-1). В приконтактной с гранатом зоне биотит имеет $Mg\#$ 49–51 и TiO_2 1.7–2.7 мас. % (*Bt*-2) (рис. 3 е). Иногда в краевых частях биотита развит хлорит, формирующий тонкие агрегаты замещения. В отдельных чешуйках биотита развиты мусковитовые прослои (*Ms*₆₂ *Pg*₅ *Cel*₁₅ *Fcel*₁₈) (рис. 2 в). Реже в зонах с реликтами силлиманита встречаются чешуйки мусковита, почти полностью замествившие биотит (*Ms*_{81–83} *Pg*_{2–11} *Cel*_{4–6} *Fcel*_{4–7}). Мелкие чешуйки биотита в матрице породы по составу аналогичны *Bt*-1 ($Mg\#$ = 49, TiO_2 = 2.7–3.2 мас. %).

Плагиоклаз формирует зерна диаметром 1–2 мм с неровными краями, с многочисленными включениями кварца, реликтов калиевого полевого шпата (КПШ), реликтов силлиманита. Он ксеноморфен по отношению к биотиту, который обрастает его по краям в меланократовых зонах.

¹ Аббревиатуры минералов по [5].

² $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, ф.е.

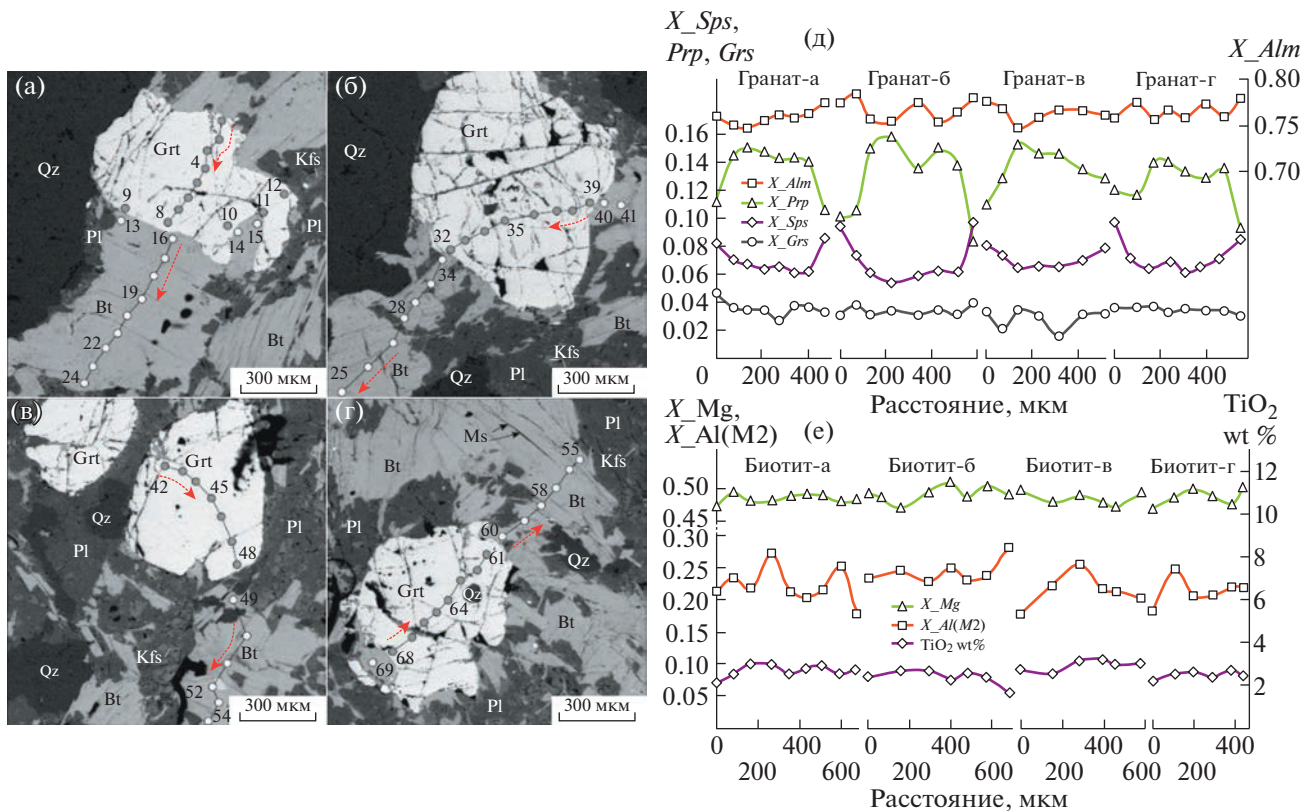


Рис. 3. Порфиробласты граната и сосуществующего биотита в гнейсах. а–г — фотографии в BSE. Красными стрелками на фото показано направление профиля, точками — места анализа и их номер (Приложение 2). д — профили анализов состава через гранаты и е — сосуществующие с ними биотиты.

Имеет незначительную зональность от центра к краю зерен. Более основной состав (An_{26-28}) приходится на центральные части ($Pl-1$). Для краев зерен, в том числе и ближе к границам с гранатом, характерен более кислый состав — An_{23-25} ($Pl-2$).

КПШ представлен в виде мелких пятен с неровными границами в зернах плагиоклаза.

Алюмосиликат представлен двумя полиморфами — андалузитом (условно) и силлиманитом. Андалузит ($Als-1$) присутствует в виде зерна неправильной формы, которое окружено каймой КПШ (рис. 2 б). Силлиманит ($Als-2$) встречен в лейкократовых полосах в виде игольчатых зерен длиной 0.1–0.2 мм, которые преимущественно пересекают кварцевые либо плагиоклазовые (An_{25-28}) зерна, либо листочки мусковитизированного биотита (состава $Bt-1$) (рис. 2 в). Оба полиморфа имеют низкие суммы составов от 79 до 85 мас. %, а количества в них атомных единиц Al и Si примерно равны, что не соответствует формуле Al_2SiO_5 и, возможно, могут представлять собой проявление псевдоморфоз каолинита.

Таким образом, можно выделить 2 парагенезиса: ранний $Grt-1 + Bt-1 + Pl-1 + Als-2 + Kfs + Qz$, который, вероятнее всего, формировался в пико-

вых условиях, и поздний (ретроградный) — $Grt-2 + Bt-2 + Pl-2 + Qz + Ms + Chl$. Вероятно, $Als-1$ является реликтом проградной стадии метаморфизма, поэтому в ассоциации пикового и ретроградного этапов он не включен.

Мелко-тонкозернистые андалузит-двуслюдяные сланцы, вскрытые скважиной Уни-3, сложены ориентированными мелкими чешуйками биотита ($Bt-1$: $Mg\# 45-47$, $TiO_2 = 1.6-2.4$ мас. %), мусковита ($Ms-1$: $Ms_{75-81}Pg_{13-19}Cel_{3-4}Fcel_{3-10}$), и зернами кварца. В незначительном количестве присутствуют мелкие зерна плагиоклаза (An_{15-17}). КПШ присутствует в плагиоклазе в виде пятен с нечеткими границами. В нижней части разреза скважины присутствуют реликты порфиробластов андалузита, “закрученных” в мусковитовую прослойку с чуть более пониженной по сравнению с матрицей X_{Cel} ($Ms-2$: $Ms_{75-81}Pg_{15-20}Cel_{1-3}Fcel_{1-3}$), обрамленную крупными чешуйками биотита-2 ($Mg\# 42-47$, $TiO_2 = 1.9-3.0$ мас. %), и находящуюся в мелкозернистой сланцеватой матрице (рис. 2 г). Обширные области мусковита-2 в прослойке вокруг андалузита повсеместно замещаются хлоритом.

Таблица 1. Рассчитанные параметры *PT*-условий метаморфизма пород унийской свиты

Образец	Этап	Метод	<i>PT</i> -условия	Погрешность
Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, скв. Уни-50	Пиковый	<i>Grt–Bt</i> Термометр (H00) [7]	624–644°C	±25°C
	Пиковый	<i>Grt–Sil–Pl–Qz</i> Барометр (H01) [8]	4.1–4.7 кбар	±0.43 кбар
	Пиковый	TWQ 2.34 (Berman, 07)*	621°C, 5.4 кбар	
	Пиковый	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15) [9]	623–659°C**	±50°C
	Ретроградный	<i>Grt–Bt</i> Термометр (H00)	539–590°C	±25°C
	Ретроградный	<i>Grt–Sil–Pl–Qz</i> Барометр (H01)	2.1–2.8 кбар	±0.43 кбар
	Ретроградный	winTWQ 2.34 (Berman, 07)	553°C, 2.9 кбар	
	Ретроградный	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15)	557–618°C***	±50°C
Андалузит-двуслюдяные сланцы, скв. Уни-3	Проградный	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15)	540–580°C****	±50°C
	Проградный	<i>Ms–Bt</i> (H89) [10]	520–580°C****	± 22°C
	Пиковый	Ti-in- <i>Bt</i> Термометр (WC15)	570–590°C****	±50°C

* ссылка в Приложении 1.

**при 4–5 кбар по H01.

***при 2.1–4.4 кбар по H01.

****при 2–3 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ

Разнообразие пород унийской свиты может быть связано как с разным протолитом, так и быть результатом разных *PT*-параметров метаморфизма близких по составу исходных пород. Наиболее ярко различия степени метаморфизма выражены в двух пространственно-сближенных скважинах, в разрезах которых фиксируются однородные последовательности пород (гнейсы в скв. Уни-50, сланцы в скв. Уни-3) с незначительными вариациями минерального и химического состава (Приложение 3, табл. 3.1).

Гнейсы скважины Уни-50 являются наиболее информативными для расшифровки параметров кульминационной и ретроградной стадий метаморфизма. В гранатах плавное понижение содержания *Grs* и *Prp* при увеличении содержания *Sps* и *Alm* от центра (*Grt-1*) к краю зерен (*Grt-2*) (рис. 3 д) указывает на монотонный рост оболочек в ретроградную стадию в условиях равномерно снижающегося давления и температуры при одноактном метаморфизме, возможно, спровоцированный поступлением флюидной фазы при снижении давления [6].

Парагенезис *Grt + Bt + Pl + Qz + Als-2* позволил оценить параметры разных этапов. Для оценки пикового этапа были использованы анализы ядерных частей граната с высокой *X_{Prp}* (*Grt-1*), центральные части листочков контактирующих с ними крупных биотитов с самым низким *Mg#* и самым высоким содержанием *TiO₂* и *X_{Al}* в позиции M2 (*Bt-2*), и центральных частей плагиоклазов с более высоким *An* (*Pl-1*). Параметры пика метаморфизма, оцененные классическими термобарометрами (*Grt–Bt* и *Grt–Als–Pl–Qz* (GASP)), имеют следующие значения: $T = 624–644^{\circ}\text{C}$, $P =$

$= 4.1–4.7$ кбар. Составы контактирующих зерен граната, биотита и плагиоклаза (*Grt-2*, *Bt-2*, *Pl-2*) фиксируют теми же методами следующие значения на ретроградном тренде эволюции метаморфизма: $T = 539–590^{\circ}\text{C}$, $P = 2.1–2.8$ кбар. При моделировании с использованием winTWQ были получены оценки для пикового этапа: $T = 621^{\circ}\text{C}$, $P = 5.4$ кбар, для ретроградного этапа: $T = 553^{\circ}\text{C}$, $P = 2.9$ кбар (рис. 4), которые согласуются с полученными данными классической термобарометрии. С использованием этих же составов биотита по термометру Ti-in-*Bt* была оценена температура для давлений разных этапов: 623–659°C при 4–5 кбар³ и 557–618°C при 2.2–4.4 кбар, которая совпадает с оценками обменного *Grt–Bt* термометра (табл. 1).

Тонкая полосчатость гнейсов с чередованием полосок с разным соотношением лейкократовых и меланократовых минералов предполагает их образование в процессе метаморфической сегрегации и, возможно, начало частичного плавления. Множество экспериментальных исследований ([11] и ссылки в ней) объясняет инициацию плавления в гнейсах за счет разложения водосодержащих минералов в отсутствие свободного флюида (дегидратационное, более высокотемпературное) либо с уже присутствующим водным флюидом (более низкотемпературное). По взаимоотношению минералов в гнейсах скв. Уни-50 можно предположить различные механизмы. Например, реликты силиката алюминия (*Als-1*), окруженные каймой КППШ (рис. 2 б), позволяют предположить его участие в реакции плавления [12]: $Bt + Pl + Als + Qz = Grt + Kfs + melt$ (1). Этой же реакцией можно интерпретировать пойкилоб-

³ Давления были выбраны в соответствии с полученными давлениями по GASP-барометру.

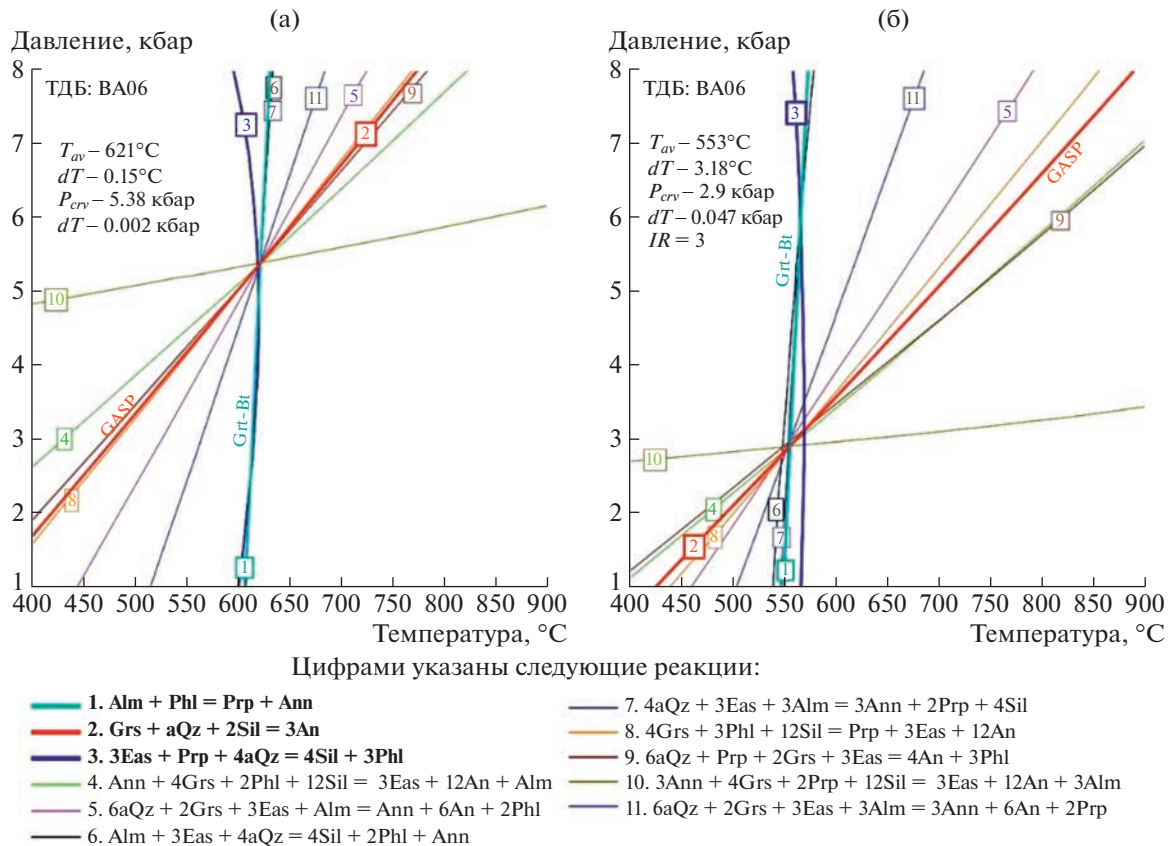


Рис. 4. Диаграммы (winTWQ-2.34) с пересекающимися линиями реакций для системы KCFMASH и парагенезиса $Pl + Bt + Grt + Qz + Sil$ в гнейсах скв. Уни-50, определяющих PT -условия для (а): пикового — 662°C , 5.59 кбар, и (б): ретроградного — 553°C , 2.9 кбар этапов метаморфизма. Использовалась согласованная термодинамическая база данных (ТДБ) ВА06 (Приложение 1). T_{av} и P_{av} — вычисленные средние значения; dT и dP — параметры сходимости пучка, среднеквадратические отклонения всех учтенных парных пересечений линий реакций от вычисленного среднего значения по двум осям. IR — количество независимых реакций, в списке реакций они обозначены жирным шрифтом, на графике — жирными линиями.

ласты КПШ в зернах плагиоклаза и появление граната в лейкоosome. Но температуры, которые соответствуют реакции (1) по экспериментальным данным [12], несколько выше ($700\text{--}750^{\circ}\text{C}$), чем максимальные значения, полученные в данном гнейсе (644°C) (рис. 5), а гранат гораздо чаще встречается в меланосоме. Реликты же силлиманита (Als -2) обильно представлены в лейкосомах вместе с кварцем, плагиоклазом-1, КПШ и в сростании с мусковитизированным биотитом (состава Bt -1) (рис. 2 в). Возможность образования перитектического биотита, силлиманита и КПШ по экспериментальным данным [13] допускается при распаде первичного мусковита: $Ms + Pl + Qz = Kfs + Sil + Bt + melt$ (2), признаки которого в породе лишь косвенные. При этом обратная реакция (2) также может объяснять появление обильной мусковитизации биотита в зонах с алюмосиликатом при ретроградной гидратации [14]. Но температуры дегидратации мусковита ($700\text{--}750^{\circ}\text{C}$ для 4–7 кбар) по данным [13] также

выше, чем полученные максимальные значения P и T .

Учитывая эти значения, текстурные особенности можно объяснить водонасыщенным плавлением лейкократовой части [15]: $Qz + Pl + Kfs + H_2O = melt$ (3) (рис. 5). Такое плавление происходит в присутствии свободного водного флюида уже при 650°C (4–5 кбар). В пользу этого механизма говорит также наличие гранитоидных жил на одной глубине с гнейсами в скв. Уни-50.

С помощью термодинамического моделирования с использованием программы GeoPS были рассчитаны температуры пикового этапа метаморфизма гнейса — $670\text{--}690^{\circ}\text{C}$, что превышает оценки по TWQ и классическим методам на $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$, а диапазон давлений — 4–5.5 кбар — совпадает с рассчитанными значениями (Приложение 3).

В отличие от гнейсов скважины Уни-50, сланцы скв. Уни-3 не несут признаков плавления, но содержат порфиобласты андалузита, который указывает на метаморфизм в более низкобариче-

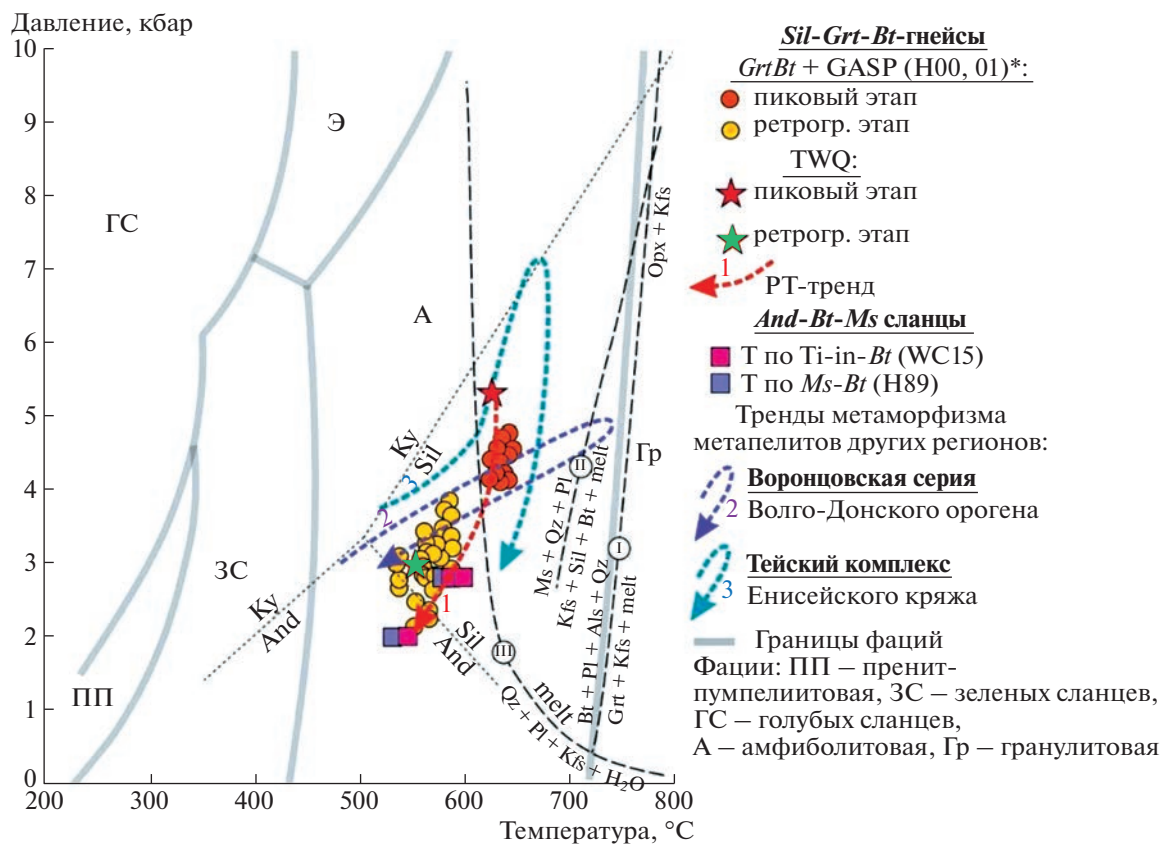


Рис. 5. *PT*-оценки метаморфизма пород унийской свиты по классической и мультиравновесной термобарометрии и *PT*-тренды метаморфизма для пород: 1 — Вятского пояса, 2 — Воронцовского террейна по [17] и 3 — Тейского комплекса по [18] на диаграмме фаций для метapelитов по [19]. Черными пунктирными линиями, подписанными римскими цифрами, показаны известные реакции для гранитоидов и метapelитов соответственно: (I) — [12], (II) — [13], (III) — [15]. * — Расшифровка названий термобарометров приведена в табл. 1.

ских и низкотемпературных условиях. Меньшие содержания *Cel* в мусковите сланцев в отличие от мусковита гнейсов также говорят о более низких давлениях при метаморфизме [16]. Температура формирования мелких зерен биотита (*Bt-1*) в матрице по термометру *Ti-in-Bt* при давлении 2–3 кбар, выбранном в соответствии с ограничениями андалузитовой фациальной серии, оценена в 540–580°C. Обменный *Bt-Ms* термометр в минералах матрицы при тех же давлениях показал температуры 520–580°C. В связи с тем, что X_{Cel} в мусковите матрицы в среднем выше на 2%, чем в мусковите вокруг андалузита, можно предположить, что парагенезис *Bt-1* + *Ms-1* + *Qz* более ранний, а прослойка *Ms-2* + *Chl* вокруг андалузита — ретроградная [16]. Можно также предположить, что крупный биотит (*Bt-2*), обрастающий кайму *Ms-2*, равновесен андалузиту. Вместе эти фазы составляют парагенезис пикового этапа для породы. Температура этого этапа по термометру *Ti-in-Bt* при давлении 2–3 кбар в нем оценена в 570–593°C.

Область ассоциации сланцев на диаграмме псевдосечений, построенной в GeoPS (Приложе-

ние 3), имеет обширный диапазон температур от 520 до 630°C, однако узко ограничивается изоплетами существующей $Mg\#(Bt)$ от 600 до 630°C (при 2.6–3.4 кбар), что превышает на 10–30°C полученные классическими методами оценки для пикового этапа, и сопоставимо с погрешностями классических термометров (Приложение 3).

Проведенные исследования дают основания для расшифровки эволюции метаморфизма пород унийской свиты. Определение параметров начала проградной стадии затруднено. Вероятно, для сланцев скв. Уни-3 за параметры проградной стадии можно принять *PT*-значения, определенные для парагенезиса матрицы породы (500°C, 2 кбар). Ретроградный тренд для сланцев и гнейсов вполне определен и имеет наклон примерно 2.3 кбар/100°C (рис. 5).

При этом финальная стадия метаморфизма для гнейсов приблизительно совпадает с максимальными значениями для сланцев, но давления и температуры пика метаморфизма, которые сформировали основные парагенетические и структурно-текстурные различия между порода-

ми, в гнейсах выше на 100°C и 2–3 кбар (пиковые условия сланцев и гнейсов: 590°C, 2–3 кбар и 690°C, 5.4 кбар соответственно). В метаморфизме пород можно выделить зональность, по характеру которой метаморфизм изученных гнейсов и сланцев относится к сравнительно малоглубинному типу, к андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Такие превышения *PT*-параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, вызванным локальным разогревом пород при вязких деформациях в обстановке коллизии [20].

В качестве ближайшего аналога по возрасту метаморфизма и составу протолита можно привести Воронцовский террейн, входящий в состав Волго-Донского орогена в западном обрамлении Волго-Уралии [17]. Он характеризуется образованием метаморфических зон в метapelитах в интервале температур 430–750°C и давлений 3–5 кбар. В террейне были закартированы гранатовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая, мусковит-силлиманитовая зоны (560–600°C) и наиболее высокотемпературная (до 750°C) силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона [17]. Наиболее вероятной причиной метаморфизма авторы указывают увеличение теплового потока при вязких деформациях и складчатости в теплой литосфере в ходе коллизионных процессов. В отличие от Воронцовского террейна в Вятском поясе наклон *PT*-тренда более крутой, характеризующийся схожими температурами только при более низких давлениях, при этом кордиеритовая и ставролитовая зоны отсутствуют (рис. 5).

Наклон *PT*-тренда метаморфических преобразований пород центральной части Вятского пояса более сопоставим с трендом Тейского комплекса Енисейского кряжа (рис. 5), где закартированы четыре зоны регионального метаморфизма, связываемого с утолщением земной коры при коллизионных процессах: биотитовая, гранатовая, ставролит-андалузитовая и силлиманитовая, а также зона более высоких давлений (кианитовая) в районе разлома, связываемая с более поздним локальным динамометаморфизмом [18]. Минеральная ассоциация первой зоны комплекса похожа на парагенезис сланцев скважины Уни-3 (однако отличается отсутствием андалузита), а четвертая похожа на парагенезис *Sil-Grt-Bt* гнейсов скв. Уни-50 (но отличается наличием ставролита). Региональные зоны Тейского комплекса характеризуются увеличением степени метаморфизма по температурной оси по направлению к ядру антиклинали. Увеличение степени метаморфизма, вероятно, имело место и в Вятском поясе по направлению к зоне сочленения с архейским Токмовским мегаблоком, однако требует дальнейшего изучения пород фундамента по имеющемуся керну немногочисленных скважин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для пород унийской свиты Вятского пояса установлен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии в пределах амфиболитовой фации (HT-LP типа). Пиковый этап формирования парагенезиса *Pl + Bt + Qz + Kfs + Grt + Sil* в гнейсах оценен классическими термобарометрами *Grt-Bt* и *GASP*: 624–644°C, 4.1–4.7 кбар, с помощью *winTWQ*: 621°C, 5.4 кбар и с помощью метода пересечения изоплет в *GeoPS*: 670–690°C, 4–5.5 кбар. Последний метод вместе со структурно-текстурными особенностями гнейса подтвердил частичное плавление в водонасыщенных условиях. Завершающая стадия ретроградного этапа была оценена термобарометрами: 539–590°C, 2.1–2.8 кбар, и с помощью *winTWQ*: 553°C, 2.9 кбар. Область формирования парагенезиса андалузитовой фациальной серии *Pl + Ms + Bt + Qz + Kfs + And ± Chl* в *And-Ms-Bt* сланцах оценена термометрами *Ms-Bt* и *Ti-in-Bt* в 520–590°C при 2–3 кбар, а на диаграмме псевдосечений эта область подтверждена с помощью изоплет магнетиальности биотита и содержаний селадонита.

Учитывая анатексис в гнейсах и температурные оценки от 520 до 690°C в близких зонах метаседиментных пород унийской свиты, а также разницу в давлениях от 2 до 5.4 кбар, можно сказать, что в исследуемой внутренней области Вятского пояса имел место высокоградиентный метаморфизм, и для нее наиболее вероятен вариант разогрева в результате вязких деформаций на этапе коллизии в условиях “теплой” литосферы палеопротерозойского орогена, фрагмент которого пояс представляет.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Государственного задания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН “Петрология магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: эволюция магматизма в ходе формирования крупных континентальных блоков”.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Дополнительная информация для этой статьи доступна по <https://doi.org/10.31857/S2686739722602836> для авторизованных пользователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы нефтегазоносности. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. (Ред.). Казань: “Дента”. 1996. 487 с.
2. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Спиридонов В.А. и др. Новый палеопротерозойский ороген на северо-востоке Восточно-Европейского кратона: первые данные по супракrustальным породам и гранито-

- идам Вятского пояса // М-лы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 1. С. 198–201.
3. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE. East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. P. 1–18.
 4. *Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии // Тр. ГИН АН СССР. 1986. Вып. 408. 224 с.
 5. *Warr L.* IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. P. 1–35.
 6. *Spear F.S.* Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington DC: Mineralogical Society of America Monograph, 1993. 799 p.
 7. *Holdaway M.J.* Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
 8. *Holdaway M.J.* Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1117–1129.
 9. *Wu C.-M., Chen H.-X.* Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // Science Bulletin. 2015. V. 60 (1).
 10. *Hoisch D.A.* Muscovite-biotite geothermometer // American Mineralogist. 1989. 74 (5–6). P. 565–572.
 11. *Weinberg R.F., Hasalova P.* Water-fluxed melting of the continental crust: A review // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 158–188.
 12. *Le Breton N., Thompson A.B.* Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 226–237.
 13. *Patiño Douce A.E.* Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. 87. P. 11–21.
 14. *Brown M.* Prograde and retrograde processes in migmatites revisited // Journal of Metamorphic Geology. 2002. 20. P. 25–40.
 15. *Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks 22. Springer, Berlin. 1996. P. 115–275.
 16. *Velde B.* Phengite micas: Synthesis, stability, and natural occurrence // Amer. J. Sci. 1965. V. 263. P. 886–913.
 17. *Савко К., Самсонов А., Сальникова Е., Котов А., Базиков Н.* HT/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 607–623.
 18. *Лиханов И.И., Реввердатто В.В.* Свидетельства полиметаморфической эволюции докембрийских геологических комплексов Заангарья Енисейского края // Геосферные исследования. 2021. № 3. С. 19–4.
 19. *Bushmin S.A., Glebovitsky V.A.* Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Proceedings KarRC of Russian Academy of Science. №2. Precambrian Geology Series. 2016. p. 3–27.
 20. *Burg J.P., Schmalhol S.M.* Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 189–203.

METAMORPHISM OF UNI SUITE AS AN INDICATOR OF EARLY PRECAMBRIAN COLLISION PROCESSES IN THE VYATKA BELT, BASEMENT OF THE VOLGA-URALIA

**T. A. Pilitsyna^{a,b,#}, K. G. Erofeeva^a, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov^a,
A. V. Postnikov^c, and D. A. Varlamov^d**

^a*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russian Federation*

^c*Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University), Moscow, Russian Federation*

^d*Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Moscow region, Chernogolovka, Russian Federation*

[#]*E-mail: allafia@yandex.ru*

In the central part of the Vyatka belt, sandwiched between the Archean blocks in the northeast of the Volga-Ural segment of the East European craton, according to the core data from two deep wells, the following mineral parageneses were established in the metapelites of the Uni suite: (1) $Pl + Ms + Bt + Qz + Kfs + And \pm Chl$ and (2) $Pl + Bt + Qz + Kfs + Grt + Sil \pm Ms \pm Chl$ (without staurolite and cordierite), corresponding to moderate pressure metamorphism of the amphibolite facies. To determine the P-T conditions for these parageneses a set of methods was used, including classical (*Grt-Bt*, GASP, *Ti-in-Bt*, *Ms-Bt*) and multi-equilibrium thermobarometry (winTWQ 2.34), as well as the isopleth intersection method on pseudosection diagrams (GeoPS 3.2.2.128). The calculated P-T values of metamorphism are 520–650°C (or up to 690°C according to the isopleth method) and 2–5.4 kbar. Paragenesis (2) rock was accompanied by anatexis in the water-saturated system. Zoning can be distinguished in the metamorphism of the rocks, it belongs to a relatively shallow type, to the andalusite-sillimanite subfacies.

Keywords: HT/MP-type metamorphism, thermobarometry, winTWQ, GeoPS, metapelites, Paleoproterozoic orogen, Volga-Uralia

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.71 + 551.72

БИОТА ЭДИАКАРСКОГО ТИПА В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ ТИМАНСКОГО КРЯЖА (ВОЗВЫШЕННОСТЬ ДЖЕЖИМ-ПАРМА, РЕСПУБЛИКА КОМИ)

© 2023 г. А. В. Колесников^{1,*}, И. В. Латышева¹, А. В. Шацлло^{1,2},
член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов¹, А. С. Колесников¹, В. Д. Десяткин¹, Т. В. Романюк²

Поступило 27.12.2022 г.
После доработки 09.01.2023 г.
Принято к публикации 10.01.2023 г.

В джежимской свите Тиманского кряжа впервые обнаружены макроскопические палеонтологические остатки — объемные слепки и отпечатки мягкотелых организмов эдиакарского типа. Среди них диагностированы представители палеопасцихрид, фрондоморф, чуариоморфных колоний, арумбе-риеморфных текстур, а также ископаемые следы жизнедеятельности. Обнаружение большого количества разнообразных палеонтологических остатков эдиакарских организмов на Тиманском кряже не только расширяет представление об их палеогеографическом ареале расселения, но также уточняет временные рамки накопления джежимской свиты, положение которой в разрезе верхнего докембрия было спорным.

Ключевые слова: венд, Южный Тиман, Тиманский кряж, Джежим-Парма, эдиакарская биота, *Palaeopascichnus*, *Arumberia*

DOI: 10.31857/S2686739722602964, **EDN:** FFZWNN

Тиманский кряж расположен на северо-востоке европейской части России. Протягиваясь с северо-запада на юго-восток, он состоит из ряда возвышенностей высотой от 300 до 450 м, ограничивающих Печорскую низменность с юго-запада. По характеру строения и полноте разрезов верхнего докембрия в пределах Тиманского кряжа выделен ряд зон (с юго-запада на северо-восток): Обдырско-Нившерская, Четласско-Джежимпарминская, Цильменско-Ропчинская и Вымско-Вольская [1]. В Четласско-Джежимпарминской зоне верхний докембрий объединен в четласскую и быстринскую серии. Первая из них некоторыми авторами отнесена к среднему рифею [2], а другими авторами — к верхнему рифею—(?)венду [1]. В сводном разрезе четласской серии выделяют светлинскую, новобобровскую и визингскую свиты. Эта серия с несогласием перекрыта быстринской серией, расчлененной на устьпалегскую (аньюгскую, джежимскую), ворыквинскую, павьюгскую и паунскую свиты.

Возвышенность Джежим-Парма расположена на юго-востоке Тиманского кряжа. Здесь, в обрамлении палеозойских комплексов, развиты песчаники и алевролиты визингской свиты, песчаники джежимской свиты, известняки (местами доломитизированные) и алевро-аргиллиты павьюгской свиты [3]. Соотношения между свитами тектонические, характер разрывных нарушений неизвестен [4]. На протяжении долгого времени возраст и стратиграфическое положение этих свит были дискуссионны. Так, В.Г. Оловянишников считал, что доломиты павьюгской свиты представляют древнейшую часть разреза, и относил их к верхнему рифею, а джежимскую свиту сопоставлял с аньюгской свитой венда [3]. Однако в легенде второго издания Тиманской серии листов ГГК-200 РФ [5] джежимская свита помещена в основную часть разреза и отнесена к верхнему рифею.

В 2021–2022 гг. в карьере Асыввожского месторождения бутового камня (рис. 1) мы провели рекогносцировочные исследования красноцветных силикокластических пород джежимской свиты, где впервые обнаружили многочисленные остатки ископаемых организмов эдиакарского типа (рис. 2).

Общая видимая мощность свиты, вскрытая карьером, составляет ~70 м. Свита сложена красноцветными, преимущественно косо- и волнистослоистыми, песчаниками с редкими пакетами

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: kolesnikov@ginras.ru



Рис. 1. Схема расположения нового местонахождения остатков организмов эдиакарского типа на северо-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы.

переслаивающихся алевролитов и песчаников мощностью до 50 см. Палеонтологические остатки приурочены к одному из таких пакетов на отметке 12 м от основания видимой части разреза джежимской свиты. Собранная нами коллекция состоит из 84 экземпляров представителей палеопасихнид, органов прикрепления фрондоморфных организмов, чуариоморф, ископаемых следов жизнедеятельности и микробиальных колоний.

Таксономически наиболее разнообразные палеопасихниды представлены в виде однорядных серий выпуклых слепков камер на подошвах алевролитов и мелкозернистых песчаников (позитивный гипорельеф), имеющих глобулярную, вытянутую или аллантоидную (выгнутую) форму, расположенных цепочкообразно друг за другом (рис. 2 а–д). В большинстве случаев палеопасихнид можно идентифицировать только с помощью узконаправленного источника света, расположенного под низким углом к поверхности слоистости. Это обусловлено тем, что палеонтологические остатки низкорельефные и демонстрируют степень сохранности хуже, чем, например, схожая ассоциация из вилухинской подсвиты чернокаменной свиты венда Среднего Урала [6]. Среди палеопасихнид диагностированы три вида: *Palaeopascichnus linearis*, состоящий из однорядных серий глобулярных или слегка вытянутых камер шириной от 3 до 6 мм (рис. 2 а, б); *P. gracilis*, состоящий из однорядных серий сильно вытянутых камер длиной до 1 мм и шириной до 25 мм (рис. 2 в); *P. delicatus*, состоящий из однорядных серий камер, имеющих аллантоидную форму и прогрессивно увеличивающуюся ширину (рис. 2 г).

Органы прикрепления представлены позитивными гипорельефными луковичевидными слепками или дисковидными отпечатками в алевро-

литах и мелкозернистых песчаниках (рис. 2 д, е). Диаметр луковичевидных тел и дисков варьирует от 1 до 3 см, а высота гипорельефа достигает 5 мм. Степень сохранности не позволяет однозначно установить видовую принадлежность остатков, однако, подобные формы широко распространены в синекаменной подсвите чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала и определены как слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов *Aspidella* Billings [7].

Остатки чуариоморфных колоний наиболее многочисленны в джежимской свите. Они представлены скоплениями небольших округлых или эллиптических слепков без каких-либо видимых концентрических или радиальных складок в позитивном гипорельефе алевролитов и мелкозернистых песчаников (рис. 2 ж). Диаметр отдельных экземпляров редко превышает 7–10 мм, а высота гипорельефа обычно менее 1 мм. Характер площадного распределения и морфология отдельных экземпляров идентичны чуариоморфным колониям *Beltanelliformis konovalovi* из чернокаменной свиты Среднего Урала [8], хотя последние демонстрируют существенное различие в размерах особей. Ископаемые формы, подобные асывожским, ранее были описаны как остатки мягкотелых колонийных организмов *Beltanelliformis minutae* из серии лонгминдиан эдиакария Англии [9], однако позже другими исследователями была высказана точка зрения об их принадлежности к микробиально-индуцированным осадочным текстурам [10]. С другой стороны, недавно были получены убедительные доказательства цианобактериальной природы отдельных экземпляров *Beltanelliformis* из верхнего венда юго-восточного Беломорья [11], соответственно ничто не мешает рассматривать многочисленные скопления округ-

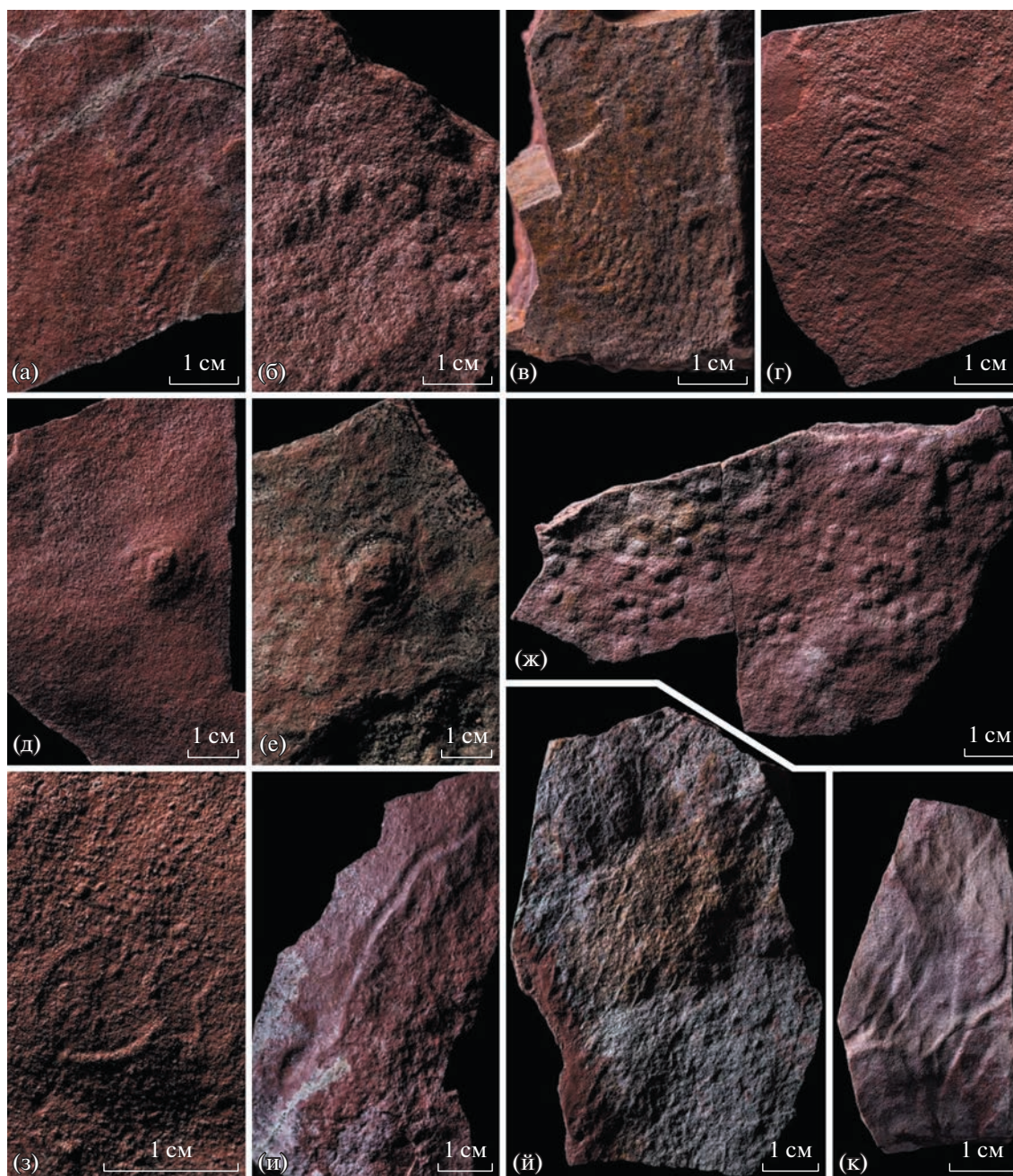


Рис. 2. Представители ископаемой биоты эдиакарского типа из джежимской свиты Южного Тимана: а — обр. № ST22/1-55, *Palaeopascichnus linearis*; б — ST22/1-67, *P. linearis*; в — обр. № ST22/1-62, *P. gracilis*; г — обр. № ST22/1-64, *P. delicatus*; д — обр. № ST22/1-71, *Aspidella* sp.; е — обр. № ST22/1-42, *Aspidella* sp.; ж — обр. № ST22/1-72, *Beltanelliformis minutae*; з — обр. № ST22/1-34, *Helminthoidichnites* isp.; и — обр. № ST22/1-68, *H. tenuis* (?); й — обр. № ST22/1-73, *Arumberia vindhyensis*; к — обр. № ST22/1-61, *A. banksi*. Коллекция лаборатории стратиграфии верхнего докембрия Геологического института РАН (г. Москва).

лых слепков в джежимской свите как специфические остатки микробных (чуариоморфных) колоний.

Ископаемые следы жизнедеятельности представлены на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников и алевролитов простыми горизонтальными неветвящимися меандрирую-

щими валиками (позитивный гипорельеф) или канавками (негативный эпирельеф) шириной 1–3 мм (рис. 2 з, и), которые интерпретированы нами, как заполненные осадком остатки нор. Поверхность нор ровная, без каких-либо видимых пережимов и морфологических структур. Наблюдаемые признаки в достаточной степени весомы

для определения этих остатков до ихнорода *Helminthoidichnites* isp., которые широко распространены в ископаемой летописи начиная с отложений позднего эдиакария [12].

Помимо всего, в джежимской свите распространены проблематики и различные микробиальные образования, среди которых встречены арумбериеморфные текстуры, также широко известные в литературе под родовым именем “*Arumberia*” (рис. 2 й, к). На протяжении длительного времени их принимали за эрозионные текстуры, однако, результаты последних исследований убедительно показали их биологическое происхождение [13–15]. В джежимской свите встречены две разновидности арумбериеморфных текстур: *Arumberia vindhyanensis* (рис. 2 й) – серии субпараллельных неглубоких канавок или невысоких валиков (до 0.7 мм), расположенных близко друг к другу, пространство между которыми расчленено более мелкими канавками/валиками; *A. banksi* (рис. 2 к) – серии относительно крупных субпараллельных и веерообразно расходящихся канавок (негативный эпирельеф) и валиков (позитивный гипорельеф) шириной до 2 мм и глубиной/высотой до 2 мм на подошве и внутри песчаных слоев.

До настоящего времени находки ископаемых организмов эдиакарского типа на северо-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы не были известны, а джежимскую свиту Южного Тимана относили к верхнему рифею [1, 2, 5]. Обнаружение остатков организмов эдиакарского типа однозначно указывает на вендский возраст свиты. Так, в пользу более молодого (пост-рифейского) возраста указывают находки ихнофоссилий *Helminthoidichnites* isp., известные в ископаемой летописи начиная с временной отметки ~ 560 млн лет [12], а также отпечатки микробиальных сообществ типа *Arumberia banksi*, время существования которых в ископаемой летописи ограничено интервалом 560–520 млн лет [16]. Исключение составляют современные проявления арумбериеморфных образований на поверхностях галотолерантных цианобактериальных матов в крайне мелководных водоемах на приливно-отливных равнинах [14]. Важными находками являются палеопасцихниды, стратиграфический диапазон которых соответствует всему объему вендской системы [17]. Более того, нам удалось обнаружить ассоциацию палеопасцихнид, включающую в себя виды *Palaeopascichnus delicatus*, *P. gracilis* и *P. linearis*, время существования которой ограничено интервалом 560–550 млн лет [18] и соответствует, в современном понимании, беломорскому ярусу верхнего венда Восточно-Европейской платформы [19].

Несмотря на то что качество сохранности макрофоссилий Тиманского кряжа уступает сохран-

ности аналогичных организмов из крупнейших местонахождений мира, комплекс остатков эдиакарского типа из джежимской свиты по разнообразию таксонов и многочисленности можно сравнить с ископаемой чернокаменной биотой венда Среднего Урала [7]. Подобно фоссилиеносным уровням чернокаменной свиты Среднего Урала [6–8, 20], палеонтологические остатки из джежимской свиты приурочены к отложениям крайнемелководных обстановок приливно-отливных равнин с признаками периодического осушения (наличие арумбериеморфных текстур, знаков волновой ряби, трещин усыхания и слепков мелких кубических кристаллов соли).

В таксономическом смысле представленный материал пока недостаточно богат для детальных исследований в области морфологии, тафономии и палеоэкологии. Тем не менее обнаружение первых макрофоссилий в джежимской свите дает перспективу для поиска новых палеонтологических остатков и открытия полноценного местонахождения ископаемых организмов эдиакарского типа в регионе и указывает на то, что палеонтологический потенциал венда северо-востока Восточно-Европейской платформы еще не раскрыт. Таким образом, разрезы верхнего докембрия Тиманского кряжа обретают статус ключевых объектов для изучения функциональных особенностей палеоэкосистем на ранних этапах эволюции Metazoa и реконструкции их ареала расселения от юго-восточного Беломорья до Южного Урала.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование и подготовка публикации проведены при финансовой поддержке гранта РНФ (проект № 21-77-10106). Полевые исследования соответствуют темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. 1998. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
2. Рифей и венд Европейского Севера СССР. Гецен В.Г., Дедеев В.А. и др. (ред.) 1987. Сыктывкар: Коми ФАН СССР. 124 с.
3. Гниловская М.Б., Вейс А.Ф. и др. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11–39.
4. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from Late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17 (2–3). P. 583–601.
5. Опаренкова Л.И., Иванов Н.Ф. Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической кар-

- ты Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (издание второе) / Ред. В.Г. Колокольников. 1999. Ухта.
6. Десяткин В.Д., Колесников А.В. и др. Палеопасичники из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499 (2). С. 138–143.
 7. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Осадочные системы сыльицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
 8. Kolesnikov A. *Beltanelliformis konovalovi* sp. nov. From the Terminal Neoproterozoic of Central Urals: Taphonomic and Ecological Implications // Frontiers in Earth Science. 2022. 10: 875001.
 9. McIlroy D., Crimes T.P., et al. Fossils and matgrounds from the Neoproterozoic Longmyndian Supergroup, Shropshire, UK // Geological Magazine. 2005. V. 142 (4). P. 441–455.
 10. Menon L.R., McIlroy D., et al. The dynamic influence of microbial mats on sediments: fluid escape and pseudofossil formation in the Ediacaran Longmyndian Supergroup, UK // Journal of the Geological Society. 2016. V. 173. P. 177–185.
 11. Bobrovskiy I., Hope J.M., et al. Molecular fossils from organically preserved Ediacara biota reveal cyanobacterial origin for *Beltanelliformis* // Nature Ecology & Evolution. 2018. V. 2. P. 437–440.
 12. Jensen S. Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, south-central Sweden // Fossils and Strata. 1997. № 42. 110 p.
 13. Колесников А.В., Гражданкин Д.В. и др. Арумбериеморфные текстуры в верхнем венде Урала // ДАН. 2012. Т. 447 (1). С. 66–72.
 14. Kolesnikov A.V., Danelian T., et al. Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // Bull. Soc. géol. Fr. 2017. V. 188 (5). P. 1–10.
 15. Retallack G.J., Broz A.P. Arumberia and other Ediacaran–Cambrian fossils of central Australia // Historical Biology. 2021. V. 33 (10). P. 1964–1988.
 16. McMahon W.J., Davies N.S., et al. Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture *Arumberia*, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record // Geological Magazine. 2022. V. 159 (1). P. 1–20.
 17. Kolesnikov A.V. Stratigraphic correlation potential of the Ediacaran palaeopascichnids // Estudios Geológicos. 2019. V. 75 (2). e102.
 18. Kolesnikov A., Desiatkin V. Taxonomy and palaeoenvironmental distribution of palaeopascichnids // Geological Magazine. 2022. V. 159. P. 1175–1191.
 19. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (4). С. 703–717.
 20. Sozonov N.G., Bobkov N.I., et al. The ecology of Dickinsonia on tidal flats // Estudios Geológicos. 2019. V. 75 (2). e116.

EDIACARA-TYPE BIOTA IN THE UPPER PRECAMBRIAN OF TIMAN RANGE (DZHEZHIM-PARMA HILL, THE KOMI REPUBLIC)

A. V. Kolesnikov^{a, #}, I. V. Latysheva^a, A. V. Shatsillo^{a, b}, Corresponding member of the RAS N. B. Kuznetsov^a, A. S. Kolesnikov^a, V. D. Desiatkin^a, and T. V. Romanyuk^b

^aGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^bSchmidt Institute of Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: kolesnikov@ginras.ru

The macroscopic fossils, an Ediacara-type composite moulds and casts, were found in the Dzhezhim Formation of the Timan Range for the first time. Among them, the representatives of palaeopascichnids, frondomorphs, chuarimorph colonies, arumberiamorph structures as well as trace fossils were diagnosed. Finding of a large number of various Ediacaran fossils on Timan Range both develops the understanding of their palaeogeographic range, and also clarifies the age limits of the deposition of the Dzhezhim Formation, whose stratigraphic position in the Upper Precambrian section was controversial.

Keywords: Vendian, South Timan, Timan Range, Dzhezhim-Parma, Ediacara biota, *Palaeopascichnus*, *Arumberia*

СТРАТИГРАФИЯ

УДК [561.276+563.12]:551.762.2(571.6)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕЮРСКИМ ДИНОЦИСТАМ И ФОРАМИНИФЕРАМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

© 2023 г. А. А. Горячева^{1,*}, Л. А. Глинских¹, О. С. Дзюба¹,
О. С. Урман¹, член-корреспондент РАН Б. Н. Шурыгин¹

Поступило 13.12.2022 г.

После доработки 20.01.2023 г.

Принято к публикации 25.01.2023 г.

Приведены сведения о первых находках диноцист и фораминифер в среднеюрских отложениях Дальнего Востока России и их таксономической принадлежности. Использование комплексов фораминифер в качестве инструмента для биостратиграфического расчленения и корреляции среднеюрских толщ этого региона весьма затруднительно ввиду плохой сохранности и ограниченности находок этих микрофоссилий. Находки диноцист *Endoscrinium galeritum*, *Tubotuberella* cf. *apatela*, *Wananea fimbriata*, *Meiourogonayaulax* cf. *caytonensis* ставят вопрос о коррекции стратиграфического объема выделяемых в средней юре свит.

Ключевые слова: микрофитофоссилии, фораминиферы, средняя юра, Дальний Восток

DOI: 10.31857/S268673972260285X, **EDN:** FFBVZN

Известные до сих пор в юрских и нижнемеловых отложениях морского генезиса на Дальнем Востоке России находки микрофоссилий представлены преимущественно радиоляриями, а также спорами и пылью наземных растений нередко плохой сохранности. Фораминиферы и морские остракоды описывались из приграничных нижне-верхнемеловых отложений ([1–3] и др.), и находки единичных раковин этих групп указывались из нижнемеловых и верхнеюрских толщ Дальнего Востока России [4, 5]. Из средней юры этого региона хорошо известны макрофоссилии, особенно аммониты и двустворки, которые в основном здесь и используются для решения стратиграфических задач ([7, 8] и др.), тем не менее, оставляя еще много нерешенных вопросов по расчленению и корреляции вмещающих отложений [9]. Данные по среднеюрским представителям фораминифер, как и по диноцистам, до сих пор не опубликованы.

В 2011 г. в ходе полевых работ в бассейне р. Бурея на р. Солони из обнажений юры были собраны образцы для поиска микрофоссилий, и в результате впервые получена микропалеонтологическая характеристика верхов нижней и средней юры Буреинского прогиба. Диноцисты обнару-

жены в образцах, происходящих из двух точек наблюдения, фораминиферы — только в одном образце из отдельного выхода (рис. 1). Это первые находки представителей диноцист и фораминифер в средней юре на Дальнем Востоке России. Их характеристика предлагается в настоящей статье. На отдельных уровнях изученного разреза также были зафиксированы остатки спор и пыльцы наземных растений.

В целом был проведен палинологический анализ 25 образцов из синкальтинской и чаганыйской свит. Часть образцов не содержала палиноморф, в некоторых образцах были обнаружены только споры и пыльца плохой сохранности, и в двух образцах были определены цисты динофлагеллят (рис. 2). Большинство обнаруженных цист удовлетворительной сохранности, что позволило сделать определения не только в открытой, но и в бинарной номенклатуре (по [11]). Микрофотографирование палинологических объектов выполнялось на световом биологическом микроскопе stand Micromed 3 U3 с применением цветной фотокамеры TCam-5.

В образце из низов синкальтинской свиты цисты динофлагеллят представлены единичными формами *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt (2 экз.) и *Phallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies (2 экз.) (рис. 2, 3 а, б). На территории Сибири вышеперечисленные диноцисты совместно могут встречаться в стратиграфическом интервале тоар-аален [12]. В связи с тем, что микрофитопланктон на этом уровне единичен и не обнаружен в ниже-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: goryachevaa@ipgg.sbras.ru

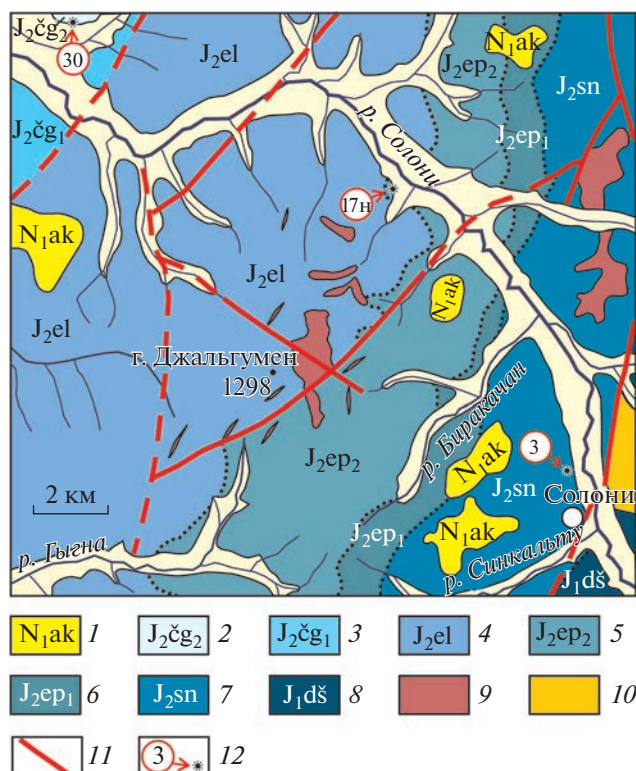


Рис. 1. Местоположение точек наблюдения по р. Солони, в которых найдены остатки диноцист и фораминифер, на фрагменте листа М-53-VIII (Чегдомын) государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 [10]. Фрагмент карты приведен с изменениями по [9] и упрощениями. 1 – аякитская толща; 2–3 – чаганыйская свита: 2 – верхняя подсвита, 3 – нижняя подсвита; 4 – эльгинская свита; 5–6 – эпиканская свита: 5 – верхняя подсвита, 6 – нижняя подсвита; 7 – синкальтинская свита; 8 – дешеская свита; 9 – гранодиорит-порфиры позднего мела; 10 – кварцевые диориты и гранодиориты среднего и позднего карбона; 11 – разломы; 12 – точки наблюдения.

и вышележащих толщах, то геологический возраст по этой группе водорослей можно предположить лишь в широком диапазоне – тоар–аален.

К неожиданным выводам привело палинологическое исследование образца, отобранного из верхней части чаганыйской свиты, долгое время считавшейся верхнеюрской, однако впоследствии датированной батом [8]. Наряду с маловыразительным спорово-пыльцевым комплексом, здесь обнаружены редкие экземпляры диноцист: *Endoscrinium galeritum* (Deflandre) Vozzhennikova (5 экз.), *Tubotuberella* cf. *apatela* (Cookson and Eisenack) Ioannides (1 экз.), *Wanaea fimbriata* Sarjeant (2 экз.), *Meiourugonyaulax* cf. *caytonensis* (Sarjeant) Sarjeant (2 экз.) (рис. 2, 3 в–и). Стратиграфический интервал, в котором все эти таксоны могут совместно встречаться в хорошо изученных разрезах юры Сибири, – верхний келловей–нижний оксфорд [13, 14].

Отметим, присутствие всех вышеперечисленных цист динофлагеллят является индикатором морского типа седиментогенеза вмещающих пород. Однако, учитывая очень небольшое количество материала, невозможно пока осуществить полноценный биофациальный анализ.

Результаты тщательно проведенного микрофаунистического исследования образцов из нижней–средней юры р. Солони (Среднее Приамурье) и нижнего течения р. Амгунь (Нижнее Приамурье), с учетом анализа литературных данных по дальневосточным разрезам, пожалуй, не являются свидетельством в пользу использования комплексов фораминифер и остракод в качестве инструмента для биостратиграфического расчленения и корреляции этих отложений на территории Дальнего Востока России. Находки микрофауны крайне редки и плохой сохранности. Так, по итогам анализа 15 образцов из разреза Солони

Ярус	Подъярус	Свиты и их мощности	
Келловей	Верхний	Талынджанская свита (нижняя часть) 100–200 м	
	Средний		
	Нижний		
Бат	Верхний	Чаганыйская свита 800–1000 м	* Диноцисты: <i>Endoscrinium galeritum</i> , <i>Tubotuberella</i> cf. <i>apatela</i> , <i>Wanaea fimbriata</i> , <i>Meiourugonyaulax</i> cf. <i>caytonensis</i> (верхний келловей–нижний оксфорд)
	Средний		
	Нижний	Эльгинская свита 1000–2200 м	
Байос	Верхний	Эпиканская свита, 900–1400 м	* Фораминиферы: <i>Ammobaculites</i> sp. ind., <i>Ammodiscus</i> sp., <i>Trochammina</i> sp., <i>Pseudonodosaria</i> cf. <i>nordvikiana</i>
	Нижний		
Аален	Верхний	Синкальтинская свита 700–1100 м	Диноцисты: <i>Nannoceratopsis deflandrei</i> , <i>Phallocysta eumekes</i> (тоар–аален)
	Нижний		

Рис. 2. Представления по [8, 16, 17] о стратиграфии среднеюрских отложений Буреинского прогиба и уровни находок диноцист (с датировками возраста) и фораминифер.

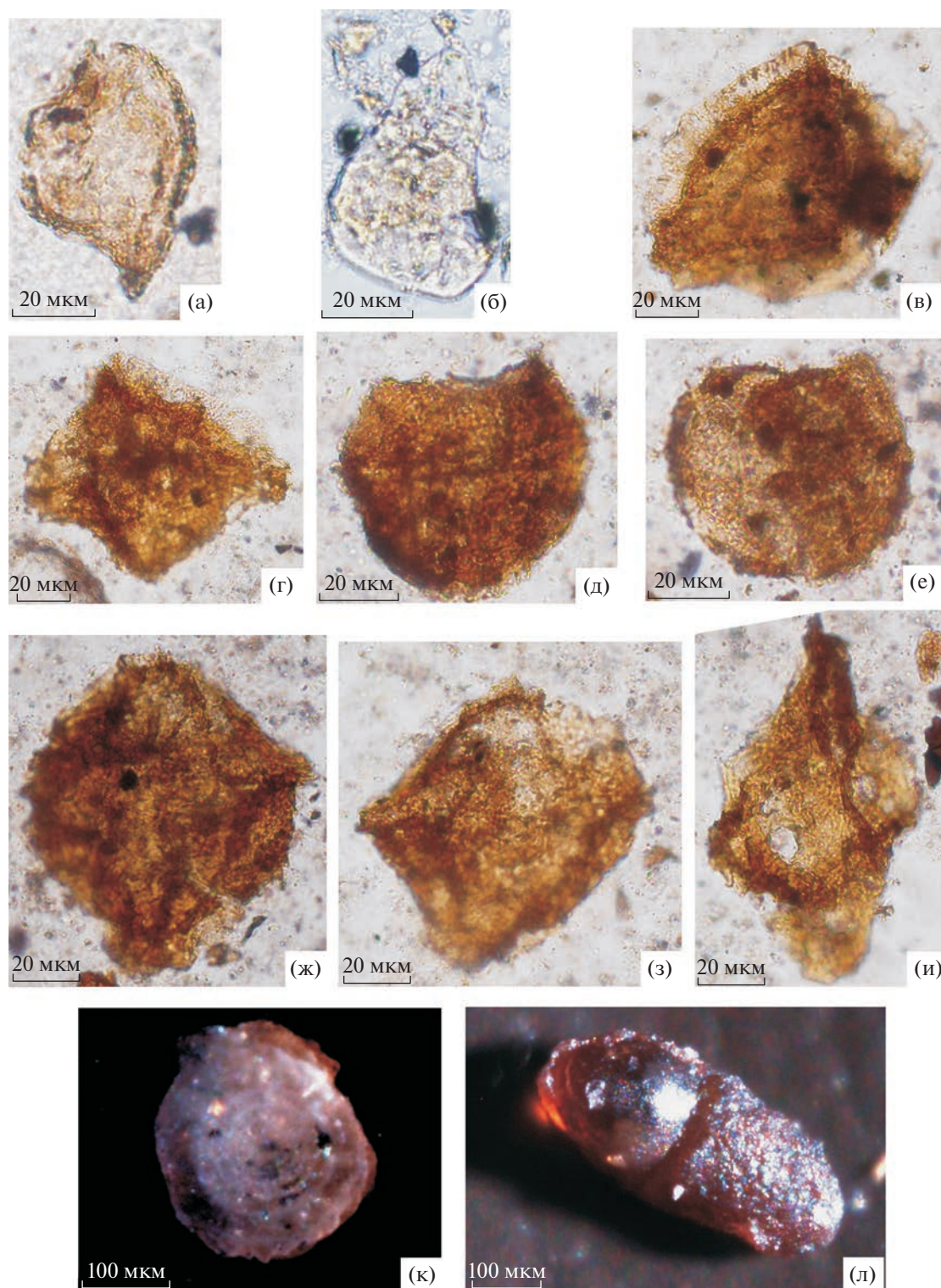


Рис. 3. Диноцисты (а–и) и фораминиферы (к, л) из разреза средней юры р. Солони (бассейн р. Буря, Дальний Восток России): а – *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt; б – *Phallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies; в, г – *Wanaea fimbriata* Sarjeant; д, е – *Meiourugonyaulax* cf. *caytonensis* (Sarjeant) Sarjeant; ж, з – *Endoscrinium galeritum* (Deflandre) Vozzhennikova; и – *Tubotuberella* cf. *apatela* (Cookson et Eisenack) Ioannides; к – *Ammodiscus* sp.; л – *Pseudonodosaria* cf. *nordvikiana* (Scharovskaja).

(сборы О.С. Дзюба, О.С. Урман, 2011 г.) и 20 образцов из разреза Амгунь (сборы И.Н. Косенко, 2020 г.) микрофауна выявлена лишь в одном из них: обедненный комплекс фораминифер установлен в самых верхах эпиканской свиты (байос) на р. Солони (рис. 2).

Следует заметить, что дальневосточный каменный материал оказался очень трудоемким в плане технической обработки. Для микрофаунистического анализа все образцы дезинтегрировались с помощью расплава гипосульфита в течение нескольких месяцев. В итоге в верхах эпиканской свиты установлены представители родов фораминифер *Ammobaculites*, *Ammodiscus*, *Trochammina* и *Pseudonodosaria*. Подобный родовой состав характерен для байос-батских фораминиферовых комплексов Сибири. Однако сопоставление с сибирским материалом на видовом уровне затруднено по причине плохой сохранности обнаруженных раковин фораминифер, не позволяющей выявить часть видовых признаков, вследствие чего определения сделаны в открытой номенклатуре. Так, агглютинированная раковина с выпрямленным однородным и частично обломанным спирально-плоскостным отделами диагностирована как *Ammobaculites* sp. ind. Очень мелкая спирально-плоскостная раковина определена как *Ammodiscus* sp. (рис. 3 к) и принадлежит, предположительно, ювенильному экземпляру. Фораминиферы, определенные как *Trochammina* sp., в комплексе представлены пятью экземплярами, имеющими характерную для рода трохоидную раковину с различимыми отдельными камерами, похожую по облику и размерам на раковину вида *Trochammina praesquamata* Mjatluk, широко распространенного в средней юре арктических и бореальных районов [15]. К сожалению, у обнаруженных форм не удалось посчитать общее количество камер, а также количество оборотов спирали, а значит, достоверно отнести их к данному виду или его группе. Единичная форма с секреторно-известковой раковиной определена как *Pseudonodosaria* cf. *nordvikiana* (Scharovskaja) (рис. 3 л), так как по форме раковины, размеру, а также по форме последней камеры имеет сходство с *P. nordvikiana* из средней юры Нордвикского района Сибири [16]. Таким образом, сохранность материала и его ограниченность не позволяют делать стратиграфические выводы по данной группе микрофауны, однако наличие в комплексе форм как с агглютинированной, так и с секреторно-известковой раковиной указывает на то, что сообщество фораминифер было разнообразным, характерным для нормально-морских условий в бассейне.

По результатам минералого-петрографического и литохимического исследований разреза Солони и ряда других разрезов Буреинского осадочного бассейна ранее был сделан вывод, что на время формирования ниже-среднеюрских отло-

жений в этом бассейне существовали обстановки активной континентальной окраины и континентальных вулканических дуг, с орогеническими событиями связаны перерывы осадконакопления [17]. Редкость находок микрофоссилий в юре и большей части нижнего мела Приамурья можно объяснить сильной преобразованностью пород, связанной со сложной геодинамической обстановкой на тихоокеанских континентальных окраинах, периодическими орогеническими событиями вплоть до наступления мелового периода. В частности, тому могли способствовать коллизионные события вдоль Монголо-Охотской су-туры [18].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны С.А. Медведевой за организацию и помощь при совместном исследовании разрезов юры на р. Солони в 2011 г., а также И.Н. Косенко за образцы из разрезов Дальнего Востока, представленные для сравнительного микропалеонтологического исследования.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00228, <https://rscf.ru/project/22-17-00228/>. Исследование фораминифер Л.А. Глинских выполнено при поддержке проекта ФНИ FWZZ-2022-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Забродин В.Ю. и др. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с.
2. Шаруева Л.И., Лопатин Б.Г., Roganov Г.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-54 — Николаевск-на-Амуре. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 477 с., 9 вкл.
3. Маринов В.А., Амелин С.А. Первые находки ранне-меловых фораминифер в нижнем течении р. Амур, Хабаровский край // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 90–96.
4. Маринов В.А. Первая находка фораминифер в верхней юре—нижнем мелу Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 95–96.
5. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атращенко А.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 — Хабаровск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 376 с., 3 вкл.
6. Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение).

- Серия Дальневосточная. Лист N-51 — Сквороди-
но, (М-51). Объяснительная записка. СПб.:
ВСЕГЕИ, 2009. 448 с., 4 вкл.
7. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне-
и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.:
Недра, 1980. 177 с.
 8. Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д. и др. Атлас ме-
зозойской морской фауны Дальнего Востока Рос-
сии. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
 9. Дзюба О.С., Урман О.С., Шурыгин Б.Н. и др. Новые
данные по палеонтологии и стратиграфии средней
юры Буреинского осадочного бассейна (Дальний
Восток России) // Юрская система России: про-
блемы стратиграфии и палеогеографии: Материа-
лы VIII Всероссийского совещания с международ-
ным участием. Онлайн-конференция (7–10 сен-
тября 2020 г.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН,
2020. С. 59–62.
 10. Аношкин В.И. Государственная геологическая карта
Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изда-
ние второе. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII
(Чегдомын). Объяснительная записка. СПб.:
ВСЕГЕИ, 2003. 123 с., 2 вкл.
 11. Fensome R.A., MacRae R.A., Williams G.L. The Lentin
and Williams index of fossil dinoflagellates 2019 edition //
American Association of Stratigraphic Palynologists
Contributions Series. 2019. V. 50. P. 1–1173.
 12. Горячева А.А. Биостратиграфия нижнеюрских от-
ложений Восточной Сибири по данным палино-
логии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017.
Т. 25. № 3. С. 29–60.
 13. Riding J.B., Federova V.A., Ilyina V.I. Jurassic and low-
ermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy
of the Russian Platform and northern Siberia, Russia //
American Association of Stratigraphic Palynologists
Contribution series. 1999. V. 36. P. 1–184.
 14. Ilyina V.I., Nikitenko B.L., Glinskikh L.A. Foraminifera
and dinoflagellate cyst zonation and stratigraphy of the
Callovian to Volgian reference section in the Tyu-
menskaya superdeep well (West Siberia, Russia) // The
Micropalaeontological Society. 2005. P. 109–144.
 15. Глинских Л.А., Никитенко Б.Л. Представители рода
Trochammina (Foraminifera) из средней юры аркти-
ческих и бореальных районов // Палеонтол. жур-
нал. 2018. № 3. С. 3–9.
 16. Шаровская Н.В. Некоторые новые виды форами-
нифер из среднеюрских отложений Нордвикского
района // Сборник статей по палеонтологии и био-
стратиграфии. Вып. 11. Л.: НИИГА, 1958. С. 31–65.
 17. Медведева С.А. Мезозойские песчаники и рекон-
струкция тектонических обстановок седимента-
ции в Буреинском осадочном бассейне (Дальний
Восток) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33. № 4.
С. 83–98.
 18. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. Мезоциклич-
ность верхнетриасово-юрских отложений Буреин-
ского бассейна: тектоника, эвстатика, се-
квенсстратиграфия // Тихоокеан. геология. 2012.
Т. 31. № 4. С. 38–54.

THE FIRST DATA ON MIDDLE JURASSIC DINOFLAGELLATE CYSTS AND FORAMINIFERS OF THE RUSSIAN FAR EAST

A. A. Goryacheva^{a, #}, L. A. Glinskikh^a, O. S. Dzyuba^a,
O. S. Urman^a, and Corresponding Member of the RAS B. N. Shurygin^a

^aTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk,
Russian Federation

[#]E-mail: goryachevaa@ipgg.sbras.ru

Information about the first records of dinocysts and foraminifers in the Middle Jurassic deposits of the Russian Far East and their taxonomic affiliation is given. The use of foraminiferal and ostracod assemblages as a tool for biostratigraphic subdivision and correlation of the Middle Jurassic sections of this region is very difficult due to the poor preservation and limited occurrence of these microfossils. Findings of dinocysts *Endoscrinium galeritum*, *Tubotuberella* cf. *apatela*, *Wanaea fimbriata*, *Meiouruguayaulax* cf. *caytonensis* raise the question of correcting the stratigraphic range of the lithological formations recognized in the Middle Jurassic.

Keywords: microphytofossils, foraminifers, Middle Jurassic, Far East

УДК 569.325.1+ 591.4 + 599.325.1

ПЕРВАЯ НАХОДКА ЗАМОРОЖЕННОЙ МУМИИ ИСКОПАЕМОГО ДОНСКОГО ЗАЙЦА *LEPUS TANAITICUS* (LEPORIDAE, LAGOMORPHA) ИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЯКУТИИ

© 2023 г. Г. Г. Боескоров^{1,*}, О. Ф. Чернова², М. В. Щелчкова³

Представлено академиком РАН Ю. Ю. Дгебуадзе 27.12.2022 г.

Поступило 27.12.2022 г.

После доработки 11.01.2023 г.

Принято к публикации 16.01.2023 г.

До последнего времени были известны только костные остатки вымерших в голоцене донских зайцев. Впервые найденная мумия взрослой особи зайца, определенного как донской, позволила расширить представления об этом виде и его морфологических адаптациях к условиям обитания в арктических степях плейстоцена Якутии: большая длина и, по-видимому, масса тела, короткие уши и стопы, мощный локомоторный аппарат задних конечностей, жесткие волосяные щетки на стопах, отменные теплозащитные свойства волосяного покрова, в том числе специфическая микроструктура волос.

Ключевые слова: адаптации, ископаемый донской заяц, морфология, плейстоцен, Якутия, Арктика

DOI: 10.31857/S2686739723600017, **EDN:** FGJCBZ

В позднем плейстоцене на территории Восточной Европы и Северной Азии был широко распространен донской заяц (*Lepus tanaiticus* Gureev, 1964), вымерший в голоцене [1, 2]. На основе генетических данных этот заяц рассматривается теперь и как вымерший подвид зайца-беляка (далее беляк) (*L. timidus tanaiticus* Gureev, 1964) [3]. По костным остаткам донского зайца установлено, что он имел крупные размеры, близкие таковым современных наиболее крупных подвидов беляка; более массивные кости и зубы, чем у беляка; нижнюю челюсть с высокой зубной частью; высокие коронки коренных зубов; круто изогнутую вверх резцовую часть нижней челюсти, что говорит о питании грубыми кормами [1, 4], по-видимому, жесткой степной травянистой растительностью [5]. Донские зайцы с территории Якутии описаны в качестве самостоятельного подвида (*L. tanaiticus vereschagini* Averianov, 1995) [2], отличающиеся от номинативного подвида меньшими

размерами [2, 4].

Летом 2021 г. на местонахождении “Огороха”, находящемся на правом берегу одноименной реки (бассейн р. Индигирка, Абыйский район Якутии, 68°14.02 с. ш., 146°50.84 в. д.) местными жителями в многолетнемерзлых отложениях на глубине двух–трех метров была найдена замороженная мумия зайца (рис. 1 а). В этих же отложениях рядом с зайцем ранее были найдены костные остатки типичных млекопитающих мамонтовой фауны позднего плейстоцена: шерстистого мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum., 1799), волка (*Canis lupus* L., 1758), пещерного льва (*Panthera spelaea* Goldf., 1810), шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis* Blum., 1799) [6]. Радиоуглеродные датировки с обнажения “Огороха”: 30900 ± 390 (ОхА-38733), 30970 ± 380 (ОхА-38749) лет назад (кости пещерных львов) [7] и 36500 ± 2000 л.н. (ЕТН-122763) (череп волка) [8], свидетельствуют, что содержащие кости отложения, в которых найдена и мумия зайца, сформировались здесь в холодный период каргинского интерстадиала позднего плейстоцена, характерный для Сибири во временном интервале 38 (33) – 30 тыс. лет назад [9, 10]. Предварительные исследования полного митохондриального генома “огорохского зайца” показали, что, с одной стороны, он кластеризуется с митогеномами ископаемых донских зайцев с территории Якутии возрастом от 28360 ± 170 до 50120 ± 1210 лет, а с другой стороны – проявляет,

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской академии наук,
Якутск, Россия

²Институт проблем экологии и эволюции
им. А.Н. Северцова Российской академии наук, Москва,
Россия

³Северо-восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия

*E-mail: gboeskorov@mail.ru

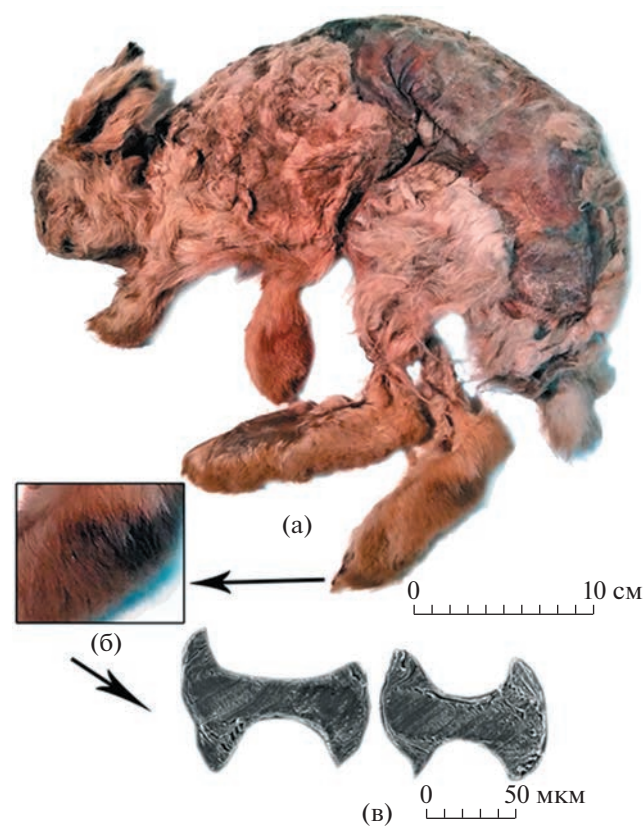


Рис. 1. Замороженная мумия донского зайца ГМ ИГАБМ № 7133 с местонахождения “Огороха” в Якутии: (а) – общий вид, (б) – волосяная щетка на плантарной коже, (в) – поперечные срезы специализированных волос щетки. (а, б) – фото. Г.Г. Боескорова, (в) – данные сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

как и прочие исследованные донские зайцы, филогенетическое родство с беляком [11]. Замороженная мумия зайца (экз. № 7133) хранится в Геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ГМ ИГАБМ).

Мумия зайца характеризуется хорошей сохранностью, повреждения на его теле не обнаружены (рис. 1 а). Это взрослая особь, о чем свидетельствуют частично стертые зубы, сросшиеся швы на нижней челюсти и полностью приросший

Таблица 1. Основные промеры тела зайцев (пределы и средние значения, *n* – число промеров)

Размеры	Длина, мм					
	тела		задней ступни		уха	
	limit	M ± m	limit	M ± m	limit	M ± m
Место находки или подвид						
Заяц с Огорохи	642		139		54	
Центр. Якутия (наши данные)	480–610 <i>n</i> = 52	531.0 ± 5.6	140–170 <i>n</i> = 50	152.2 ± 1.2	65–96 <i>n</i> = 32	81.4 ± 1.3
Нижнее течение р. Колыма*, <i>n</i> = 8	560–675	605.5 ± 13.3	153–174	160.25 ± 2.9	77–98	88.8 ± 2.6
<i>L. timidus gichiganus</i> **, <i>n</i> = 37	550–624	579.5	146–173	163.0	78–80	–
<i>L. timidus begitschevi</i> **	575–740	–	143–171	–	80–94	–
<i>L. timidus tschuktschorum</i> **	610–680	–	150–165	–	–	–

* – по: [14] с дополнениями. ** – по: [15], “–” данные отсутствуют.

дистальный эпифиз большой берцовой кости. Длина тела большая, близкая к таковой у крупных беляков из арктической зоны и максимальная для центральной якутского беляка (табл. 1). Длина стопы и уха у мумии непропорционально малы по сравнению с таковой у относительно не крупных рецентных беляков из центральной Якутии (табл. 1).

Поверхность тела мумии примерно на 60% покрыта шерстью, на спине и задней части туловища значительная часть шерсти утрачена (рис. 1 а). Цвет шерсти серовато-коричневый из-за ее загрязненности вмещающими отложениями. Отмытая же от загрязнения шерсть имеет белый цвет, что типично для зимнего окраса беляков. Кончики ушей у него черные, как и у беляка. Шерсть густая и длинная: на ушах — 20–25 мм, затылочной области — 15–22 мм, холке — до 50 мм, груди — 33–44 мм, брюхе — 60–80 мм, хвосте — 40–50 мм. На спине длина подпуши равна 15–20 мм (ости не сохранились). Шерсть огорохского зайца длиннее (до 80 мм на брюхе) и волосы толще (до 114.5 мкм на холке) шерсти рецентного беляка, у которого зимой наиболее длинные волосы также растут на брюхе, но их длина не превышает 49.5 мм, а толщина волос максимальна на крестце, где она достигает 108.8 мкм [12]. Шерсть огорохского зайца надежно защищала от холода как дорсальную сторону его тела (за счет утолщения довольно коротких волос с сильно развитой сердцевиной), так и вентральную (благодаря значительной длине более тонких волос), что особенно важно при длительных лежках в снегу. Кроме того, специфическая конфигурация стержней волос (продольная бороздчатость) (рис. 2 а) и сильное развитие воздухоносной сердцевины (рис. 2 а, 1, 2 б, 2), отличающейся большой толщиной, колонным строением, крупными полостями и складчатыми перегородками, обеспечивала эффективную теплозащиту за счет сохранения значительной по объему воздушной прослойки в шерсти, а также шевронной кутикулой (рис. 2 в, 3).

Нижняя челюсть огорохского зайца довольно крупных размеров, некоторые ее промеры соответствуют минимальным или средним параметрам у донских зайцев с Берелеха и Быковского полуострова и минимальным для крупного подвиды беляка *L. timidus begitschevi* Koljuschew, 1936 (табл. 2). Тем не менее ее отличает высокая зубная часть, что характерно для донского зайца. Высота челюсти у третьего премоляра (табл. 2) соответствует пределам изменчивости данного промера у донских зайцев — 16.0–19.8 мм [1] и превосходит его максимальное значение у беляка — 16.3 мм [2], в том числе и голоценового [5]. Кроме того, огорохский заяц имеет относительно длинную диастему, что характерно для донского зайца, и отличается его от беляка. Показателен и индекс высоты нижней челюсти перед р3 по отношению к альвеолярной длине нижнего зубного ряда: у дон-

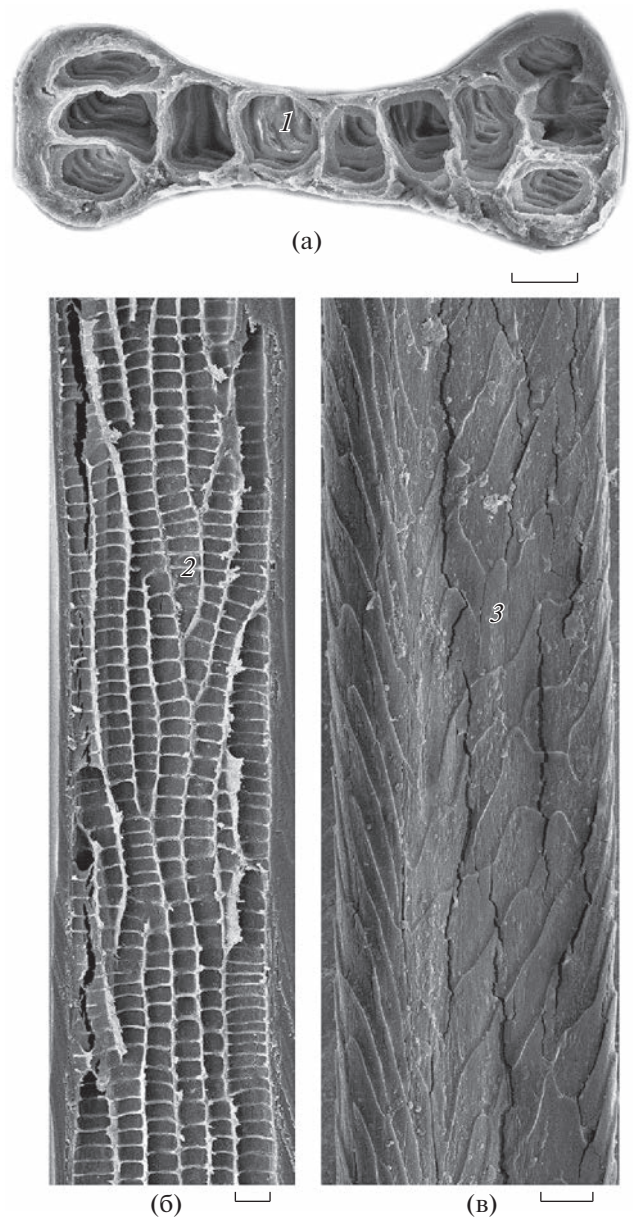


Рис. 2. Микроструктура остевого волоса холки мумии донского зайца с местонахождения “Огороха” в Якутии: (а) — поперечный срез стержня, (б) — продольный срез стержня, (в) — орнамент кутикулы. 1 — воздухоносная ячея сердцевины с гофрированными перегородками, 2 — колонная сердцевина, 3 — чешуйка сложной шевронной кутикулы. Данные СЭМ. Масштаб 10 мкм.

ских зайцев он выше 80% (у зайца Огорохи — 86.5%), а у беляков ниже этого значения (в среднем 70.8–75.7%).

Огорохский заяц имеет длинную и относительно мощную большую берцовую кость, размеры которой соответствуют или превосходят размеры tibia у донского зайца с Берелеха и Быковского полуострова и больше ее максимальных

Таблица 2. Размеры некоторых костей скелета ископаемых донских зайцев и современных зайцев-беляков из Восточной Сибири (пределы и средние значения, мм, *n* — число промеров)

Размеры, мм	<i>Lepus tanaiticus</i> , сев. Якутия			<i>Lepus timidus</i>	
	р. Огороха*	р. Берелех** lim, M ± m, n	Быковский полуостров, Мамонтова Хаята*** lim, M ± m, n	<i>L. t. begitschevi</i> , п-ов Таймыр** lim, M ± m, n	<i>L. t. gichiganus</i> , юж. Якутия** lim, M ± m, n
Нижнечелюстная кость					
Длина кости	68	—	71	65.0–78.3 73.3 ± 0.46 <i>n</i> = 42	54.5–70.5 62.2 ± 0.73 <i>n</i> = 25
Длина зубного ряда альвеолярная	19.2	19.0–22.0 20.5 ± 0.7 <i>n</i> = 17	21.3, 21.4 <i>n</i> = 2	20.0–23.4 21.0 ± 0.18 <i>n</i> = 42	14.7–20.4 17.7 ± 0.26 <i>n</i> = 27
Длина р3	4.1	3.8–5.1 4.32 ± 0.09 <i>n</i> = 17	4.3–4.4 4.33 ± 0.03 <i>n</i> = 4	3.7–4.7 4.28 ± 0.04 <i>n</i> = 44	3.3–4.8 3.91 ± 0.04 <i>n</i> = 63
Длина диастемы	20.7	20.2–25.6 23.4 ± 0.32 <i>n</i> = 18	22.9–24.6 23.6 ± 0.38 <i>n</i> = 4	21.6–26.1 23.7 ± 0.19 <i>n</i> = 42	16.6–21.4 19.1 ± 0.26 <i>n</i> = 26
Высота челюсти перед р3	16.6	15.0–18.4 16.5 ± 0.22 <i>n</i> = 20	16.4–17.8 17.1 ± 0.4 <i>n</i> = 3	11.9–15.8 14.3 ± 0.12 <i>n</i> = 42	11.5–14.4 13.4 ± 0.15 <i>n</i> = 26
То же, после m3	18.2	17.5–21.1 19.3 ± 0.19 <i>n</i> = 19	17.2–18.8 18.1 ± 0.47 <i>n</i> = 3	15.8–20.9 18.6 ± 0.14 <i>n</i> = 42	12.7–19.4 16.6 ± 0.30 <i>n</i> = 27
Большая берцовая кость					
Длина наибольшая	145	140.5 <i>n</i> = 1	144.0 <i>n</i> = 1	—	131.4–144.1**** 136.4 ± 0.74 <i>n</i> = 26
Ширина дисталь- ного эпифиза	15.8	13.4–15.1 14.3 ± 0.15 <i>n</i> = 11	13.3–15.3 14.5 ± 0.28 <i>n</i> = 8	—	12.8–14.8**** 13.7 ± 0.12 <i>n</i> = 26
Переднезадний диаметр дисталь- ного эпифиза	10.9	9.6–11.2 10.6 ± 0.16 <i>n</i> = 11	9.7–10.9 10.3 ± 0.13 <i>n</i> = 8	—	8.0–9.8**** 8.68 ± 0.09 <i>n</i> = 26

* — наши данные, ** — по: [2], *** — по: [4], **** — наши данные, центральная Якутия; “—” — данные отсутствуют.

параметров у рецентного беляка из центральной Якутии (табл. 2) и голоценового *L. timidus* с Алтая и юга Сибири [5].

Длина задней стопы огорохского зайца небольшая, меньше, чем у беляка (табл. 1). В июле 2022 г. на р. Семюэлях (бассейн р. Индигирка) в каргинских отложениях найдена задняя лапа взрослого зайца (очевидно, донского), длина которой еще меньше — 137 мм. Возможно, небольшая длина задней стопы у огорохского зайца отражает особенности локомоции донских зайцев, обитавших в более сухих условиях с более низкой

высотой снега, чем рецентные беляки. Сравнение специфических волос, образующих жесткую и густую щетку на подошвах стопы огорохского зайца (рис. 1 б, в), с гомологичной структурой у голоценового беляка Чукотки [13] выявило их полное морфологическое соответствие. Широкие и длинные ступни рецентного беляка также покрыты многочисленными грубыми волосами, что вкуче позволяло ему легко передвигаться даже по рыхлому снегу и болотистой местности. Видимо, и у древних зайцев волосные щетки стоп участвовали в локомоции сходным образом: обеспечи-

вали механическую защиту кожи подошв и плотное сцепление с субстратом при передвижении зайцев по глубокому снегу и снежному насту, а также по болотистой почве.

Нами показано, что морфологические особенности огорохского зайца соответствуют основным диагностическим признакам донского зайца, что подтверждается и генетическими данными. Совокупность морфологических особенностей донского зайца свидетельствует в пользу того, что это был самостоятельный вид, высоко адаптированный к суровым условиям Арктики, имевший: (1) крупные размеры тела и, видимо, большую массу, что характерно для северных видов и подвидов, и подтверждает экологическое правило Бергмана; (2) короткие уши и стопы, которые меньше, чем у современных беляков из Якутии, что можно объяснить обитанием донского зайца в экстремально холодных условиях арктической степи криотического интервала каргинского времени, климат которого был холоднее, чем в современной Якутии [9, 10], и соответствует экологическому правилу Аллена; (3) крупную большую берцовую кость, как свидетельство хороших локомоторных способностей этих зайцев, необходимых им для выживания на открытых просторах арктической степи позднего плейстоцена; (4) волосяной покров, обладающий отменными теплозащитными свойствами за счет топографических особенностей длины и толщины волос и их специфической микроструктуры, также способствовал выживанию зайцев в арктических условиях.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования микроструктуры волос с помощью сканирующей электронной микроскопии проведены в Центре коллективного пользования “Инструментальные методы в экологии” при ИПЭЭ РАН.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств госзаданий ИГАБМ СО РАН (Боескоров Г.Г.) и ИПЭЭ РАН (О.Ф. Чернова).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуреев А.А. Зайцеобразные (Lagomorpha) // Фауна СССР. Млекопитающие. Т. 3. 1964. Вып. 10. С. 187–188.
2. Аверьянов А.О. Позднеплейстоценовый заяц *Lepus tanaicus* (Lagomorpha, Leporidae) Сибири. Исследования по плейстоценовым и современным млекопитающим // Труды Зоологического института РАН. 1995. Т. 263. СПб: ЗИН РАН. С. 121–162.
3. Prost S., Knapp M., Flemming J., et al. A phantom extinction? New insights into extinction dynamics of the Don hare *Lepus tanaicus* // Journal of Evolutionary Biology. 2010. V. 23. № 9. P. 2022–2029.
4. Averianov A.O., Kuznetsova T.V., Nikolskii P.A. Pleistocene hares from the East Siberian Arctic (Lagomorpha: Leporidae) // Russian Journal of Theriology. 2003. № 2. P. 71–76.
5. Оводов Н.Д. Позднеплейстоценовые зайцы Сибири. К вопросу о филетической эволюции внутри рода *Lepus* / Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий (Материалы Годовой сессии Института археологии и этнографии СО РАН). Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН. 2006. Т. XII. Часть I. С. 212–217.
6. Boeskorov G.G., Baryshnikov G.F., Tikhonov A.N., et al. New data on large Brown Bear (*Ursus arctos* L., 1758, Ursidae, Carnivora, Mammalia) from the Pleistocene in Yakutia // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 486. № 2. P. 617–622.
7. Stanton D.W.G., Alberti F., Plotnikov V., et al. Early Pleistocene origin and extensive intra-species diversity of the extinct cave lion // Scientific Reports. 2020. V. 10. № 12621.
8. Климовский А.И., Колесов С.Д. Новые находки волка (*Canis lupus* L., 1758) в позднеплейстоценовых отложениях Колымо-Индигоирской низменности // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2022. № 4. С. 592–599.
9. Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария // Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода. 1991. № 60. С. 14–28.
10. Волкова В.С., Головина А.Г., Камалетдинов В.А., Хазина И.В. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. 90 с.
11. Слободова Н.В., Григорьева Л.В., Булыгина Е.С. и др. Митохондриальная филогенетика ископаемых представителей рода *Lepus* на территории Северо-Восточной Азии / Всерос. конф. “Зоологические коллекции как источник генетических ресурсов мировой фауны – классические и современные подходы к их изучению, хранению и использованию”. 22–23 июня 2022 г. ЗИН РАН, Санкт-Петербург. СПб.: ЗИН РАН. 2022. С. 38.
12. Когтева Е.З. Сезонная изменчивость и возрастные особенности строения кожи и волосяного покрова крота, зайца-беляка и енотовидной собаки / Сб. Промышленная фауна и охотничье хозяйство Северо-Запада Российской Федерации. Ленинград: ВНИИ животного сырья и пушнины. Западное отделение. 1963. С. 213–271.
13. Chernova O.F., Vasyukov D.D., Savinetsky A.B. Identification of fossil mammal fur from ancient Eskimo settlements of Chukotka // Зоологический журнал. 2019. № 10. С. 1186–1202.
14. Винокуров В.Н., Боескоров Г.Г. Об экологических популяциях зайца-беляка (*Lepus timidus* L.) на северо-востоке Якутии // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. 2017. № 1 (57). С. 5–10.
15. Огнев С.И. Звери СССР и прилежащих стран. Т. 4. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 615 с.

**FIRST FIND OF THE FROZEN MUMMY OF THE FOSSIL DON
HARE *LEPUS TANAITICUS* (LEPORIDAE, LAGOMORPHA)
FROM THE PLEISTOCENE OF YAKUTIA**

G. G. Boeskorov^{a, #}, O. F. Chernova^b, and M. V. Shchelchkova^c

^a*Institute of Geology of Diamond and Precious Metals, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, Russian Federation*

^b*A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

^c*M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: gboeskorov@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS December 27, 2022

Until recently, only the bone remains of the Don hares, extinct in the Holocene, were known. For the first time, the mummy of an adult hare, identified as the Don hare, has made it possible to expand the understanding of this species and its morphological adaptations to living conditions in the Arctic steppes of the Pleistocene of Yakutia: large body length, short ears and feet, powerful locomotor apparatus of the hind limbs, hard hair brushes on the feet, excellent heat-shielding properties of the fur, including the specific microstructure of the hairs.

Keywords: adaptations, fossil Don hare, morphology, Pleistocene, Yakutia, Arctic

УДК 568.191:551.763.33(73)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ХИЩНЫХ ДИНОЗАВРАХ ИЗ БОСТОБИНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАРАЛЬЯ (КАЗАХСТАН)

© 2023 г. А. О. Аверьянов^{1,*}, академик РАН А. В. Лопатин²

Поступило 24.01.2023 г.

После доработки 28.01.2023 г.

Принято к публикации 31.01.2023 г.

Две изолированные плюсневые кости (метатарзалии III и IV) хищных динозавров из бостобинской свиты (верхний мел, сантон—кампан) местонахождения Шах-Шах в Казахстане отнесены к представителям семейств Caenagnathidae и Dromaeosauridae соответственно. Метатарзалия III Caenagnathidae indet. подтверждает присутствие овирапторозавров в комплексе динозавров бостобинской свиты. Морфологически она очень сходна с метатарзалией III *Elmisaurus rarus* Osmólska, 1981 из маастрихта Монголии. Для метатарзалии IV Dromaeosauridae indet. характерен латеральный гребень, который среди дромеозаврид отмечен только у *Velociraptor mongoliensis* Osborn, 1924 из кампана Монголии.

Ключевые слова: Dinosauria, Theropoda, Caenagnathidae, Dromaeosauridae, метатарзалии, верхний мел, Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739723600121, **EDN:** DUNKUJ

Остатки динозавров встречаются в нескольких местонахождениях бостобинской свиты (верхний мел, сантон—кампан) в Северо-Восточном Приаралье (Кзылординская область, Казахстан), наиболее богатым из которых является Шах-Шах [1, 2]. Здесь отмечены завроподы, тероподы Tyrannosauroida indet., Ornithomimidae indet., Therizinosauroida indet., Caenagnathidae? indet., Dromaeosauridae indet. и Troodontidae indet., анкилозавры и гадрозавроиды *Aralosaurus tuberiferus* Rozhdestvensky, 1968 [2–11]. Предварительное определение Caenagnathidae основано на зубной кости из Шах-Шаха, которая первоначально была отнесена к черепахам, но может принадлежать овирапторозаврам [6, 12, 13]. Дромеозавриды из Шах-Шаха были известны по когтевым фалангам [11] и изолированным зубам [6]. Недавно все когтевые фаланги, описанные Ю.В. Сусловым из Шах-Шаха [11], были отнесены к Therizinosauridae [2], однако по крайней мере часть из них действительно принадлежат дромеозавридам. В данной работе описываются две изолированные плюсневые кости хищных динозавров из

Шах-Шаха из сборов экспедиции Палеонтологического института АН СССР под руководством А.К. Рождественского 1957 г. Одна из этих костей может быть отнесена к овирапторозаврам семейства Caenagnathidae, вторая — к Dromaeosauridae. Первая находка подтверждает существование цеагнатид в комплексе позвоночных бостобинской свиты. Материал хранится в коллекции Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН), г. Москва.

Экз. ПИН, № 2229/7 представляет собой дистальный фрагмент правой III пястной кости (метатарзалии III: рис. 1). Диафиз кости расширен медиолатерально близ проксимального конца фрагмента и сужается в проксимальном и дистальном направлениях. В наиболее широкой части диафиз лишь немного уступает по ширине дистальному эпифизу. Медиальный край диафиза более выпуклый, чем латеральный. Экстенсорная поверхность диафиза плоская близ дистального эпифиза и вогнутая проксимальнее. Свободная флексорная поверхность диафиза, не перекрываемая боковыми метатарзалиями, вогнутая. Ее ширина составляет примерно половину всей флексорной поверхности диафиза. Фасетка для контакта с метатарзалией II немного больше, чем фасетка для метатарзалии IV. Диафиз кости полый, с толстыми костными стенками (рис. 1 а, ж). При виде с медиальной или латеральной стороны диафиз кости изогнут проксимальнее дистально-

¹Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: dzharakuduk@mail.ru

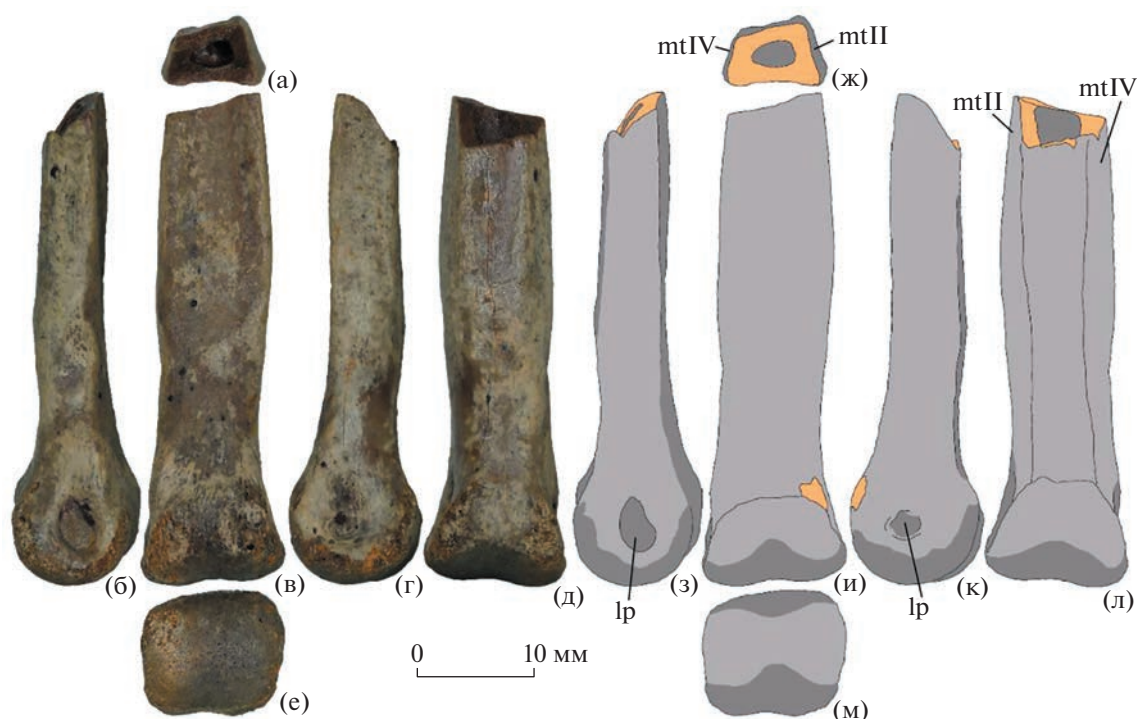


Рис. 1. *Caenagnathidae* indet., экз. ПИН, № 2229/7, правая метатарзалия III, фотографии (а–е) и пояснительные рисунки (ж–м), вид с проксимального конца (а, ж), с латеральной стороны (б, з), с экстенсорной стороны (в, и), с медиальной стороны (г, к), с флексорной стороны (д, л) и с дистального конца (е, м). Шах-Шах, Кызылординская область, Казахстан; бостобинская свита, верхний мел (сантон–кампан). Обозначения: lp, связочная ямка; mtII, фасетка для метатарзалии II; mtIV, фасетка для метатарзалии IV.

го эпифиза (рис. 1 б, г, з, к). При виде с экстенсорной или флексорной стороны дистальный эпифиз отогнут немного медиально, из-за чего латеральный мыщелок выдается более дистально по сравнению с латеральным мыщелком (рис. 1 в, д, и, л). Дистальный эпифиз слабо гинглимOIDный, с очень неглубокой бороздкой, разделяющей медиальный и дистальный мыщелки. Дистальный эпифиз субпрямоугольный при виде с дистального конца. Его медиолатеральная ширина (12.4 мм) больше дорсовентрального диаметра (11.0 мм). Мыщелки округлой формы при виде с медиальной или латеральной стороны. Сочленовная поверхность медиального мыщелка на экстенсорной и флексорной сторонах простирается более проксимально по сравнению с латеральным мыщелком. Связочная ямка латерального мыщелка крупная и глубокая, с хорошо очерченными краями. Она расположена в центре латерального мыщелка. На медиальном мыщелке связочная ямка также крупная, но не такая глубокая и не имеет четко очерченного края.

Метатарзалия III, экз. ПИН, № 2229/7 относится к субарктометатарзальному типу стопы, при котором боковые метатарзалии (II и IV) не полностью закрывают среднюю метатарзалию (III) с вентральной (флексорной) стороны. Попе-

речное сечение диафиза метатарзалии III при таком типе стопы имеет вид трапеции (рис. 1 а, ж). При арктометатарзальном типе стопы, характерном для *Tyrannosauridae*, *Ornithomimidae*, *Avimimidae*, *Alvarezsauridae* и *Troodontidae*, боковые метатарзалии полностью перекрывают среднюю метатарзалию вентрально, и ее диафиз имеет в сечении треугольную форму [14]. Субарктометатарзальный тип стопы встречается у овираторозавров семейства *Caenagnathidae* и некоторых базальных дромеозаврид или авиал (*Microaptorinae*, *Unenlagiinae*) [15]. В частности, экз. ПИН, № 2229/7 довольно сходен по строению с метатарзалией III уненлагиина *Neuquenraptor argentinus* Novas et Pol, 2005 из коньяка Аргентины ([16]; рис. 7). Экз. ПИН, № 2229/7 отличается большей шириной свободной флексорной поверхности диафиза и менее глубокой бороздой, разделяющей дистальные мыщелки. Все уненлагиины известны только из Южной Америки, поэтому отнесение экз. ПИН, № 2229/7 к этой группе представляется маловероятным. Еще большее сходство экз. ПИН, № 2229/7 обнаруживает с метатарзалией III ценагнатид, известных из верхнего мела Азии и Северной Америки. От метатарзалии III *Elmisaurus rarus* Osmólska, 1981 из маастрихта Монголии [17] экз. ПИН, № 2229/7 отличается немного более узкой сво-

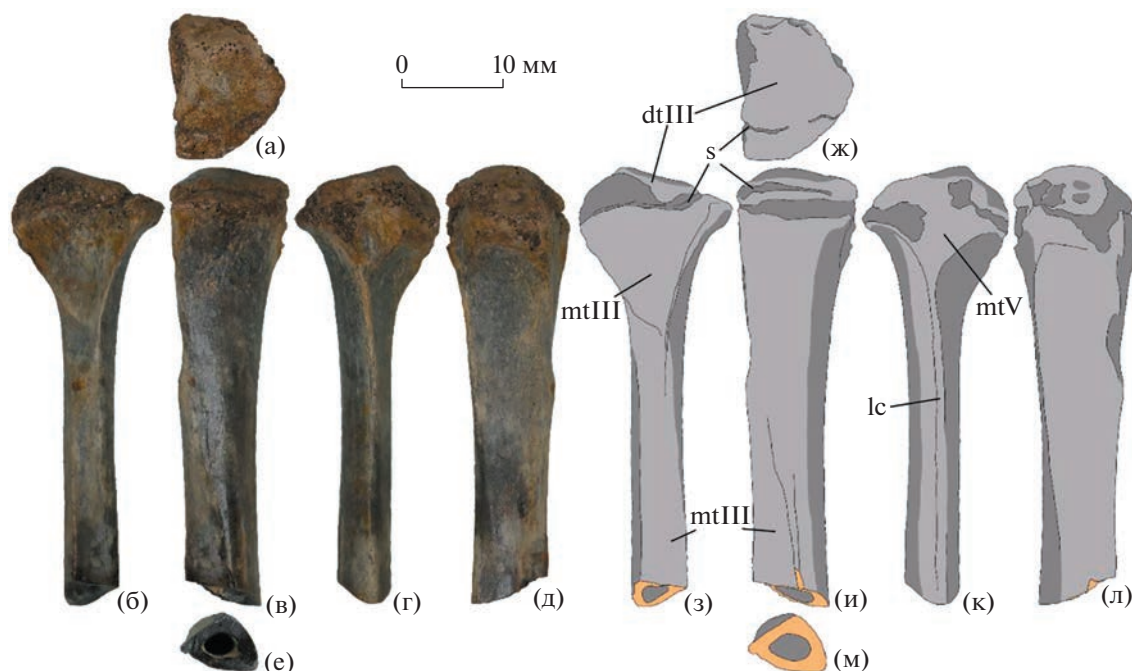


Рис. 2. Dromaeosauridae indet., экз. ПИН, № 2229/8, левые дистальная тарзалия III и метатарзалия IV, фотографии (а–е) и пояснительные рисунки (ж–м), вид с проксимального конца (а, ж), с медиальной стороны (б, з), с экстенсорной стороны (в, и), с латеральной стороны (г, к), с флексорной стороны (д, л) и с дистального конца (е, м). Шах-Шах, Кызылординская область, Казахстан; бостобинская свита, верхний мел (сантон–кампан). Обозначения: dtIII, дистальная тарзалия III; lc, латеральный гребень; mtIII, фасетка для метатарзалии III; mtV, фасетка для метатарзалии V; s, шов между дистальной тарзалией III и метатарзалией IV.

бодной вентральной стороной диафиза и связочными ямками, которые у *E. rarus* глубокие на обоих мышелках. От метатарзалии III *Citipes elegans* (Parks, 1933) из кампана Канады ([18]: рис. 2) экз. ПИН, № 2229/7 отличается лишь более выпуклым медиальным краем диафиза и сочленовной поверхностью дистального мышелка, который в меньшей степени распространяется на вентральную сторону. Такое значительное сходство позволяет уверенно отнести экз. ПИН, № 2229/7 к представителю семейства Caenagnathidae.

Экз. ПИН, № 2229/8 является проксимальным фрагментом левой IV плюсневой кости (метатарзалии IV) вместе с приросшей предплюсневой костью (дистальной тарзалией III; рис. 2). Швы между костями различимы на медиальной и проксимальной сторонах (рис. 2). Дистальная тарзалия не полностью покрывает проксимальную сторону метатарзалии, не доходя до ее дорсального (экстенсорного) края. При виде с медиальной или латеральной стороны диафиз метатарзалии IV значительно расширен на проксимальном конце и немного расширяется в дистальном направлении. При виде с дорсальной или вентральной стороны диафиз плавно сужается в дистальном направлении. Проксимальная поверхность плоская и имеет форму буквы D при виде с проксимального конца, с прямым медиальным краем (рис. 2 а, ж).

На медиальной стороне проксимальный конец занимает крупная фасетка треугольной формы для проксимального конца метатарзалии III. На латеральной стороне имеется существенно более мелкая фасетка треугольной формы для метатарзалии V. Экстенсорная поверхность диафиза вогнутая в поперечной плоскости. Вдоль ее медиального края имеется плоская продольная фасетка для диафиза метатарзалии III, которая отделена небольшим перерывом от проксимальной фасетки. Продольная фасетка расширяется в дистальном направлении, так что близ сохранившегося дистального конца ее латеральный край находится посередине экстенсорной поверхности диафиза. В этом месте диафиз кости имеет треугольную форму поперечного сечения (рис. 2 е, м). Вентральный (флексорный) край фасетки для метатарзалии III образует острый гребень. Флексорная поверхность диафиза кости плоская. Экстенсорная и флексорная поверхности диафиза сходятся к ее латеральному краю, образуя мощный латеральный гребень вдоль всего сохранившегося диафиза. Медиолатеральная ширина проксимального эпифиза — 11.4 мм, его дорсовентральный диаметр — 14.3 мм.

Экз. ПИН, № 2229/8 практически идентичен по строению метатарзалии IV дромеозаврида *Velociraptor mongoliensis* Osborn, 1924 из кампана

Монголии [19]. У велоцираптора дистальная тарзалия III также не полностью покрывает проксимальную поверхность метатарзалии IV и имеется небольшая метатарзалия V, контактирующая с проксимальным концом метатарзалии IV ([19]: рис. 15, 16). Кроме того, у велоцираптора, как и у экз. ПИН, № 2229/8, имеется мощный гребень вдоль латерального края метатарзалии IV ([19]: рис. 14). У большинства теропод, включая других дромеозаврид, латеральная поверхность метатарзалии IV плоская. У *Balaur bondoc* Csiki et al., 2010 из маастрихта Румынии метатарзалии толстые вдоль одного края и утончаются к противоположному краю, образуя гребень вдоль него [20]. Однако у *Balaur* на метатарзалии IV гребень идет вдоль медиального, а не латерального края, противоположно экз. ПИН, № 2229/8. Экз. ПИН, № 2229/8 можно уверенно отнести к Dromaeosauridae indet. на основании отмеченного сходства с метатарзалией IV велоцираптора.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020П). Работа АОО выполнена в рамках государственного задания Зоологического института РАН (проект 122031100282-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рождественский А.К. // Научные труды Ташкентского государственного университета, Сер. Геология. 1964. Т. 234. С. 227–241.
2. Averianov A.O., Danilov I.G., Skutschas P.P., et al. // New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. 2016. V. 71. P. 5–17.
3. Рождественский А.К. // Верхнепалеозойские и мезозойские земноводные и пресмыкающиеся СССР. Москва: Наука, 1968. С. 97–141.
4. Godefroit P., Alifanov V.R., Bolotsky Y.L. // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 2004. V. 74. Suppl. P. 139–354.
5. Averianov A.O. // Canadian Journal of Earth Sciences. 2016. V. 53. № 2. P. 168–175.
6. Averianov A.O. // Cretaceous Research. 2007. V. 28. № 3. P. 532–544.
7. Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб: СПбГУ, 1995.
8. Dyke G.J., Malakhov D.V. // Cretaceous Research. 2004. V. 25. № 5. P. 669–674.
9. Averianov A.O., Sues H.-D. // Cretaceous Research. 2017. V. 69. № 1. P. 184–197.
10. Аверьянов А.О., Лопатин А.В. // Доклады РАН. Научки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 27–30.
11. Суслов Ю.В. // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1982. Т. 8. С. 5–16.
12. Несов Л.А., Хисарова Г.Д. // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1988. Т. 10. С. 5–14.
13. Currie P.J., Godfrey S.J., Nesov L.A. // Canadian Journal of Earth Sciences. 1994. V. 30. № 10–11. P. 2255–2272.
14. Holtz T.R., Jr. // Journal of Vertebrate Paleontology. 1994. V. 14. № 4. P. 480–519.
15. Agnolin F.L., Novas F.E. Avian ancestors. A review of the phylogenetic relationships of the theropods Unenlagiidae, Microraptorina, Anchiornis and Scansoriopterygidae. Dordrecht, Heidelberg, New York, London: Springer, 2013.
16. Brissón Egli F., Rolando Aranciaga A.M., Agnolin F.L., Novas F.E. // Acta Palaeontologica Polonica. 2017. V. 62. № 3. P. 549–562.
17. Osmólska H. // Palaeontologia Polonica. 1981. V. 42. P. 79–95.
18. Currie P.J. // Canadian Journal of Earth Sciences. 1989. V. 26. № 6. P. 1319–1324.
19. Norell M.A., Makovicky P.J. // American Museum Novitates. 1999. № 3282. P. 1–45.
20. Brusatte S., Vremir M., Csiki-Sava Z., et al. // Bulletin of the American Museum of Natural History. 2013. V. 374. P. 1–100.

NEW DATA ON LATE CRETACEOUS THEROPODS FROM THE BOSTOBE FORMATION OF NORTHEASTERN ARAL SEA REGION (KAZAKHSTAN)

A. O. Averianov^{a,*} and Academician of the RAS A. V. Lopatin^b

^aZoological Institute, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^bBorissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*E-mail: dzharakuduk@mail.ru

Two isolated metatarsals (III and IV) of theropod dinosaurs from the Bostobe Formation (Upper Cretaceous, Santonian–Campanian) of the Shakh-Shakh locality in Kazakhstan are assigned to the representatives of the families Caenagnathidae and Dromaeosauridae, respectively. The metatarsal III of Caenagnathidae indet. confirms the presence of oviraptorosaurs in the dinosaur assemblage from the Bostobe Formation. This bone is very similar morphologically with the metatarsal III of *Elmisaurus rarus* Osmólska, 1981 from the Maastrichtian of Mongolia. The metatarsal IV of Dromaeosauridae indet. is characterized by a lateral crest, which among dromaeosaurids is known only for *Velociraptor mongoliensis* Osborn, 1924 from the Campanian of Mongolia.

Keywords: Dinosauria, Theropoda, Caenagnathidae, Dromaeosauridae, metatarsals, Upper Cretaceous, Kazakhstan

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 551.7

МОРФОЛОГИЯ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНО-ТУНГУССКОГО ПЛАТО (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ, ЭВЕНКИЯ): НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ТУНГУССКОЙ КАТАСТРОФЫ 1908 ГОДА

© 2023 г. Д. Ю. Рогозин^{1,2,*}, П. С. Крылов³, А. Н. Даутов³, А. В. Дарьин⁴, И. А. Калугин⁴,
А. В. Мейдус⁵, академик РАН А. Г. Дегерменджи¹

Поступило 19.12.2022 г.

После доработки 09.01.2023 г.

Принято к публикации 16.01.2023 г.

С помощью эхолокации и сейсмоакустического профилирования исследованы форма дна и толщина донных отложений небольших озер Заповедное и Пеюнгда, расположенных на территории Государственного природного заповедника “Тунгусский” в 50–60 км от предполагаемого эпицентра “Тунгусской катастрофы” – мощного взрыва неизвестной природы, произошедшего в 1908 г. Выявлено, что оба озера имеют формы конических воронок глубиной 60 и 34 м соответственно, и схожи по форме и размерам с озером Чеко, которое по предположениям некоторых исследователей является следом от падения небесного тела в результате “Тунгусской катастрофы”. Ранее предполагалось, что необычная форма озера Чеко является уникальной для данной местности, и это было одним из основных аргументов в пользу его импактного происхождения. На примере озер Заповедное и Пеюнгда мы показали, что форма озера Чеко не уникальна для данной местности, при этом возраст донных отложений озер Заповедное и Пеюнгда превышает несколько тысяч лет. Схожесть формы трех водоемов и их расположение в руслах рек указывают на общность их происхождения и свидетельствуют против гипотезы об импактном происхождении озера Чеко в 1908 г. в результате “Тунгусской катастрофы”.

Ключевые слова: Тунгусский феномен 1908 г., донные отложения, батиметрия, сейсмоакустика, скорость осадконакопления

DOI: 10.31857/S2686739722602861, **EDN:** FFIOEJ

Природа Тунгусской катастрофы 1908 г. (“Тунгусский метеорит”) до сих пор неизвестна [1, 2], и любые новые сведения, касающиеся этой темы, являются ценным вкладом в коллекцию знаний, направленных на разгадку причин данного явления.

Среди водоемов, расположенных в районе Тунгусской катастрофы, наибольшее внимание исследователей привлекло озеро Чеко (60°57.904' с.ш.,

101°51.551' в.д.), поскольку оно расположено в непосредственной близости (8 км) от предполагаемого эпицентра взрыва 1908 г. Ранее были детально исследованы морфология его дна с помощью эхолокации и состав донных отложений [3–5]. На основе ряда признаков авторами цитируемых работ была высказана гипотеза о том, что данное озеро является кратером падения небесного тела в момент Тунгусского взрыва 1908 г. Основанием для такого предположения послужили большая для данной местности глубина (более 54 м) и форма озера в виде круглой конической воронки с необычно большим отношением глубины к диаметру, не характерным, по мнению цитируемых авторов, для данной местности [3]. Еще одним аргументом в пользу высказанной гипотезы послужил тот факт, что только верхняя часть донных отложений озера Чеко (около 1 м толщиной) имеет ламинированную структуру, характерную для осадконакопления в глубоких водоемах озерного типа, что свидетельствует об относительно недавнем образовании столь глубокого озера. По оценке авторов цитируемых работ, возраст озерных отложений составил около 100 лет, что соот-

¹Институт биофизики Сибирского отделения Российской академии наук, Красноярск, Россия

²Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁵Красноярский государственный педагогический университет им. Астафьева, Красноярск, Россия

*E-mail: rogozin@ibp.ru

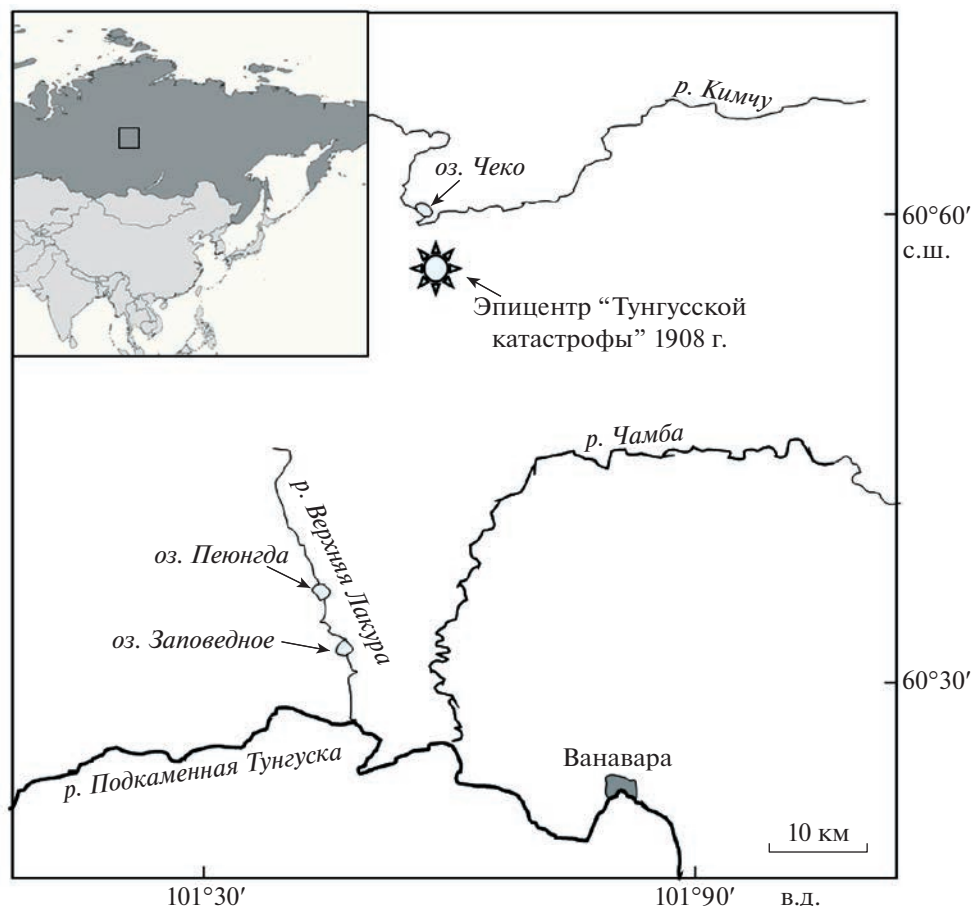


Рис. 1. Географическое положение исследуемых озер.

ветствует периоду времени с момента Тунгусского взрыва 1908 г. [3, 5]. Однако в 2016 г. донные отложения озера Чеко были независимо исследованы нашей группой, и с помощью тех же методов в сочетании с прямым подсчетом годовичных слоев (варв) была получена другая оценка возраста озерных отложений — около трехсот лет на глубине, соответствующей максимальной длине исследованного керна (около 1.2 м) [6]. Тем самым мы оспорили гипотезу о связи происхождения озера Чеко с Тунгусским феноменом 1908 г. [6].

В настоящей статье мы впервые описываем морфологию дна двух других озер (Заповедное и Пеюнгда), расположенных в этом же районе, и показываем, что они аналогичны по форме и сравнимы по глубине с озером Чеко, т.е. форма озера Чеко не уникальна для данной местности. Расположение всех трех озер в руслах рек также указывает на общность их происхождения. Ранее сделанная нами датировка донных отложений показала, что возраст озера Заповедного больше двух тысяч лет [7]. Толща озерных отложений озера Пеюнгда превышает 4 м, что позволяет оценивать его возраст в несколько тысяч лет. Таким

образом, возраст всех трех озер превышает возраст Тунгусской катастрофы, а форма озер указывает на общую причину происхождения. Эти факты являются аргументами против гипотезы об уникальном импактном происхождении озера Чеко в 1908 г.

Озеро Заповедное ($60^{\circ}31.688'$ с.ш., $101^{\circ}43.740'$ в.д.) — небольшой водоем почти круглой формы диаметром около 500 м, расположенный на границе Государственного природного заповедника “Тунгусский” (Эвенкийский район Красноярского края), в 60 км от поселка Ванавара, и приблизительно в 60 км к югу от озера Чеко и предполагаемого эпицентра взрыва 1908 г. Озеро Пеюнгда ($60^{\circ}37.174'$ с.ш., $101^{\circ}38.442'$ в.д.) также имеет почти правильную округлую форму диаметром около 600 м, и расположено в 12 км к северо-западу от оз. Заповедное. Через оба озера протекает небольшая река Верхняя Лакура, приток реки Подкаменная Тунгуска (рис. 1).

В сентябре 2022 г. нами были проведены измерения профилей дна озер Заповедное и Пеюнгда с помощью эхолота-картплоттера на надувной моторной лодке. Для озера Заповедное было от-

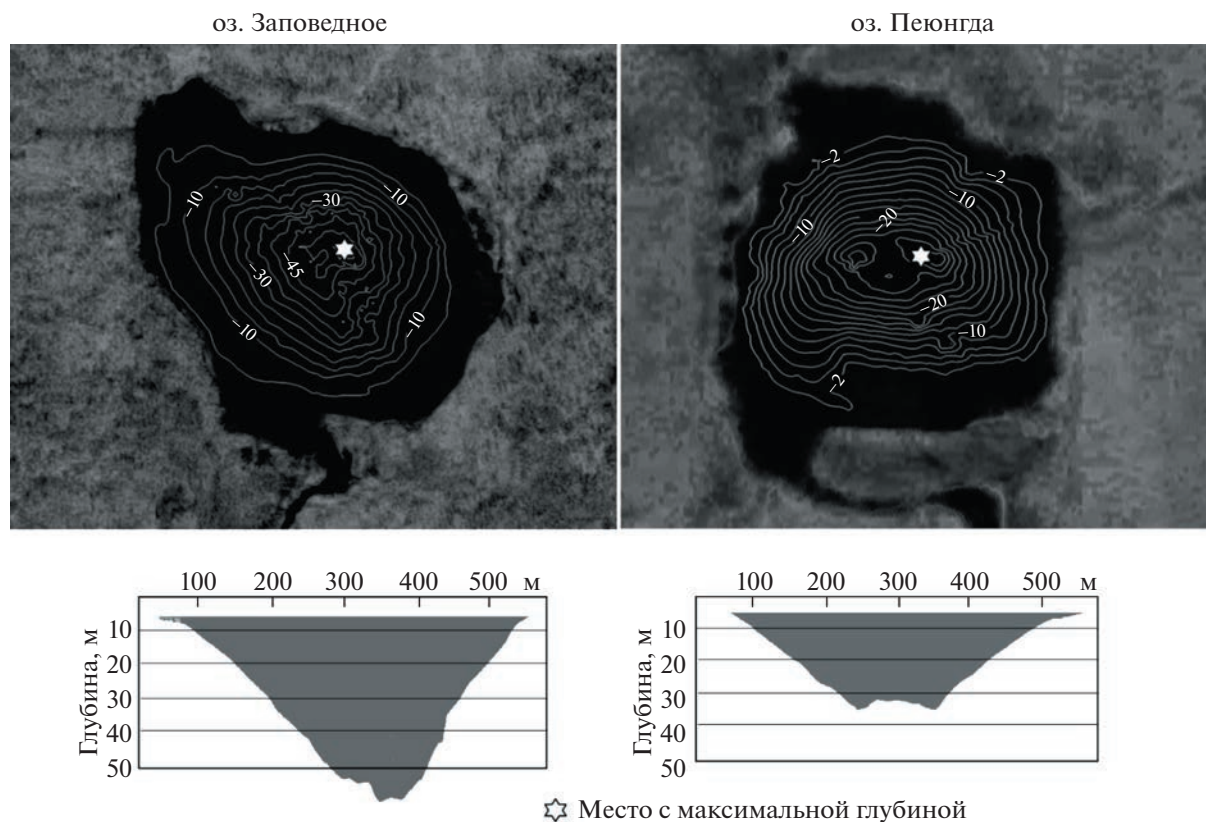


Рис. 2. Морфологические характеристики озер Заповедное и Пеюнгда.

снято около 5200 точек, для озера Пеюнгда около 2200 точек, равномерно распределенных по акватории озер. Для построения батиметрических изображений использовали программу SURFER 8 (Golden Software, 2002). Спутниковые изображения озер получены с интернет-ресурса Google.

Сейсмоакустические исследования проводились по методу непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). Работы проводились с использованием сейсмоакустического комплекса, разработанного и сконструированного в Казанском (Приволжском) федеральном университете [8]. На сейсмоакустических разрезах по вертикали откладывается глубина в метрах (при пересчете времени в глубину использовалась скорость распространения звука в воде 1500 м/с), по горизонтали откладываются пикеты возбуждения (10 пикетов на разрезе соответствуют 100 возбуждениям акустической волны) (рис. 3, 4). Для оз. Заповедное было получено 12 разрезов, для оз. Пеюнгда — 11.

Было выяснено, что максимальная глубина озера Заповедное равна 60.3 м в точке, $60^{\circ}31.688' \text{ с.ш.}$, $101^{\circ}43.740' \text{ в.д.}$, расположенной вблизи геометрического центра водоема, ближе к восточному берегу (рис. 2). Дно озера имеет форму конической воронки (рис. 2), если не считать мелководную

прибрежную зону. Склоны дна озера слабо-асимметричные, северо-восточный склон несколько более крутой, чем остальные. Отношение глубина/диаметр составляет около 0.1. Таким образом,

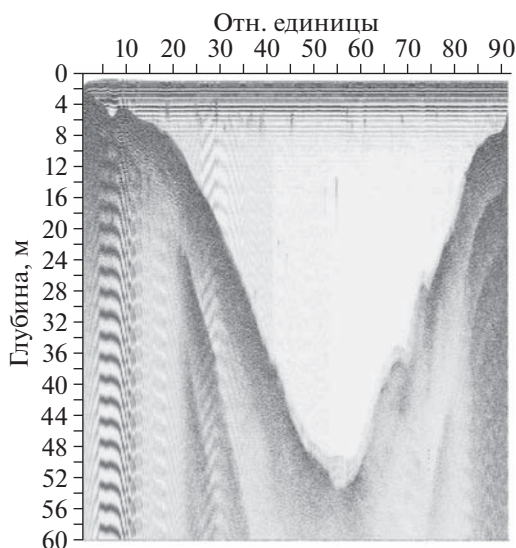


Рис. 3. Сейсмоакустический профиль дна озера Заповедное в районе максимальной глубины.

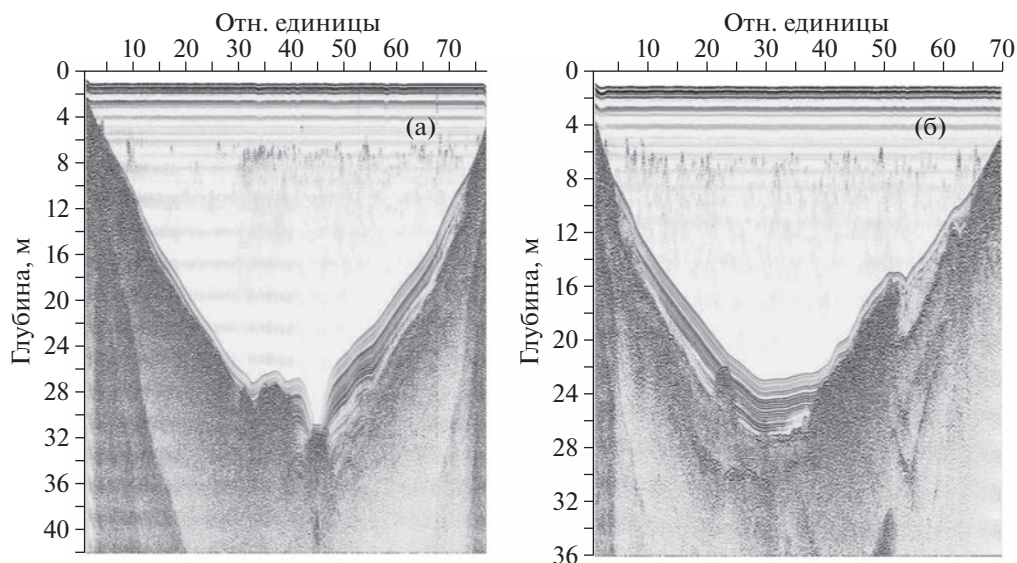


Рис. 4. Сейсмоакустические профили дна озера Пеюнгда. а — в районе максимальной глубины, б — в стороне от центра озера.

озеро Заповедное по форме и размерам можно считать аналогом озера Чеко (рис. 2). Озеро Пеюнгда имеет также коническую форму с двумя углублениями в центральной части, максимальная глубина 34,6 м в точке $60^{\circ}37.174'$ с.ш., $101^{\circ}38.442'$ в.д. (рис. 2).

Сейсмоакустическое профилирование показало, что видимая мощность донных отложений оз. Заповедное в районе максимальной глубины достигает 4 м (рис. 3 а). На глубине 38 и 28 м в правой части разреза наблюдаются выступы, на склоне которых залегают донные отложения. На сейсмоакустическом разрезе оз. Пеюнгда в районе максимальной глубины донные отложения в левой и правой части разреза залегают относительно параллельно, в центральной части наблюдается понижение с прогибанием осей синфазности (рис. 4 а). Вероятно, погружение связано с карстовыми процессами. Погружение было плавное, так как слоистость до критического момента сохранена, а дальше в эпицентре погружения наблюдается хаотическая картина акустической записи. Максимальная глубина в данном разрезе составила 31 м, донные отложения здесь достигают 4 м. На сейсмоакустическом разрезе, расположенном на некотором расстоянии от центра, на глубине 23 м, мощность отложений составила также 4 м, в правой части разреза потеря корреляции слоистого разреза, вероятно, связана с наличием газа в отложениях (рис. 4 б).

Донные отложения обоих озер представляют собой тонкодисперсные темно-коричневые и черные илы с большим содержанием органики и слабо выраженной слоистой структурой, в отложениях глубже 1 м характер осадка меняется на

более плотный, с более выраженной слоистостью.

В марте 2015 г. из озера Заповедное нами был отобран керн донных отложений длиной 120 см, для которого был определен возраст на основе вертикального распределения радиоактивности изотопов ^{137}Cs , ^{210}Pb в верхней части керна, и радиоуглеродного анализа в средней и нижней частях керна. Было показано, что возраст нижних слоев керна составляет около 2000 лет [7], а слой, соответствующий 1908 г., расположен на глубине 16 см [7, 9]. В настоящее время осуществляется многопрофильный анализ геохимических, биохимических и палеонтологических компонентов донных отложений озер Заповедное и Пеюнгда с целью реконструкции климата позднего голоцена и возможного обнаружения геохимических аномалий, связанных с Тунгусским феноменом 1908 г., в соответствующих слоях.

Наше исследование формы дна озер Заповедное и Пеюнгда опровергает уникальность формы озера Чеко. Схожесть формы трех водоемов указывает на общность их происхождения. Разница в возрасте толщ озерных отложений ставит под сомнение импактное происхождение этих озер — для этого потребовались бы падение трех почти одинаковых космических тел в разное время, что крайне маловероятно, учитывая, что озера расположены практически в одном месте Земли. Вдобавок, расположение всех трех озер в руслах рек (оз. Чеко — в русле реки Кимчу (рис. 1)) вряд ли может быть случайным явлением. Следовательно, более вероятной представляется геологическая природа происхождения всех вышеописанных озер. Предположительно, их происхождение

связано с карстовыми процессами, поскольку форма озерных чаш выглядит как следствие провалов в подстилающих породах. Выяснение происхождения этих водоемов является предметом дальнейших исследований. Таким образом, получено еще одно свидетельство против гипотезы о возникновении озера Чеко в результате Тунгусского феномена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам заповедника “Тунгусский” за помощь в данном исследовании.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств Российского научного фонда, грант № 22-17-00185, <https://rscf.ru/project/22-17-00185/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев Н.В.* Проблема Тунгусского метеорита на рубеже столетий /Тунгусский заповедник. Выпуск 1. Томск. Изд-во Томского университета. 2003. 294 с.
2. *Гладышева О.Г.* Тунгусская катастрофа: детали годовомолмки. Санкт-Петербург: Изд-во Наука, 2011. 183 с.
3. *Gasperini L., Alvisi F., Biasini G., Bonatti E., Longo G., Pipan M., Ravaoli M., Serra R.* A possible impact crater for the 1908 Tunguska Event // *Terra Nova*. 2007. V. 19. P. 245–251.
4. *Gasperini L., Bonatti E., Longo G.* Lake Cheko and the Tunguska Event: impact or non-impact? // *Terra Nova*. 2008. V. 20. P. 169–172.
5. *Gasperini L., Bonatti E., Albertazzi S., Forlani L., Accorsi C.A., Longo G., Ravaoli M., Alvisi F., Polonia A., Sacchetti F.* Sediments from Lake Cheko (Siberia), a possible impact crater for the 1908 Tunguska Event // *Terra Nova*. 2009. V. 21. P. 489–494.
6. *Рогозин Д.Ю., Дарьин А.В., Калугин И.А., Мельгунов М.С., Мейдус А.В., Дегерменджи А.Г.* Оценка скорости накопления донных отложений в озере Чеко (Эвенкия, Сибирь): новые сведения по проблеме Тунгусского феномена 1908 года // *ДАН*. 2017. Т. 476. № 6. С. 685–687.
7. *Рогозин Д.Ю., Болобаничкова Г.Н., Бурдин Л.А., Мейдус А.В.* Угольные макрочастицы в донных отложениях озер Центрально-Тунгусского плато (Сибирь, Эвенкия) как индикатор динамики лесных пожаров и возможный след Тунгусской катастрофы 1908 г. // *Сибирский экологический журнал*. 2022. № 4. С. 404–414. 62.
8. *Krylov P.S., Nourgaliev D.K., Yasonov P.G.* Seismic investigations of lake Chebarkul in the process of searching chelyabinsk meteorite // *ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences*. 2015. V. 10. P. 744–746.
9. *Дарьин А.В., Рогозин Д.Ю., Мейдус А.В., Бабич В.В., Калугин И.А., Маркович Т.И., Ракшун Я.В., Дарьин Ф.А., Сороколетов Д.С., Гогин А.А., Сенин Р.А., Дегерменджи А.Г.* Следы Тунгусского события 1908 г. в донных осадках озера Заповедное по данным сканирующего РФА СИ // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2.

MORPHOLOGY OF LAKES OF THE CENTRAL TUNGUSKA PLATEAU (SIBERIA, EVENKIA): NEW INFORMATION ON THE PROBLEM OF THE “TUNGUSKA EVENT 1908”

**D. Y. Rogozin^{a,b,#}, P. S. Krylov^c, A. N. Dautov^c, A. V. Darin^d, I. A. Kalugin^d,
A. V. Meydus^e, and Academician of the RAS A. G. Degermendzhy^a**

^a*Institute of Biophysics, Siberian Division of Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation*

^b*Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russian Federation*

^c*Kazan (Volga) Federal University, Kazan, Russian Federation*

^d*Institute of Geology and Mineralogy Siberian Division of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^e*Krasnoyarsk State Pedagogical University, Krasnoyarsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: rogozin@ibp.ru*

The bottom morphology and thickness of bottom sediments of lakes Zapovednoye and Peyungda were studied by echo-sounding and seismic reflection profiling. The lakes are located in 60 km and 50 km from inferred explosion epicenter of “Tunguska event 1908”, respectively. We showed that both lakes have circular shape and funnel-like morphology with 60 and 34 m maximum water-depth, respectively, close to their geometrical centers. The shape of the lake is similar to famous Lake Cheko which is believed to be a secondary impact crater for Tunguska event of 1908. The shape of Lake Cheko was suggested to be highly unusual that was one of arguments to support the hypothesis of impact origin of Lake Cheko. We have shown that lakes Zapovednoye and Peyungda are examples of funnel-like deep lakes, and the age of both lakes exceeds are two thousand years. Therefore, we assume that all three lakes are most likely of karst origin. The similarity of the shape of the three reservoirs and their location in the riverbeds indicate the similar origin and testify against the hypothesis of the impact origin of Lake Cheko in 1908.

Keywords: Tunguska 1908 Event, lake sediments, bathymetry, seismic reflection, sedimentation rate

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 556.043+550.34.06.013.22 (571.55)

НАРУШЕНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ВАРИАЦИЙ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА И АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В ПЕРИОДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ)

© 2023 г. К. Ж. Семинский^{1,*}, А. А. Бобров¹

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 20.01.2023 г.

Поступило 23.01.2023 г.

После доработки 24.01.2023 г.

Принято к публикации 26.01.2023 г.

Проведено сопоставление временных вариаций атмосферного давления и концентрации почвенного радона, измеренной в рыхлых отложениях на трех станциях мониторинга в Прибайкалье для периода проявления достаточно сильных землетрясений – Быстринского (21.09.2020 г., $K = 14.6$), Кударинского (09.12.2020 г., $K = 14.0$) и Хубсугульского (11.01.2021 г., $K = 16.0$). Используемая система эманационного мониторинга позволила установить, что выход радона из недр контролируется вариациями атмосферного давления. Нарушения этой зависимости, впервые выявленные в ходе формализованного статистического анализа, имеют место для каждой из изученных сейсмических активизаций. Они связаны с процессом подготовки землетрясения, что при расширении сети мониторинга открывает реальные возможности для разработки эманационного подхода к среднесрочному прогнозированию.

Ключевые слова: радон, атмосферное давление, мониторинг, землетрясение

DOI: 10.31857/S2686739723600169, **EDN:** DUSRCV

Поле почвенного радона отражает изменения напряженно-деформированного состояния (НДС) пород, происходящие в том числе и в периоды сейсмических активизаций. Как следствие, эманационный мониторинг проводится во многих странах мира и представляет одну из важных составляющих прогнозирования сильных землетрясений [7, 9–11, 15, 16]. Эффективность подобных исследований определяется степенью устойчивости характера эманационного отклика на сейсмические события в пункте мониторинга. Для поля радона он зависит от многих факторов и поэтому отличается для разных природных обстановок. В некоторых регионах [3, 4, 12–14, 17] объемное выявление радоновых предвестников землетрясений характеризуется определенными перспективами в связи с существованием устойчивой связи объемной активности радона (ОАР) и атмосферного давления (P): отклонение от синхронности вариаций ОАР и P является дополнительным признаком изменения НДС в период подготовки землетрясений под действием тектонических сил.

К подобным регионам относится Прибайкалье, где при использованной системе мониторинга зафиксирована устойчивая обратная связь концентрации радона в почве и атмосферного давления [1]. Задачами представленных ниже исследований были: 1) формализованное выявление нарушений в синхронности вариаций ОАР и P на основе статистического анализа рядов мониторинга, а также 2) сопоставление подобных аномалий с сейсмическими активизациями в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) для оценки перспектив объемного выявления эманационных предвестников землетрясений в Прибайкалье.

При анализе использовались данные мониторинга объемной активности радона в рыхлых отложениях на станциях “Листвянка”, “Бугульдейка” и “Тырган” (рис. 1 а). Измерение данного параметра осуществлялось на глубине ~2.5 м датчиками ВМС-2. Кроме величины ОАР, прибор с периодичностью 1 ч фиксировал дату, время и атмосферное давление. Базовыми для обработки данных мониторинга стали ряды измерений, полученные для станций “Тырган” и “Листвянка” с июля 2020 г. по март 2021 г. (рис. 1 в). Станция “Бугульдейка” была создана в конце сентября 2020 г. и некоторое время не работала в декабре 2020 г. по причине проведения профилактических работ. Период мониторинга характеризу-

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: seminsky@crust.irk.ru

вался всплеском сейсмической активности в БРЗ, который проявился в виде трех достаточно сильных для Прибайкалья землетрясений (рис. 1 а, в) – Быстринского (21.09.2020 г., $K = 14.6$), Кударинского (09.12.2020 г., $K = 14.0$) и Хубсугульского (11.01.2021 г., $K = 16.0$). Они, как и еще одно сейсмическое событие “А” (06.02.2021 г., $K = 11.7$), зафиксированное вблизи эпицентра Кударинского землетрясения, должны проявляться во флуктуациях эманационного поля, т.к. пункты мониторинга, согласно расчетам по формуле И.П. Добровольского [8], попадают в зону влияния каждого из перечисленных событий.

Визуальный анализ графиков ОАР и P позволил сделать два основных вывода. Во-первых, рассматриваемые землетрясения не отражаются однотипными флуктуациями ОАР (например, изменением характера вариаций, экстремумами параметра и пр.), а на некоторых станциях и вовсе не проявлены в эманационном поле. Во-вторых, на каждой станции отчетливо выделяется обратная зависимость концентрации радона от атмосферного давления. Как видно по полосам голубого цвета на фрагменте кривых, приведенных на рис. 1 б для станции “Тырган”, минимумам P можно поставить в соответствие максимумы величины ОАР и, наоборот, что особенно отчетливо проявлено при сопоставлении графика изменения давления (фиолетовый цвет) и тренда вариаций объемной активности радона (см. кривую красного цвета).

С целью повышения эффективности анализа графиков вариаций ОАР и P , которые при одинаковой частоте измерений (1 ч) характеризуются существенно разной интенсивностью колебаний (рис. 1 б), для каждого из них была рассчитана информационная энтропия (S_{inf}):

$$S_{\text{inf}} = - \sum_{i=1}^K w_i \log_2 w_i,$$

где w_i – дискретное распределение вероятностей для K независимых значений элементарных событий, удовлетворяющих условию

$$\sum_{i=1}^K w_i = 1 [6].$$

Данный параметр является среднестатистической мерой неопределенности в поведении каждой из рассматриваемых величин во времени.

Величины информационной энтропии, рассчитанной для объемной активности радона и атмосферного давления, в последующем описании обозначаются символами S_{OAP} и S_P соответственно. Их вариации характеризуются наличием серии отчетливо выделяющихся минимумов (рис. 1 б). Связь подобных экстремумов, обусловленных вариациями ОАР, с сейсмическими активизациями

не выявлена. Однако даже при визуальной оценке видно, что минимумы параметров S_{OAP} и S_P в подавляющем большинстве случаев проявляются синхронно (рис. 1 б).

Таким образом, как и следовало ожидать, сейсмические активизации Прибайкалья не отражаются в однотипных вариациях объемной активности радона или рассчитанной по данному параметру информационной энтропии. В то же время при системе мониторинга, организованной на станциях, выявляется устойчивая связь временных изменений ОАР и P . Она имеет место в течение всего периода систематических измерений, что на новом, более представительном фактическом материале подтверждает сделанный ранее для Прибайкалья вывод об определяющей роли атмосферного давления в эксхалляции радона [1].

Поиск кратковременных нарушений синхронности вариаций объемной активности радона и атмосферного давления, которые могут иметь место в процессе подготовки и реализации сильных землетрясений, осуществлялся посредством анализа изменения во времени тесноты связи между данными параметрами. Коэффициент корреляции оценивался в скользящем окне как для зависимости между самими величинами ОАР и P (R), так и для связи между информационными энтропиями (R_S), рассчитанными по этим параметрам (рис. 1 в). Величина окна равнялась 24 сут, поскольку это значение представляет период гармоники, которая, согласно данным Фурье-анализа, выделяется в вариациях как объемной активности радона, так и атмосферного давления на всех станциях мониторинга.

Согласно рис. 1 в, коэффициент корреляции обратной зависимости между ОАР и P варьирует для станции “Листвянка” от -0.86 до $+0.36$, для станции “Тырган” – от -0.6 до $+0.16$ и для станции “Бугульдейка” – от -0.36 до $+0.17$. Коэффициент корреляции прямой связи между параметрами S_{OAP} и S_P изменяется для станции “Листвянка” от $+0.85$ до -0.29 , для станции “Тырган” – от $+0.81$ до 0 и для станции “Бугульдейка” – от $+0.8$ до -0.16 . Вариации коэффициентов имеют в целом вид колебаний, характер которых не обнаруживает ярко выраженных соответствий при визуальном сопоставлении кривых R и R_S для отдельных станций или при сравнении графиков однотипных коэффициентов для разных пунктов мониторинга. В то же время экстремальные значения параметров, свидетельствующие о нарушении анализируемых связей, проявляются достаточно отчетливо (рис. 1 в) и в некоторых случаях явно тяготеют к моментам проявления сильных землетрясений.

Для того, чтобы формализовать анализ взаимосвязи сейсмических активизаций и подобных отклонений от общих трендов в изменениях па-

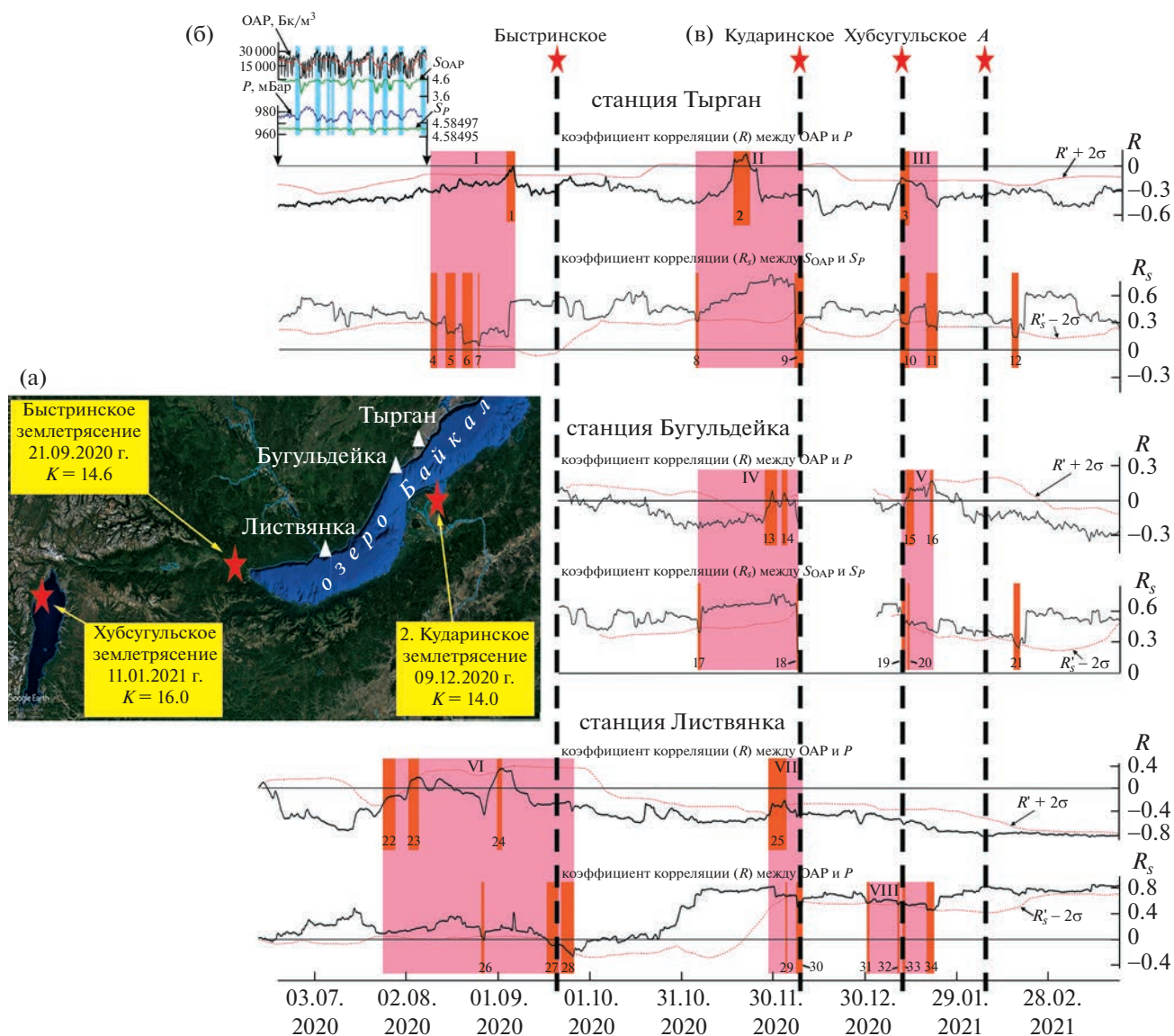


Рис. 1. Сопоставление аномалий, выявленных при анализе корреляционных связей между объемной активностью радона (ОАР) и атмосферным давлением (P) для станций “Тырган”, “Бугульдейка” и “Листвянка”. (а) Положение станций эманационного мониторинга, а также эпицентров землетрясений (данные БФ ФИЦ ЕГС РАН: <http://seis-bykl.ru>). (б) Примеры графиков вариаций во времени параметров ОАР, P , S_{OAR} и S_P , измеренных на станции “Тырган” для периода 22.06.2020 г. – 09.08.2020 г. ОАР – объемная активность радона; P – атмосферное давление; S_{OAR} и S_P – величины информационной энтропии, рассчитанные для параметров ОАР и P ; красная кривая – тренд изменений параметра ОАР; голубые полосы – соответствие максимумов ОАР минимумам P . (в) Графики вариаций коэффициентов парной корреляции, рассчитанных в скользящем окне (24 сут) для связей между величинами ОАР и P (R), а также между информационными энтропиями S_{OAR} и S_P , вычисленными по параметрам ОАР и P (R_S), для периода проявления серии сейсмических активизация в Прибайкалье (июль 2020 г. – март 2021 г.). σ – среднеквадратическое отклонение; R' и R'_S – средние арифметические значения для величин R и R_S , вычисленные в расчетном окне; звездочки и вертикальные штрихпунктирные линии – моменты землетрясений; оранжевые узкие полосы с арабскими цифрами внизу – аномалии (и их номера), выделенные по одному из параметров (R или R_S); розовые широкие полосы с римскими цифрами сверху – аномальные участки (и их номера), выделенные по обоим параметрам (R и R_S).

параметров R и R_S , аномалиями было принято считать отрезки графиков, для которых выполняются условия: $R > R' + 2\sigma$ и $R_S < R'_S - 2\sigma$, где R' – среднеарифметическое значение R в расчетном окне, R'_S – среднеарифметическое значение R_S в

расчетном окне, σ – среднеквадратическое отклонение. Всего было выделено 34 аномалии, которые обозначены на рис. 1 в полосами оранжевого цвета. Видно, что положение и размеры аномалий, зафиксированных на каждой из станций мониторинга, с большей или меньшей долей уве-

ренности можно считать обусловленными теми сейсмическими активизациями, которые имели место для Прибайкалья в течение изучаемого периода времени.

Наиболее отчетливо это проявлено при рассмотрении положения аномалий по отношению к моменту Кударинского землетрясения (рис. 1 в). На всех трех станциях мониторинга ему соответствуют небольшие по времени существования аномалии в вариациях коэффициента R_s — № 9, № 18 и № 30. В рядах параметра R аномалии более продолжительны и фиксируются до сейсмического события: на станции “Тырган” — № 2 (за 3 нед), на станции “Листвянка” — № 25 (за 10 дней), на станции “Бугульдейка” две аномалии — № 13 и 14 (за 10 и 5 дней соответственно). Кроме того, согласно данным деформационного мониторинга [5], небольшая аномалия № 17 в ряду вариаций R_s на станции “Бугульдейка” и соответствующая ей по времени и продолжительности аномалия № 8 на станции “Тырган” также могут быть обусловлены изменением НДС пород в период подготовки Кударинского события.

Моменту Хубсугульского землетрясения также соответствуют небольшие аномалии на всех станциях мониторинга и в рядах обоих параметров (№ 3, 10, 15, 19 и 33) за исключением пункта “Листвянка”, где для коэффициента R аномалия не выявлена (рис. 1 в). В то же время на данной станции рассматриваемая сейсмическая активизация проявилась полноценно в ряду вариаций коэффициента R_s . Кроме уже отмеченной аномалии № 33, один участок с аномальными значениями (№ 34) имел место через 7 сут после события и два участка до него — № 31 (за 11 дней) и № 32 (за 1 день). На двух других станциях аномалии выявлены только после сейсмического события: в рядах обоих параметров — для пункта “Бугульдейка” (№ 16 и 20) и в ряду вариаций коэффициента R_s — на станции “Тырган” (№ 11). Наиболее отдаленные из них (№ 11 и 16) зафиксированы, как и аномалия № 34 на станции “Листвянка”, примерно через неделю после землетрясения.

Сейсмическая активизация, включающая Быстринское землетрясение, проявилась менее однозначно, если судить по материалам, полученным с двух станций, работавших в рассматриваемый период времени (рис. 1 в). На станции “Листвянка” выделяются три аномалии в ряду вариаций параметра R_s : аномалия № 27 соответствует моменту землетрясения, тогда как аномалии № 26 и 28 зафиксированы за 25 сут до и через 2 дня после него. Для параметра R ближайшая к сейсмическому событию аномалия № 24 фиксируется за 19 дней до землетрясения. Характерно, что на станции “Тырган” данный параметр принимает аномальные значения примерно в это же время — за 16 дней до события (№ 1). Существует

здесь соответствие и по параметру R_s . Аномалии № 26 на станции “Листвянка” соответствует аномалия № 7 в пункте “Тырган”, но в последнем случае она принадлежит к пакету из четырех сближенных аномалий (№ 4–7), первая из которых появилась за 41 день до сейсмического события. Отмеченные соответствия дают основание считать, что участки аномальных значений коэффициентов R и R_s , зафиксированные для станции “Тырган”, как и близкие по времени проявления аномалии в пункте “Листвянка”, имеют прямое отношение к подготовке Быстринского события. Возможно, что два сближенных во времени участка аномальных значений R (№ 22 и 23), имевшие место за 56 и 48 дней до землетрясения, также связаны с рассматриваемой сейсмической активизацией, которая наиболее полно проявилась на станции “Листвянка”, расположенной существенно ближе других к эпицентру (рис. 1 а).

Кроме уже описанных аномалий, на рис. 1 в имеют место еще две небольших аномалии — № 12 и 21. Они зафиксированы в вариациях коэффициента R_s на близко расположенных станциях “Тырган” и “Бугульдейка”, имеют одинаковую продолжительность и время проявления — через 9 сут после события с индексом “А”, эпицентр которого расположен в районе Кударинского землетрясения. Если предположить, что участки № 12 и 21 обусловлены этим событием, то итогом проведенного анализа в целом является вывод о связи всех выявленных и показанных на рис. 1 в аномалий с подготовкой и реализацией землетрясений, в зону влияния которых попадают станции мониторинга радона.

Дополнительные, хотя и косвенные доказательства, справедливости сделанного вывода дает объединение сближенных во времени аномалий, выделенных по вариациям коэффициентов R и R_s (см. розовые полосы I–VIII на рис. 1 в). Так, для каждой из станций мониторинга отчетливо проявляются приуроченность и подобие расположения аномальных участков по отношению к моментам землетрясений. Более того, их размеры и положение находятся в соответствии с удаленностью пунктов от эпицентров сейсмических событий.

Во-первых, размеры аномальных участков, зафиксированных на близко расположенных станциях, больше, а строение их сложнее по отношению к тем, которые выявлены для отдаленных пунктов. Станция “Листвянка” по сравнению с пунктами “Бугульдейка” и “Тырган” расположена существенно ближе к районам проявления Хубсугульской и, особенно, Быстринской сейсмических активизаций (рис. 1 а). Это определяет большие размеры зафиксированных для нее аномальных участков (рис. 1 в): участка VIII по сравнению с участками V и III, а также участка VI по

сравнению с участком I. Обратные взаимоотношения наблюдаются для размеров аномальных участков, соответствующих Кударинской активизации: участки II (станция “Тырган”) и IV (станция “Бугульдейка”) больше участка VII (станция “Листвянка”), что объясняется большей удаленностью пункта “Листвянка” от эпицентра главного толчка.

Во-вторых, положение аномальных участков на графиках вариаций коэффициентов R и R_S по отношению к моменту землетрясения (рис. 1 в) также зависит от эпицентрального расстояния. Участки, соответствующие Быстринской и Кударинской активизациям (I, II, IV, VI и VII), располагаются на графиках до моментов землетрясений, т.е. отражают в эманационном поле процесс их подготовки. Для Хубсугульской активизации подобная картина имеет место только на ближней к эпицентру станции “Листвянка” (участок VIII). Для удаленных пунктов “Тырган” и “Бугульдейка” аномальные участки III и V выделяются после момента главного толчка, что объясняется различием в скоростях процессов подготовки и реализации землетрясения, которые отражаются в эманационном поле.

В заключение необходимо подчеркнуть, что временные рамки проявления эманационных аномалий, предшествующих главному толчку, не превышают двух месяцев, а наиболее отчетливые из них, как правило, укладываются в месячный интервал (рис. 1 в). Это полностью соответствует обобщенным представлениям о длительности этапа подготовки сильных землетрясений [2], согласно которым признаки относительно слабой активизации могут появляться примерно за 100 сут до главного толчка, а обратный, так называемый форшоковый, каскад — за 20–30 дней до землетрясения.

Таким образом, на примере Прибайкалья в результате ретроспективного анализа данных мониторинга установлены нарушения в синхронности временных вариаций объемной активности радона и атмосферного давления, которые обусловлены сейсмическими активизациями, включающими достаточно сильные для региона Быстринское, Кударинское и Хубсугульское землетрясения. Объективным показателем наличия подобных аномалий является удовлетворение условию, когда коэффициент парной корреляции (R) между ОАР и P превышает среднее значение плюс удвоенное среднеквадратическое отклонение (σ) или когда коэффициент корреляции связи между информационными энтропиями, рассчитанными по ОАР и P (R_S), меньше среднего минус 2σ .

Нарушения связи между ОАР и P в Прибайкалье отражают процесс подготовки сейсмического события, что открывает возможность для детального исследования аномальных участков на пред-

мет формализованного выделения предвестников сильных землетрясений. На данном этапе исследований для достижения этой цели должны анализироваться ряды изменений обоих коэффициентов корреляции (R и R_S), т.к. они характеризуются разной “чувствительностью” к нарушению синхронности вариаций ОАР и P и, таким образом, взаимно дополняют друг друга. Перспективы среднесрочного прогнозирования, базирующегося на подобном анализе эманационных данных, определяются созданием длинных рядов систематических измерений и сгущением сети мониторинга, что позволит формализовать определение времени основного толчка и, возможно, перейти к оценке параметров “место” и “сила” землетрясения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены в рамках госзадания ИЗК СО РАН на 2021–2025 гг. “Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии” с использованием оборудования и инфраструктуры уникальной научной установки “Южно-Байкальский инструментальный комплекс для мониторинга опасных геодинамических процессов” Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук по гранту 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семинский К.Ж., Бобров А.А. Первые результаты исследований временных вариаций эманационной активности разломов Западного Прибайкалья // Геодинамика и тектонофизика. 2013. № 1. С. 1–12.
2. Родкин М.В. О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 74–79.
3. Спивак А.А. Проявление разломных зон в геофизических полях // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 2. С. 507–525.
4. Фирстов П.П., Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Бузевич А.В., Малышева О.П. К вопросу влияния баровариаций на поступления радона в атмосферу // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 46–53.
5. Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории. Отв. ред. И.В. Бычков, Д.П. Гладко-чуб, Г.М. Ружников. Новосибирск: СО РАН, 2022. 345 с.
6. Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. М.: Изд-во ИЛ, 1963. 829 с.
7. Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. V. 476 (3–4). P. 371–396.

8. Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pure Appl. Geophys.* 1979. V. 117. P. 1025–1044.
9. Earthquake Research and Analysis – Statistical Studies, Observations and Planning // Ed. by Dr Sebastiano D'Amico. Publisher: InTech, 2012. 460 p.
10. Ghosh D., Deb A., Sengupta R. Anomalous radon emission as precursor of earthquake // *J. of Appl. Geophys.* 2009. V. 69 (2). P. 67–81.
11. Martinelli G. Contributions to a History of Earthquake Prediction Research // *Seismol. Res. Lett.* 2000. V. 71 (5). P. 583–588.
12. Pinault J.-L., Baubron J.-C. Signal processing of diurnal and semidiurnal variations in radon and atmospheric pressure: A new tool for accurate in situ measurement of soil gas velocity, pressure gradient and tortuosity // *J. of Geophys. Res.* V. 102. B8. P. 18101–18120.
13. Tareen A.D.K., Asim K.M., Kearfott K.J., Rafique M., Nadeem M.S.A, Iqbal T., Rahman S.U. Automated anomalous behaviour detection in soil radon gas prior to earthquakes using computational intelligence techniques // *J. of Environ. Radioactivity.* 2019. V. 203. P. 48–54.
14. Torkar D., Zmazek B., Vaupotic J., Kobal I. Application of artificial neural networks in simulating radon levels in soil gas // *Chem. Geol.* 2010. V. 270 (1–40). P. 1–8.
15. Toutain J.-P., Baubron J.-C. Gas geochemistry and seismotectonics: A review // *Tectonophysics.* 1999. V. 304 (1–2). P. 1–27.
16. Woith H. Radon earthquake precursor: A short review // *Eur. Phys. J. Special Topics.* 2015. V. 224. P. 611–627.
17. Zmazek B., Todorovski L., Dzeroski S., Vaupotic J., Kobal I. Application of decision trees to the analysis of soil radon data for earthquake prediction // *Applied Radiation and Isotopes.* 2003. V. 58 (6). P. 697–706.

IRREGULARITIES THE RELATIONSHIP OF VARIATIONS IN THE VOLUME ACTIVITY OF RADON AND ATMOSPHERIC PRESSURE DURING SEISMIC ACTIVITY (ON THE EXAMPLE OF THE BAIKAL REGION)

K. Zh. Seminsky^{a,#} and A. A. Bobrov^a

^a*Institute of the Earth's crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: seminsky@crust.irk.ru*

Presented by Academician of the RAS E.K. Gordeev January 20, 2023

A comparison was made of temporal variations in atmospheric pressure and soil radon concentration measured in loose sediments at three monitoring stations in the Baikal region for the period of manifestation of three fairly strong earthquakes – Bystrinsky (21.09.2020, $K = 14.6$), Kudarinsky (09.12.2020, $K = 14.0$) and Khubsugulsky (11.01.2021, $K = 16.0$). It has been established that the release of radon is controlled in the region by variations of atmospheric pressure. Irregularities of this dependence, first identified in the course of a formalized statistical analysis, occur for each of the studied seismic activations. They are connected with the process of preparing an earthquake, which opens up real opportunities for developing an emanation approach to medium-term forecasting.

Keywords: radon, atmospheric pressure, monitoring, earthquake

УДК 551.551

АНОМАЛЬНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ В ВИДИМОЙ И БЛИЖНЕЙ ИНФРАКРАСНОЙ ОБЛАСТЯХ СПЕКТРА

© 2023 г. Г. И. Горчаков^{1,*}, Р. А. Гушин¹, В. М. Копейкин¹, А. В. Карпов¹, Е. Г. Семутникова²,
О. И. Даценко¹, Т. Я. Пономарева³

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 09.01.2023 г.

Поступило 09.01.2023 г.

После доработки 06.02.2023 г.

Принято к публикации 08.02.2023 г.

В крупномасштабном задымлении во время массовых пожаров в бореальных лесах Аляски в июле 2019 г. в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (440–1020 нм) по данным мониторинга на сети станций AERONET спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления обнаружено аномальное поглощение тонкодисперсного дымового аэрозоля. Проанализированы вариации спектральных зависимостей аэрозольных оптических толщин ослабления (экстинкции) и поглощения, а также функции распределения частиц аэрозоля по размерам. При аномальном поглощении мнимая часть коэффициента преломления с ростом длины волны света от 440 до 1020 нм увеличивалась в 1.8–7.2 раза, достигнув значения 0.315 для длины волны 1020 нм. Предложена степенная аппроксимация спектральной зависимости мнимой части коэффициента преломления с показателями степени примерно от 0.7 до 2.3.

Ключевые слова: крупномасштабные лесные пожары, дымовой аэрозоль, оптические и микрофизические характеристики, аэрозольная оптическая толщина, распределение частиц по размерам, мнимая часть коэффициента преломления, аномальное поглощение в видимой и ближней инфракрасной областях спектра

DOI: 10.31857/S2686739723600030, **EDN:** FGJJXY

ВВЕДЕНИЕ

Крупномасштабные задымления радикально трансформируют радиационный режим атмосферы [1, 2]. Образующийся при массовых пожарах дымовой аэрозоль и малые газовые примеси, включая угарный газ, негативно влияют на экологическую обстановку [3]. Об оптических и микрофизических характеристиках (ОМХ) дымового аэрозоля можно судить по данным мониторинга тропосферного аэрозоля на глобальной сети станций AERONET [4]. На сайте AERONET (aeronet.gsfc.nasa.gov) кроме данных измерений аэрозольной оптической толщины (АОТ) ослабления (экстинкции) τ_{ex} и индикатрисы яркости неба представлены результаты восстановления [5] (для

длин волн 440, 675, 870 и 1020 нм) спектральных зависимостей действительной (n) и мнимой (κ) части коэффициента преломления вещества, τ_{ex} для тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля (τ_r и τ_c), АОТ поглощения (τ_{ab}), альбедо однократного рассеяния (ω), параметра асимметрии индикатрисы рассеяния и функции распределения частиц аэрозоля по размерам в представлении $dV(r)/d \ln r$, где r — радиус частицы и $V(r)$ — накопленный объем частиц.

Ранее нами были выполнены исследования [6–8] крупномасштабных задымлений Северной Евразии в XXI веке и, в частности, крупномасштабного задымления в июле 2016 г., когда восточный перенос воздушных масс привел к распространению сибирской дымной мглы на европейскую территорию России и далее на запад [9, 10]. При дальнем переносе сибирской дымной мглы наблюдалось снижение поглощательной способности дымового аэрозоля, обусловленное конденсацией на частицах дымового аэрозоля не поглощающих в видимой области спектра летучих органических соединений, которые образуются при фотохимической трансформации газовых составляющих дымной мглы [10] в процессе дальнего переноса задымленных воздушных масс.

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Физический факультет, Москва, Россия

³Гидрометеорологический научно-исследовательский центр России, Москва, Россия

*E-mail: gengor@ifaran.ru

В первой декаде XXI века были выполнены исследования оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля при массовых лесных пожарах на территории Аляски с использованием данных AERONET [11]. В связи с тем, что в эпоху потепления климата в атмосфере усиливаются многие негативные для человека процессы, нами были проанализированы последствия массовых лесных пожаров на территории Аляски в июле 2019 г.

В частности, интерес представляли изменения поглотительной способности дымового аэрозоля (ПСА). При анализе ПСА по данным AERONET наибольшее внимание, как правило, уделяется вариациям альbedo однократного рассеяния [12] $\omega(\lambda) = \tau_{sc}(\lambda)/\tau_{ex}(\lambda)$, где λ — длина волны света, τ_{sc} — аэрозольная оптическая толщина рассеяния и $\tau_{ex} = \tau_{sc} + \tau_{ab}$. Часто анализируются результаты измерений АОТ поглощения τ_{ab} . Однако $\omega(\lambda)$ и $\tau_{ab}(\lambda)$ зависят от распределения частиц аэрозоля по размерам. Поэтому при диагностике ПСА целесообразно, в первую очередь, использовать спектральные зависимости мнимой части коэффициента преломления $\kappa(\lambda)$.

Целью настоящей работы является исследование вариаций ОМХ дымового аэрозоля при массовых пожарах в бореальных лесах Аляски в июле 2019 г. с использованием данных AERONET (уровень L1.5, версия 3) и, в первую очередь, выявление основных типов спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления вещества дымового аэрозоля. Показано, что наряду с многочисленными случаями неселективного поглощения в области спектра 440–1020 нм, которое определяется присутствием в частицах аэрозоля черного углерода (black carbon или BC) [13] и сравнительно часто наблюдаемыми спектрами $\kappa(\lambda)$ с повышенными значениями κ на длине волны 440 нм, которые обусловлены наличием в частицах дымового аэрозоля (наряду с черным углеродом) органических соединений, которые имеют полосу поглощения в ультрафиолетовой и в коротковолновой части видимой области спектра (brown carbon или BrC) [14–16].

В июле 2019 г. в ряде случаев наблюдалось аномальное поглощение дымового аэрозоля, которое, очевидно, обусловлено наличием в частицах дымового аэрозоля вещества (или веществ) с полосой поглощения, как минимум, в области спектра 440–1020 нм. В работе приведены результаты измерений спектральных зависимостей АОТ ослабления и функции распределения частиц по размерам, которые иллюстрируют доминирующую роль тонкодисперсной фракции в процессах рассеяния и поглощения электромагнитного излучения дымовым аэрозолем (для области спектра 440–1020 нм), в том числе, для случаев неселективного поглощения. Обсуждаются вариации

АОТ поглощения и альbedo однократного рассеяния при массовых лесных пожарах на территории Аляски в июле 2019 г.

В работе использовались результаты мониторинга оптических и микрофизических характеристик тропосферного аэрозоля при крупномасштабном задымлении территории Аляски в июле 2019 г. на станциях AERONET: Bonanza_Creek (сокращенно BZC) с координатами 64°45' с.ш. и 148°32' з.д., Kluane_Lake или KNL (61°02' с.ш., 138°24' з.д.) и NEON_DEJU или NDU (63°32' с.ш., 145°45' з.д.).

С целью сравнения в работе приведены некоторые результаты мониторинга характеристик дымового аэрозоля при пожарах в саванне на станции AERONET Mongu_Inn или MGI (15°16' ю.ш., 23°08' в.д.) в августе 2022 г.

МНИМАЯ ЧАСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ

В [11] представлены результаты исследования вариации ОМХ дымового аэрозоля при массовых пожарах в бореальных лесах Аляски в 2004 и 2005 г.

Показано, что в большинстве случаев ПСА определялась содержащимся в частицах аэрозоля черным углеродом (сажей), для которого характерна слабая зависимость мнимой части коэффициента преломления κ вещества аэрозоля от длины волны света λ [13].

Аномальные спектры $\kappa(\lambda)$ в области длин волн от 440 нм до 1020 нм наблюдались и при крупномасштабном задымлении территории Аляски в июле 2019 г. (1–5 на рис. 1). Спектры 1, 3, 4 и 5 получены по данным мониторинга на станции Bonanza_Creek, а спектр 2 — по данным станции Kluane_Lake. Для сравнения показан аналогичный спектр (6 на рис. 1) с использованием данных мониторинга на станции Mongu_Inn в августе 2022 г. при пожаре в саванне. Информация об ОМХ дымового аэрозоля во время проведения измерений рассматриваемых спектров содержится в табл. 1.

В табл. 1 приведены значения (для длины волны 440 нм) АОТ ослабления, в том числе, отдельно для тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля (τ_f^{440} и τ_c^{440}), значения действительной и мнимой части коэффициента преломления вещества дымового аэрозоля и соответствующие значения альbedo однократного рассеяния.

Кроме того, в табл. 1 содержатся значения показателей β_{ex} и β_{ab} степенных аппроксимаций спектральных зависимостей $\tau_{ex}(\lambda)$ и $\tau_{ab}(\lambda)$ для диапазона длин волн 440–870 нм (показатели Ангстрёма) для АОТ ослабления и поглощения $\tau(\lambda) = \tau_0 (\lambda_0/\lambda)^\beta$, где τ_0 , λ_0 и β — параметры ап-

проксимации, а также максимальные значения v_m^f распределения $dV(r)/d \ln r$ для тонкодисперсной фракции аэрозоли и соответствующие радиусы частиц r_m^f , при которых достигаются указанные максимумы.

В [11] отмечено, что при крупномасштабных задымлениях Аляски в 2004 и 2005 г. на поглощательную способность дымового аэрозоля влияло присутствие в частицах коричневого углерода. Однако количественные оценки этого влияния в [11] не приведены.

На рис. 1 показаны спектры $\kappa(\lambda)$, полученные по данным измерений в задымленной атмосфере Аляски в июле 2019 г., на которых заметно влияние коричневого углерода на длине волны 440 нм (спектры 7–9). Подобные спектры наблюдались и при пожарах в саванне в августе 2022 г. (спектр 10).

При анализе данных мониторинга (уровень L1.5) OMX дымового аэрозоля во время массовых лесных пожаров на территории Аляски в июле 2019 г. было обнаружено аномальное поглощение в области длин волн 440–1020 нм по спектрам $\kappa(\lambda)$ (спектры 11–15 на рис. 1). Отметим, что из 74 измерений OMX на станции Bonanza_Creek в июле 2019 г. 15 случаев нами отнесены к ситуациям с заметными проявлениями аномального поглощения дымового аэрозоля.

Наибольший интерес представляют спектры $\kappa(\lambda)$ 11 и 15 (табл. 1 и рис. 1), зарегистрированные на станциях AERONET NEON_DEJU 10.07 в 15:45 и Bonanza_Creek 23.07 в 17: 53 соответственно. При изменении длины волны от 440 до 1020 нм мнимая часть коэффициента преломления на

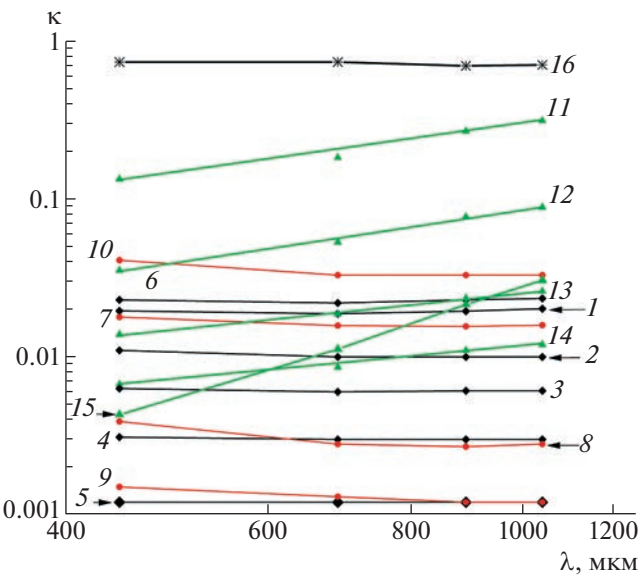


Рис. 1. Спектральные зависимости мнимой части коэффициента преломления вещества дымового аэрозоля при наличии в частицах аэрозоля черного углерода (кривые 1–6), коричневого и черного углерода (кривые 7–10) и для случаев аномального поглощения в области спектра 440–1020 нм (кривые 11–15). Спектральная зависимость для черного углерода – 16.

станции NEON_DEJU (спектр 11) увеличилась с 0.134 до 0.315. Предложена степенная аппроксимация аномальных спектров $\kappa(\lambda) = A\lambda^\alpha$, где A и α – параметры аппроксимации. Для спектров 11–14 указанный показатель степени варьирует в диапазоне от 0.7 до 1.05. Максимальная скорость

Таблица 1. Оптические и микрофизические параметры дымового аэрозоля

№	Станция	Дата	Время	τ_{ex}^{440}	β_{ex}	τ_f^{440}	τ_c^{440}	τ_{ab}^{440}	β_{ab}	n_{440}	κ_{440}	ω_{440}	r_m^f	v_m^f
1	BZC	08.07.19	23:00	3.57	1.55	3.55	0.017	0.32	1.26	1.54	0.020	0.91	0.194	0.40
2	KNL	10.07.19	19:21	4.53	1.80	4.50	0.031	0.24	1.46	1.59	0.011	0.95	0.194	0.40
3	BZC	11.07.19	02:27	1.58	1.69	1.56	0.019	0.06	1.27	1.46	0.0063	0.96	0.148	0.196
4	BZC	10.07.19	17:33	1.66	1.80	1.61	0.048	0.0032	1.28	1.49	0.0031	0.98	0.148	0.21
5	BZC	23.07.19	01:01	0.255	1.44	0.25	0.008	0.002	1.23	1.55	0.0012	0.99	0.148	0.022
6	MGI	24.08.22	14:04	0.52	1.67	0.48	0.004	0.065	1.08	1.55	0.023	0.88	0.148	0.046
7	BZC	09.07.19	01:00	3.09	1.63	3.07	0.017	0.25	1.43	1.55	0.018	0.92	0.148	0.20
8	BZC	12.07.19	00:00	3.15	1.24	3.11	0.057	0.08	1.69	1.50	0.0039	0.98	0.255	0.22
9	KNL	07.07.19	04:06	0.33	1.79	0.32	0.005	0.0035	1.46	1.44	0.0015	0.99	0.255	0.037
10	MGI	16.08.22	14:05	1.00	1.92	0.97	0.027	0.167	1.51	1.60	0.041	0.83	0.148	0.095
11	NDU	10.07.19	15:45	1.91	0.96	1.90	0.009	0.72	0.24	1.58	0.134	0.62	0.148	0.154
12	BZC	05.07.19	22:59	0.115	1.01	0.11	0.005	0.018	0.16	1.58	0.035	0.84	0.194	0.01
13	KNL	05.07.19	19:19	0.26	1.36	0.26	0.003	0.018	0.5	1.58	0.014	0.93	0.194	0.023
14	BZC	31.07.19	21:01	0.40	1.39	0.38	0.017	0.019	0.44	1.48	0.0067	0.95	0.148	0.042
15	BZC	23.07.19	17:53	0.57	1.16	0.54	0.033	0.022	−0.91	1.54	0.0043	0.96	0.194	0.039

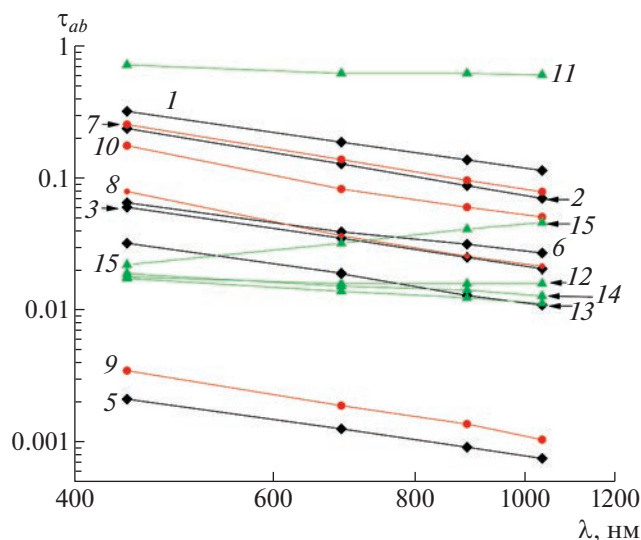


Рис. 2. Спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины поглощения дымового аэрозоля при наличии в частицах аэрозоля черного углерода (кривые 1–6), коричневого и черного углерода (кривые 7–10) и для случаев аномального поглощения в области спектра 440–1020 нм (кривые 11–15).

роста к увеличению длины волны достигла ($\alpha = 2.3$) в случае спектра 15. Изменчивость аномальных спектров $\kappa(\lambda)$, по-видимому, обусловлена вариациями относительных вкладов аномального и неселективного поглощения и возможными изменениями формы полосы аномального поглощения.

Таким образом, в видимой и ближней инфракрасной области спектра при массовых пожарах в бореальных лесах Аляски обнаружена широкая полоса поглощения дымового аэрозоля.

АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА ПОГЛОЩЕНИЯ

Важной характеристикой поглощательной способности тропосферного аэрозоля является аэрозольная оптическая толщина поглощения. Спектральные зависимости АОТ поглощения представлены на рис. 2. В случаях 1–6, когда ПСДА определяется черным углеродом, спектральные зависимости АОТ поглощения с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями с показателями Ангстрёма β_{ab} , рассчитанными для диапазона длин волн 440–870 нм, от 1.08 до 1.46 (табл. 1). Как известно, для малых частиц при слабой зависимости κ от длины волны АОТ поглощения пропорционально λ^{-1} [17] ($\beta_{ab} = 1$). Для больших частиц показатель Ангстрёма близок к 1.3 [17]. Согласно приведенным в табл. 1 данным значения β_{ab} в июле 2019 г. на станции Bonanza_Creek (спектры

1, 3–5) находились в диапазоне 1.23–1.28, что соответствует ранее опубликованным данным.

Заметные отклонения наблюдались для спектров $\tau_{ab}(\lambda)$, зарегистрированных на станциях Kluane_Lake ($\beta_{ab} = 1.46$) и Mongu_Inn ($\beta_{ab} = 1.08$).

При наличии коричневого углерода в частицах дымового аэрозоля (спектры 7–10) показатели Ангстрёма для АОТ поглощения увеличиваются до 1.43–1.69, в том числе, для спектров, зарегистрированных на станциях Kluane_Lake и Mongu_Inn (9 и 10).

Спектральные зависимости АОТ поглощения при аномальном поглощении в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (11–15 на рис. 2) существенно отличаются от предыдущих. В большинстве подобных случаев (11–14) АОТ поглощения сравнительно слабо зависит от длины волны ($\beta_{ab} = 0.24$ –0.5). Исключением является спектральная зависимость, зарегистрированная на станции Bonanza_Creek 23.07.2019 в 17:53 (15 в табл. 1), когда имеет место быстрый рост τ_{ab} с увеличением длины волны от 0.022 на длине волны 440 нм до 0.046 на длине волны 1020 нм (показатель Ангстрёма – 0.91). Следует отметить большие наблюдаемые значения АОТ поглощения на станции NEON DEJU 10.07.2019 в 15:45 0.72 на длине волны 440 нм и 0.61 на длине волны 1020 нм.

Еще одной характеристикой ПСДА является альбеда однократного рассеяния (табл. 1). Однако четко выраженных закономерностей изменчивости $\omega(\lambda)$ связанных с аномальным поглощением дымового аэрозоля выявить не удалось. Отметим необычно низкие значения ω (от 0.62 до 0.32 при изменении длины волны от 440 до 1020 нм) на станции NEON DEJU 10.07.2019 в 15:45 (спектр 11). Таким образом, выявлено существенное отличие спектральных зависимостей характеристик ПСДА в случаях аномального селективного поглощения дымового аэрозоля в видимой и ближней области спектра.

АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА ОСЛАБЛЕНИЯ

Уровень задымления атмосферы определяется аэрозольной оптической толщиной ослабления. В частности, поток прямой солнечной радиации на подстилающей поверхности для длины волны 440 нм при $\tau_{ex} = 4.53$ при зенитном угле Солнца 44° (2 в табл. 1) был ослаблен примерно в 500 раз. На рис. 3 представлены зависимости от длины волны АОТ ослабления. Они с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями (аппроксимация Ангстрёма). Для приведенных в табл. 1 случаев, когда поглощение прямой солнечной и рассеянной радиации в видимой и ближней инфракрасной областях спек-

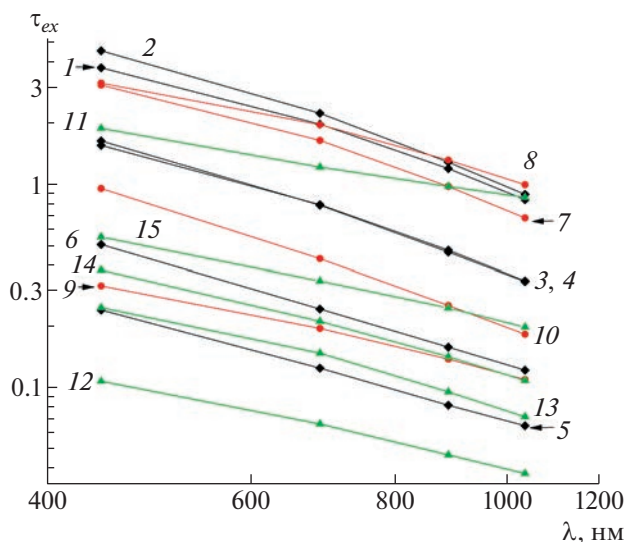


Рис. 3. Спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины ослабления дымового аэрозоля при наличии в частицах аэрозоля черного углерода (кривые 1–6), коричневого и черного углерода (кривые 7–10) и для случаев аномального поглощения в области спектра 440–1020 нм (кривые 11–15).

тра в частицах аэрозоля определяется черным углеродом (1–6 в табл. 1), в том числе, и при пожарах в саванне (табл. 1), показатель Ангстрёма β_{ex} варьирует в пределах от 1.44 до 1.80.

Появление коричневого углерода в частицах дымового аэрозоля (в дополнение к присутствующим там черному углероду) приводит, в среднем, очевидно, к небольшому увеличению β_{ex} . При малых вкладах коричневого углерода это влияние сравнительно мало, что характерно для рассмотренных нами случаев (7–10 в табл. 1), когда β_{ex} менялся в пределах от 1.24 до 1.92. При крупномасштабных задымлениях часто наблюдаются отклонения от степенной аппроксимации $\beta_{ex}(\lambda)$, обусловленные вариациями формы распределения частиц по размерам для тонкодисперсной фракции частиц дымового аэрозоля [18].

В случаях аномального поглощения наблюдается заметное снижение показателя Ангстрёма для АОТ ослабления диапазон изменения (0.96–1.39). Минимальное значение $\beta_{ex} = 0.96$ зарегистрировано на станции NEON_DEJU. 10.07.2019 в 15:45 (11 в табл. 1), которое нельзя объяснить вкладом в $\tau_{ex}(\lambda)$ грубодисперсной фракции аэрозоля (он не превышает 1%).

Таким образом, в случае аномального поглощения дымового аэрозоля возникают существенные изменения спектральной зависимости АОТ от ослабления, которое приводит к значительным уменьшениям β_{ex} (в 1.5 раза и больше).

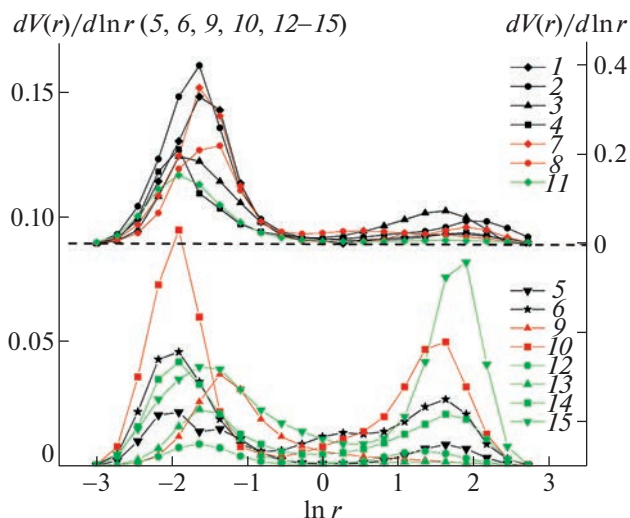


Рис. 4. Функции распределения частиц дымового аэрозоля по объемам при наличии в частицах аэрозоля черного углерода (кривые 1–6), коричневого и черного углерода (кривые 7–10) и для случаев аномального поглощения в области спектра 440–1020 нм (кривые 11–15).

ФУНКЦИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИЦ ДЫМОВОГО АЭРОЗОЛЯ ПО РАЗМЕРАМ

На сайте AERONET представлены усредненные по толще атмосферы функции распределения частиц аэрозоля по радиусам r диапазоне изменения r от 0.05 до 15 мкм. На рис. 4 показаны распределения объемов по размерам $dV(r)/d \ln r$ (в относительных единицах) для дымового аэрозоля, восстановленные по данным мониторинга на станциях AERONET (уровень L1.5) на территории Аляски, включая Bonanza_Creek, Klunane_Lake и NEON_DEJU во время крупномасштабных задымлений в июле 2019 г., а также (для сравнения) распределения, зарегистрированные при массовых пожарах в саванне в августе 2022 г. На наблюдаемых распределениях (рис. 4) отчетливо выделяются тонкодисперсная (субмикронная) и грубодисперсная фракции (mode) аэрозоля. Нетрудно видеть, что в дымовом аэрозоле доминирует тонкодисперсная фракция с модальными радиусами примерно 0.15 до 0.25 мкм, что согласуется с опубликованными ранее результатами [11]. При малых содержаниях дымового аэрозоля в толще атмосферы в суммарный объем частиц аэрозоля может вносить заметный вклад фракция грубодисперсного аэрозоля.

Представляет интерес природа аномального поглощения дымового аэрозоля в видимой и ближней инфракрасной области спектра.

В монографии [19] (стр. 365) указано, что “дым, выделяющийся при сгорании топлив, состоит, главным образом, из сажи, смолы и золы. Частицы сажи или копоти образуют черный дым.

Мелкие частицы жидких или полужидких смолистых веществ обладают желтым или коричневым оттенком". Указанный оттенок цвета дыма свидетельствует о селективном поглощении дымового аэрозоля. Летом 2002 г. в Шатурском районе при лесо-травяных пожарах в Московской области нами были собраны аэрозольные пробы (с целью количественной оценки концентрации сажевого аэрозоля в задымленном воздухе), которые имели желтый цвет, что можно объяснить наличием смолы в частицах дымового аэрозоля. Эксперимент показал, что при возгонке канифоли образуется аэрозоль, который при сборе аэрозольных проб на кварцевый волокнистый фильтр образует желтую пленку.

Важную роль при образовании дымового аэрозоля при лесных пожарах на территории Аляски летом 2019 г. могли играть метеорологические условия во время пожаров и в предшествующий пожарам период времени. Летом 2019 г. Национальная метеорологическая служба США, а также центр ФОБОС, сообщали, что в июле 2019 г. были зарегистрированы рекорды температуры воздуха на Аляске. Более того, июль 2019 г. был 12-м месяцем подряд, когда на Аляске температура воздуха почти каждый день была выше нормы (<http://www.rp5.ru>; <http://www.ncdc.noaa.gov/>). Отметим, что в случае лесных пожаров на Аляске в 2004 и 2005 гг. длительных повышений температуры воздуха не было.

Вопрос о природе аномального поглощения нуждается в дополнительном исследовании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным мониторинга оптических и микрофизических характеристик дымового аэрозоля на станциях AERONET при массовых пожарах в boreальных лесах Аляски в июле 2019 г. были обнаружены аномальные спектры поглощения дымового аэрозоля в видимой и ближней инфракрасной области спектра (диапазон длин волн 440–1020 нм). Установлено, что при наличии указанного аномального поглощения мнимая часть коэффициента преломления вещества дымового аэрозоля достигала 0.315 на длине волны 1020 нм. Предложена степенная аппроксимация спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления. Согласно данным мониторинга показатель степени, характеризующий скорость роста мнимой части коэффициента преломления с увеличением длины волны, варьирует от 0.7 до 2.3.

Проанализированы вариации спектральных зависимостей аэрозольных оптических толщин ослабления и поглощения с использованием степенных аппроксимаций, для которых показатели степени являются известными показателями Ангстрёма для спектров ослабления и поглоще-

ния. В отличие от часто наблюдаемых значений показателя Ангстрёма для спектра поглощения дымового аэрозоля (1.08–1.69) в табл. 1 при появлении аномального поглощения указанные показатели Ангстрёма снижаются до 0.16–0.5, а в одном случае он оказался отрицательным (–0.91). Уменьшается и показатель Ангстрёма для аэрозольной оптической толщины ослабления (в среднем с 1.65 до 1.18). Доминирующей фракцией дымового аэрозоля при наличии аномального поглощения, так же, как и в его отсутствие, является фракция тонкодисперсного аэрозоля.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Г.С. Голицына за полезные советы и команду AERONET за возможность использования данных мониторинга оптических и микрофизических характеристик тропосферного аэрозоля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мохов И.И., Горчакова И.А. // ДАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 528–531.
2. Панченко М.В., Журавлева Т.Б., Козлов В.С. и др. Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 45–54.
3. Голицын Г.С., Горчаков Г.И., Гречко Е.И. и др. // ДАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 532–538.
4. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., et al. // Remote Sensing of Environ. 1998. V. 66. № 1. P. 1–16.
5. Dubovik O., King M.D. // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № D16. P. 20673–20696.
6. Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А. и др. // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 251–254.
7. Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А. и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 366–380.
8. Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г. и др. // ДАН. 2011. Т. 437. № 5. С. 686–690.
9. Горчаков Г.И., Голицын Г.С., Ситнов С.А. и др. // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 209–212.
10. Горчаков Г.И., Ситнов С.А., Карпов А.В. и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 3. С. 41–51.
11. Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., et al. // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2009. V. 114. D11208.
12. Dubovik O., Holben B.N., Eck T.F., et al. // J. Atm. Sci. 2002. V. 59. № 3. Part 2. P. 590–608.
13. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 256 с.
14. Feng Y., Ramanathan V., Kotamarthi V.R. // Atm. Chem. Phys. 2013. V. 13. № 17. P. 8607–8621.
15. Горчаков Г.И., Васильев А.В., Веричев К.С. и др. // ДАН. 2016. Т. 471. № 1. С. 91–97.
16. Gorchakov G.I., Karpov A.V., Vasiliev A.V., Gorchakova I.A. // Atmos. Oceanic Opt. 2017. V. 30. № 3. P. 248–254.
17. Gorchakov G.I., Sitnov S.A., Sviridenkov M.A., et al. // Int. J. Remote Sens. 2014. V. 35. № 15. P. 5698–5721.
18. Bergstrom R.W., Russell P.B., Hignett P. // J. Atm. Sci. 2002. V. 59. № 3. Part P. 567–577.
19. Грин Х., Лейн В. Аэрозоли-пыли, дымы и туманы. Л.: Химия. 1969. 427 с.

ANOMALOUS ABSORPTION OF SMOKE AEROSOL IN THE VISIBLE AND NEAR-INFRARED OF SPECTRUM INTERVALS

G. I. Gorchakov^{a,#}, R. A. Gushchin^a, V. M. Kopeikin^a, A. V. Karpov^a, E. G. Semoutnikova^b,
O. I. Datsenko^c, and T. Ya. Ponomareva^a

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, Moscow, Russian Federation*

^c*Hydrometeorological Research Center of Russia, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: gengor@ifaran.ru*

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitzyn January 9, 2023

In large-scale smoke haze during mass fires in the boreal forests of Alaska in July 2019 in the visible and near infrared of spectrum intervals 440–1020 nm, according to monitoring data on the network of AERONET stations of the spectral dependences of the refractive index imaginary part, anomalous absorption of the fine smoke aerosol was found. Variations in the spectral dependences of the aerosol optical extinction and absorption depths, as well as the size distribution function of aerosol particles, are analyzed. With anomalous absorption, the imaginary part of the refractive index increased by a factor of 1.8–7.2 with increasing wavelength from 440 to 1020 nm, reaching a value of 0.315 for the wavelength of 1020 nm. A power-law approximation of the spectral dependence of the refractive index imaginary part with exponents approximately from 0.7 to 2.3 is proposed.

Keywords: large-scale forest fires, smoke aerosol, optical and microphysical characteristics, aerosol optical depth, particle size distribution, imaginary part of refractive index, anomalous absorption, visible and near infrared spectrum intervals

УДК 551.581

АНСАМБЛЕВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ЛЕДОВЫХ ЩИТОВ
В ПОСЛЕДНЕМ ЛЕДНИКОВОМ ЦИКЛЕ© 2023 г. А. Н. Плосков^{1,2,*}, А. В. Елисеев^{1,2,3}, академик РАН И. И. Мохов^{1,2}

Поступило 19.12.2022 г.

После доработки 30.01.2023 г.

Принято к публикации 30.01.2023 г.

Проведены ансамблевые (с учетом неопределенности климатических палеорекоonstrukций) численные эксперименты с моделью динамики ледовых щитов для последнего ледникового цикла (128 тыс. лет). Модель в целом удовлетворительно воспроизводит пространственное распределение ледовых щитов и высоты их куполов в Северном полушарии, а также соответствующие изменения уровня океана. При возмущении с достаточно большой амплитудой палеоклиматических данных в модели выявляются существенные различия результатов моделирования ледовых щитов Северного полушария от полученных для исходной палеорекоonstrukции, в том числе для периода последнего ледникового максимума и для временного интервала 58–51 тыс. лет назад (начальная часть MIS3). Согласно модельным результатам, неопределенность глобальных реконструкций для последнего ледникового цикла составляет 2°C, что согласуется с имеющимися оценками.

Ключевые слова: изменение климата, модель ледовых щитов, ледниковые циклы плейстоцена, неопределенность палеоклиматических реконструкций, последний ледниковый максимум, MIS3

DOI: 10.31857/S2686739722602873, **EDN:** FFJOIY

ВВЕДЕНИЕ

Для более полного описания Земной климатической системы (ЗКС) необходимо включение в численные модели ледовых щитов (ЛЩ) [1–4]. Учет таких инерционных (и принципиально нелинейных) компонент может привести как к формированию новых обратных связей [5], так и к развитию мультстабильности в ЗКС [1]. Режим ЛЩ является значимым интегральным индикатором критического уровня изменений климата [6]. Таяние ЛЩ при изменениях климата привело к росту уровня океана – 21 ± 2 мм в 1992–2020 гг.; к 2150 г. их таяние может дополнительно повысить этот уровень на 5 м [7]. Связанное с таянием ЛЩ распреснение Мирового океана в регионах формирования глубоководной конвекции способствует ослаблению океанического конвейера с потенциально катастрофическими последствиями для Земной системы [7, 9]. Связанные с формированием и таянием ЛЩ региональные последствия в ЗКС могут проявляться даже через

десятки тысяч лет. В последние годы выявлено образование воронок (кратеров) на Ямале и в сопредельных регионах. В [8] их возникновение связывается с разложением метангидратов неглубокого залегания, сформированных при высоком давлении под существовавшим в этих регионах десятки тысяч лет назад ледовым щитом.

Реалистичное воспроизведение ЛЩ в большой степени зависит от неопределенности палеоданных для климатических изменений в плейстоцене. В частности, согласно [10] эта неопределенность существенна, особенно на региональном уровне, в сравнении с сильным похолоданием на глобальном уровне в период последнего ледникового максимума (ПЛМ) [10, 11].

С моделями ледниковых щитов проводится сравнение с прямыми данными о границах распространения основных ЛЩ в ПЛМ и в другие временные интервалы плейстоцена, а также с независимыми данными о снижении уровня океана. Такое сравнение позволяет поставить задачу о прямом расчете влияния неопределенности палеорекоonstrukций на динамику ЛЩ с оценкой верхней границы указанной неопределенности.

Цель данной работы – анализ результатов проведенных ансамблевых расчетов с моделью динамики ЛЩ для последнего ледникового цикла с оценкой влияния неопределенности палеорекоonstrukций на динамику ледовых щитов.

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

³Казанский федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: ploskovanton92@mail.ru

ИСПОЛЬЗУЕМАЯ МОДЕЛЬ ЛЕДОВЫХ ШИТОВ И ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В работе используется модификация двумерной изотермической по вертикали модели ледовых щитов IceBern2D, описанная в [12]. Исходный вариант модели характеризовался чрезмерно сильным ростом ледовых щитов вблизи горных массивов, в том числе на границе расчетного домена. Это связано с невозможностью переноса ледовой массы через эту границу в коде модели, так что уже небольшое превышение абляции над таянием способно на масштабах десятков тысяч лет накопить значительную массу льда на единицу площади. В связи с этим накопление массы льда было запрещено в Гималаях и в первых двух ячейках у границы расчетного домена (по направлению, перпендикулярному этой границе). Более сильный рост щитов можно связать с используемым в модели приближением тонкого льда [13] (подобным приближению мелкой воды в гидродинамике), и, следовательно, запрещение накопления массы льда в указанных областях – попытка грубого описания крутых границ щита и затрат выпадающих осадков на формирование ледового стока. Уравнения модели решаются на стереографической вычислительной сетке С Аракавы с разрешением по горизонтали 40 км (такое разрешение находится на верхней границе допустимого для типичных моделей ЛЩ [3]) и с шагом по времени 1 год.

С моделью поставлены численные эксперименты по эволюции ЛЩ за прошлые 128 тыс. лет. В экспериментах начальный уровень моря равен +7 м относительно современности и отсутствуют ЛЩ в северном полушарии, что соответствует состоянию Земной системы 128 тыс. л.н. (так называемое микулинское межледниковье; в англоязычной литературе для него используется термин Eemian). Подобно [12], восстановление климата для этого интервала времени было произведено с использованием данных содержания $\delta^{18}\text{O}$ в ледовых кернах на антарктической станции EPICA Dome C (https://www.ncei.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/epica_domec/edc3deut-temp2007.txt):

$$Y_{\text{ctrl}}(t) = Y_0 + \delta^{18}\text{O}(t)(Y_{\text{LGM}} - Y_0)/(\delta^{18}\text{O}_{\text{LGM}} - \delta^{18}\text{O}_0). \quad (1)$$

Здесь Y – температура или осадки, индекс “0” соответствует современному режиму, индекс “LGM” соответствует режиму ПЛМ 21 тыс. л.н. Современный режим характеризовался средними многолетними значениями по данным реанализа ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels-preliminary-back-extension?tab=form>) для 1950–1978 гг.). Режим ПЛМ характеризовался средними многолетними значениями по результатам соответствующего

равновесного расчета с климатической моделью IPSL-CM4-V1-MR, проведенного в рамках международного проекта PMIP3 (Paleoclimate Models Intercomparison Project, phase 3) (<https://pmip3.lscce.ipsl.fr/>). Далее этот численный эксперимент с моделью ЛЩ называется контрольным (КЧЭ) и характеризуется индексом “ctrl”. Следует отметить, что предлагаемый подход в общем случае может приводить к отклонениям начальных условий для модельного интегрирования от реконструкций для микулинского межледниковья.

Наряду с контрольным численным экспериментом с моделью были проведены ансамблевые численные расчеты с возмущением температуры и осадков в соответствии с

$$Y'(t) = Y_{\text{ctrl}}(t) + A \sin[t/(2\pi T) + \Phi_0], \quad (2)$$

с периодом T в диапазоне от 120 до 2400 лет и амплитудой A , изменяющейся соответственно от 1 до 20% от максимальной разности температуры (осадков) между современным периодом и периодом последнего ледникового максимума. При этом максимальное возмущение температуры согласно (2) около 2°C , что соответствует оценкам неопределенности палеорекоконструкций для последнего ледникового максимума [10]. Наряду с периодом и амплитудой возмущений в (2) варьировалась также начальная фаза Φ_0 – диапазоне от 0 до 2π .

РЕЗУЛЬТАТЫ

Воспроизведение последнего ледникового цикла. По результатам проведенных численных расчетов для современного периода с наличием в полушарии только Гренландского ЛЩ максимальная по пространству толщина H ледового щита близка к 3 км. Это согласуется с реальными данными (до 3.4 км). Площадь распространения щитов при этом, определенная как суммарная площадь регионов с $H > 0$, получена равной 1.85 млн km^2 – близкой к наблюдаемой (1.83 млн km^2).

На рис. 1 представлены изменения глобального уровня океана в контрольном численном эксперименте с моделью ЛЩ в сравнении с данными палеорекоконструкций [14] для последнего ледникового цикла. Согласно рис. 1, наиболее заметные различия модельных расчетов и результатов палеорекоконструкций проявляются в начале анализируемого периода – для первой трети последнего ледникового цикла ледникового цикла, тогда как для остальной части последнего ледникового цикла согласие существенно лучше. Это естественно связать с влиянием начальных условий, недостаточно хорошо соответствующих условиям микулинского межледниковья. Подобный эффект отмечен, в частности, для термофизических процессов в донных отложениях аркти-

ческого шельфа — другой инерционной компоненты ЗКС [15].

Во время последнего ледникового максимума (около 20 тыс. л.н.) уровень мирового океана, согласно модельным расчетам, опускался на 113 м относительно современного режима (рис. 1). Это значение попадает в диапазон неопределенности палеооценок суммарного вклада Лаврентийского, Скандинавского и Гренландского ледниковых щитов и ледников меньшего размера в ПЛМ (от -95 до -113 м) [16]. Вклад Антарктического ЛЩ и изменения уровня океана из-за увеличения плотности морской воды в данной работе не учитываются. Рассчитанные значения высоты куполов ледовых щитов в период максимума последнего ледникового цикла (до 5.3 км для Лаврентийского ЛЩ и 3.5 км для Скандинавского ЛЩ) в целом согласуются с данными PaleoMIST 1.0 (4.2 и 3 км соответственно; см. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.905800>). Рассчитанная высота купола для Евразии также в целом согласуется с модельной реконструкцией GLAC-1 (3.1 км; один из вариантов реконструкции ICE-6G; подробнее см. <https://pmip3.lscce.ipsl.fr/>), но несколько меньше значения для Северной Америки по данным той же реконструкции (3.5 км).

Модельное увеличение площади распространения ледовых щитов в ПЛМ (23–18 тыс. л.н.) относительно современного режима равно 17.5 млн км², в том числе 13.9 млн км² в западном полушарии (Лаврентийский ЛЩ и Гренландский ЛЩ) и 3.6 млн км² в восточном (Скандинавский ЛЩ). Эта площадь меньше полученной по данным GLAC-1 (21.8 млн км² всего, в том числе 16.5 млн км² в западном и 5.3 млн км² в восточном полушариях соответственно).

Для интервала 51–58 тыс. л.н. (близкого к первой трети MIS3 — marine isotope stage 3) модельная высота купола Лаврентийского ЛЩ получена около 4.5 км, Гренландского ЛЩ — к 2.5 км, а Скандинавского ЛЩ — к 1.5 км. Для Лаврентийского и Гренландского щитов это согласуется с результатами [17], тогда как для высоты купола Скандинавского щита полученное в данной работе значение существенно ниже соответствующего значения в [17]. Отметим, что по данным ICESHEET 2.0 в западном полушарии максимальная высота ледового щита для временного интервала 51–58 тыс. л.н. меньше полученной модельной оценки (3.6 км), тогда как в восточном полушарии — больше (2.6 км). Площадь распространения этих щитов в Северном полушарии в модельных расчетах получена равной 16.6 млн км², в том числе 13.7 млн км² в западном полушарии и 2.9 млн км² — в восточном.

Влияние климатических вариаций на динамику ледовых щитов Северного полушария. Климатические вариации с амплитудой $A = 0.1$ (что соответ-

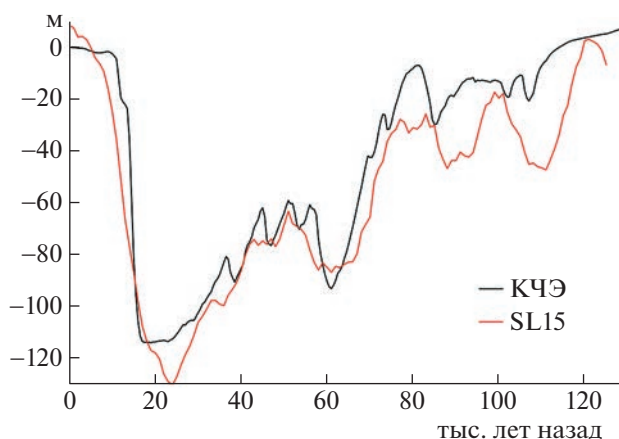


Рис. 1. Изменения глобального уровня океана в контрольном численном эксперименте (черная кривая) с моделью ледовых щитов в сравнении с данными палеорекоonstrукций [14] (красная кривая).

ствует неопределенности приповерхностной глобальной температуры в $\sim 1^\circ\text{C}$) не меняют значительно динамики ледовых щитов Северного полушария в последнем ледниковом цикле. При большей амплитуде $A = 0.2$ (что соответствует неопределенности приповерхностной глобальной температуры в $\sim 2^\circ\text{C}$) соответствующие климатические вариации уже приводят к качественным изменениям динамики ледовых щитов и уровня океана в последние 120 тыс. лет (рис. 4). В частности, при начальной фазе $\Phi_0 = 0$ глубина падения уровня океана в период максимума последнего оледенения в зависимости от периода T изменяется на 30 м — примерно на четверть глубины минимума уровня моря в контрольном численном эксперименте. При этом площадь распространения ЛЩ в Северном полушарии в ПЛМ значительно не изменяется относительно результатов контрольного эксперимента.

Наиболее заметные изменения отмечены для интервала 51–58 тыс. л.н., когда конфигурация орбиты Земли была близка к пороговой для выхода из режима оледенения [2]. Для этого интервала времени положительные вариации температуры могут привести к практическому полному таянию ледовых щитов Северного полушария, за исключением Гренландского ЛЩ (рис. 3, 4). В численном эксперименте с $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = \pi$ с минимальным распространением ледовых щитов в указанный интервал времени их площадь равна 14 млн км², в том числе 12 млн км² в западном полушарии и 2 млн км² в восточном с максимальной высотой куполов 3.2 и 1 км соответственно. Средняя толщина Лаврентийского и Скандинавского ЛЩ при этом составляет 0.7 и 0.3 км соответственно.

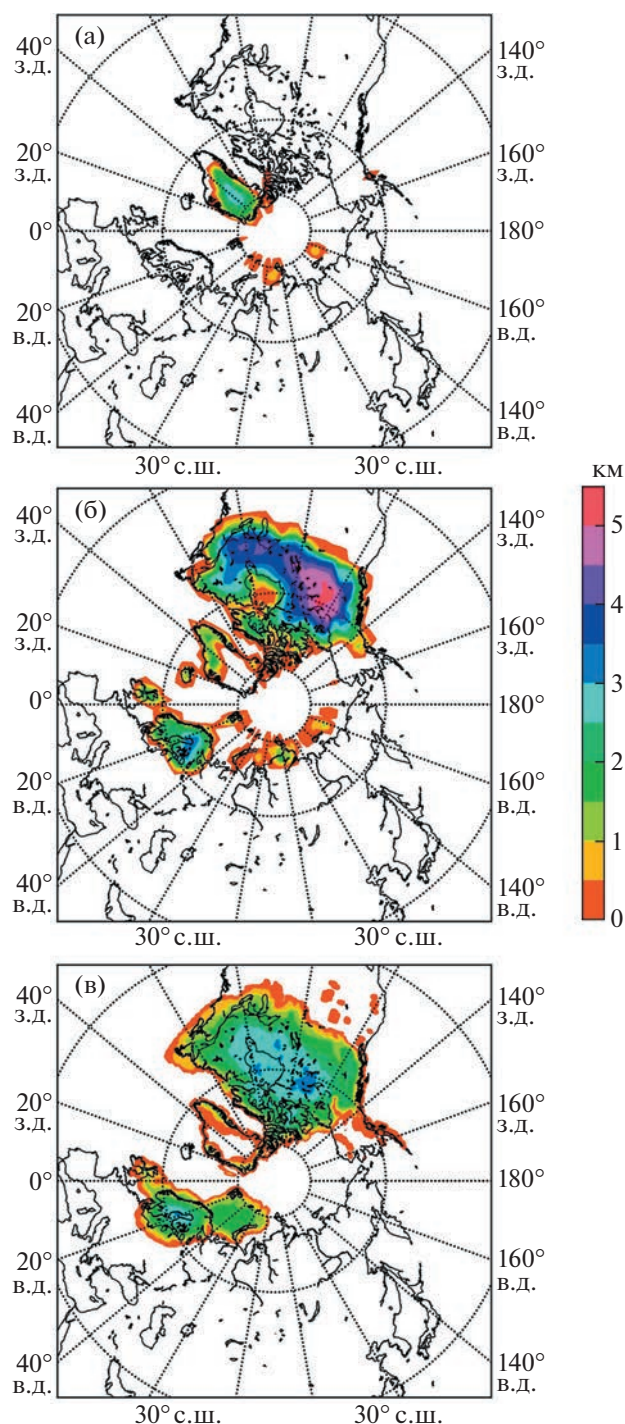


Рис. 2. Толщина ледового щита в контрольном численном эксперименте для современных условий (а) и для условий последнего ледникового максимума 20 тыс. л.н. (б) (в сравнении с палеореконструкцией GLAC-1 (в)).

Изменения начальной фазы Φ_0 климатических вариаций могут привести к развитию холодной аномалии температуры в этот интервал времени с усилением оледенения Северного полушария и глубиной падения уровня океана, сравнимой с

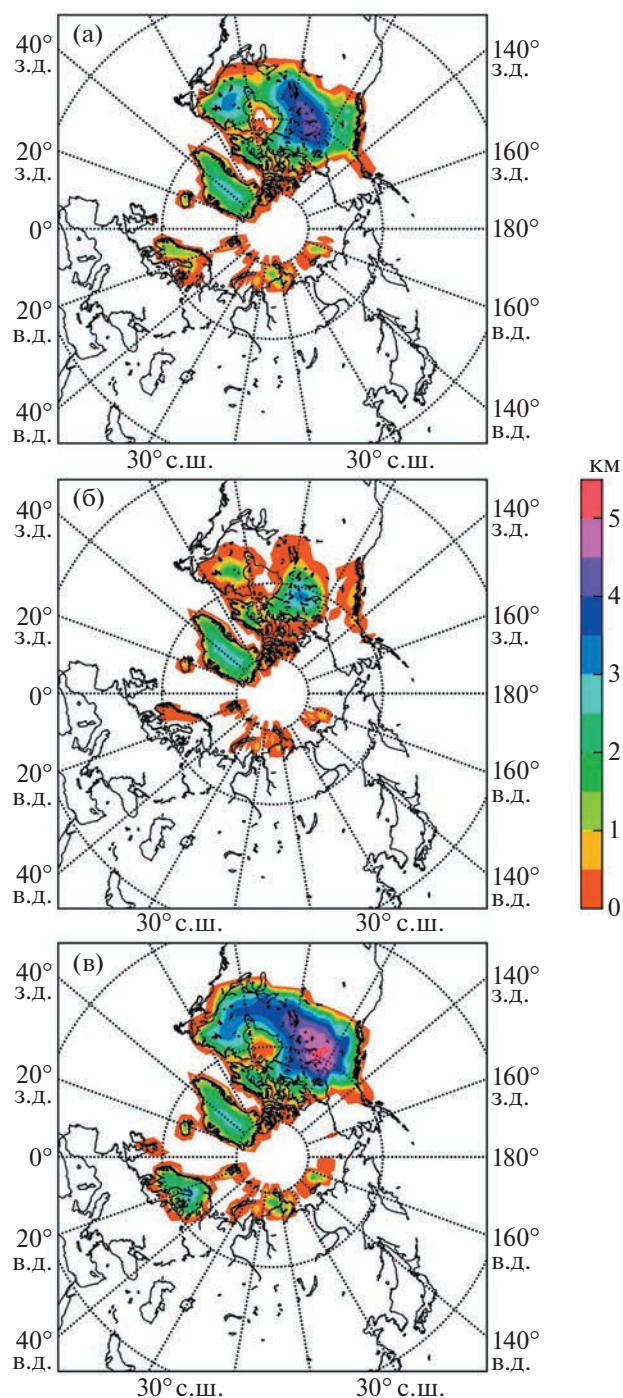


Рис. 3. Толщина ледовых щитов Северного полушария, осредненная для временного интервала 58–51 тыс. л. н., в контрольном численном эксперименте (а) и в численных экспериментах при $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = \pi$ (б) и $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = 0$ (в).

достигаемой в период последнего ледникового максимума. Например, в численном эксперименте при $A = 0.2$, $T = 2400$ лет, $\Phi_0 = 0$ с максимальным распространением ледовых щитов в указанный интервал времени их площадь равна 18.6 млн км², в

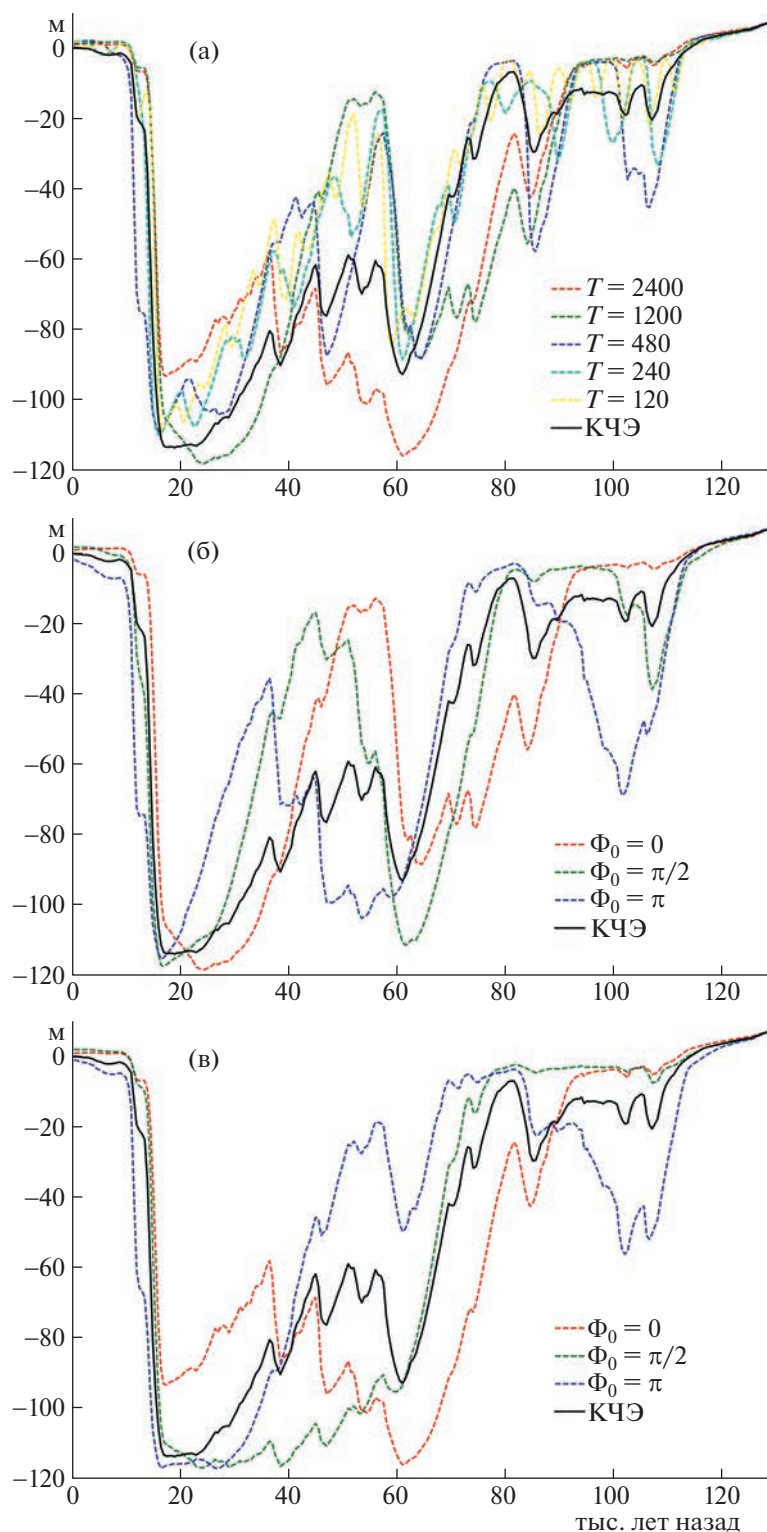


Рис. 4. Изменение уровня океана в численных расчетах с моделью ледовых щитов в зависимости от периода T (при начальной фазе $\Phi_0 = 0$) (а) и от начальной фазы Φ_0 (при $T = 1200$ лет (б) и $T = 2400$ лет (в)) температурных возмущений с амплитудой $A = 0.2$.

том числе 15.2 млн км² в западном полушарии и 3.6 млн км² в восточном с максимальной высотой куполов 5.2 и 3.1 км соответственно. Средняя тол-

щина Лаврентийского и Скандинавского ЛЩ при этом близка к 2 и к 1 км соответственно. Толщина и пространственное распространение

Гренландского ЛЩ существенно не меняются в этих численных экспериментах по сравнению с контрольным численным экспериментом.

При периоде климатических вариаций $T = 1200$ лет согласно модельным результатам в зависимости от начальной фазы Φ_0 формируется либо межледниковье, либо усиливается оледенение — до сравнимого с достигаемым в ПЛМ. Таким образом, полученные модельные результаты мало чувствительны к периоду климатических вариаций — существенно большую роль играют их амплитуда и начальная фаза.

Формирование модельного межледниковья в MIS3 и чрезмерное оледенение в этот же интервал времени являются примерами возможной аномальной динамики. Это не проявляется в модельных расчетах при глобальной амплитуде температурных вариаций (возмущений) $\leq 1^\circ\text{C}$, но возможно при соответствующей амплитуде $\geq 2^\circ\text{C}$. Последняя оценка может служить в качестве оценки сверху для условий проявления значимой неопределенности режимов ледовых щитов в зависимости от климатических вариаций. Эта оценка в целом согласуется с соответствующей оценкой [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе проведены ансамблевые численные эксперименты для последнего ледового цикла (128 тыс. лет) с моделью динамики ЛЩ в Северном полушарии. Согласно результатам численных расчетов в целом удовлетворительно воспроизводится пространственное распределение ледовых щитов Северного полушария и высоты их куполов, а также соответствующие изменения уровня океана. Наиболее заметные различия модельных расчетов и результатов палеорекоstructions проявляются в начале анализируемого периода, что естественно связать с влиянием начальных условий. В том числе реалистично моделируются режимы MIS3 и ПЛМ.

При учете возможных палеоклиматических вариаций (возмущений) с достаточно большой амплитудой выявляется заметная чувствительность результатов моделирования ледовых щитов Северного полушария. В частности, проявляется изменение глубины уменьшения уровня океана в ПЛМ примерно на четверть его значения в контрольном численном эксперименте, возможно либо почти полное таяние Лаврентийского и Скандинавского ЛЩ в MIS3, либо, наоборот, увеличение их площади и объема до значений, сравнимых с достигаемыми в ПЛМ. Анализ условий реализации подобных режимов динамики ледовых щитов позволяет оценить возможный диапазон неопределенности палеоклиматических реконструкций. Согласно полученным результа-

там значимая неопределенность режимов ледовых щитов для последнего ледникового цикла проявляется при температурных вариациях около 2°C , что согласуется с имеющимися оценками. За исключением отмеченных в тексте случаев неопределенность данных не приводит к качественному изменению системы.

Для уточнения полученных оценок необходимо в дальнейшем включение в модель ледовых щитов блока термофизических процессов в толще льда с учетом, в том числе, вертикального профиля температуры внутри щита и интерактивного его вычисления.

Существенным ограничением данной работы является использование изотермической по вертикали модели щитов. В частности, учет вертикального профиля температуры внутри щита (и интерактивное его вычисление в модели) способен повлиять на полученные в данной работе количественные оценки, в том числе для верхнего предела неопределенности реконструкций температуры в плейстоцене. В дальнейшем планируется расширение модели блоком термофизических процессов в толще льда с соответствующей возможностью уточнения полученных оценок.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А. Борну за предоставление кода модели IceBern2D и данных модели IPSL-CM4-V1-MR, использованных при проведении численных экспериментов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Модификация модели IceBern2D и анализ динамики ледовых щитов в зависимости от временного масштаба возмущений входных данных проведены в рамках работ по проекту РНФ 21-17-00012. Особенности резких изменений режимов ледовых щитов в зависимости от возможных палеоклиматических вариаций оценивались в рамках проекта РНФ 19-17-00240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Calov R., Ganopolski A. Multistability and hysteresis in the climate-cryosphere system under orbital forcing // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32 (21). L21717.
2. Berger A., Loutre M.F. Modeling the 100-kyr glacial-interglacial cycles // *Glob. Planet. Change.* 2010. V. 72 (4). P. 275–281.
3. Vizcaino M. Ice sheets as interactive components of Earth System Models: progress and challenges // *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change.* 2014. V. 5 (4). P. 557–568.
4. Рыбак О.О., Володин Е.М. Использование энерго-влагобалансовой модели для включения криосферного компонента в климатическую модель. Часть I. Описание модели и расчеты климатических полей приземной температуры воздуха и

- осадков // Метеорология и гидрология. 2015. (11). С. 33–45.
5. *Fyke J., Sergienko O., Löfverström M., Price S., Lenaerts J.T.M.* An overview of interactions and feedbacks between ice sheets and the Earth system // *Rev. Geophys.* 2018. V. 56 (2). P. 361–408.
 6. *Мохов И.И., Малышкин А.В.* Аналитическая оценка критического уровня глобального потепления для перехода от роста к уменьшению массы Антарктического ледового щита // *ДАН.* 2011. Т. 436 (3). С. 397–400.
 7. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Pèan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B.* Cambridge: Cambridge University Press, 2022. 2406 с.
 8. *Аржанов М.М., Мохов И.И.* Оценки степени устойчивости континентальных реликтовых метангидратов в оптимуме голоцена и при современных климатических условиях // *Доклады Академии наук.* 2017. № 4. С. 456–460.
 9. *Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A., Goosse H., Kamenkovich I., Knutti R., Lohmann G., Marsh R., Mysak L.A., Wang Z., Weaver A.J.* Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32 (23). L23605.
 10. *Annan J.D., Hargreaves J.C., Mauritsen T.* A new global surface temperature reconstruction for the Last Glacial Maximum // *Clim. Past.* 2022. V. 18. № 8. P. 1883–1896.
 11. *Tierney J.E., Zhu J., King J., Malevich S.B., Hakim G.J., Poulsen C.J.* Glacial cooling and climate sensitivity revisited // *Nature.* 2020. V. 584 (7822). P. 569–573.
 12. *Neff B., Born A., Stocker T.F.* An ice sheet model of reduced complexity for paleoclimate studies // *Earth Syst. Dyn.* 2016. V. 7 (2). P. 397–418.
 13. *Schoof C., Hewitt I.* Ice-sheet dynamics // *Ann. Rev. Fluid Dyn.* 2013. V. 45. P. 217–239.
 14. *Spratt R.M., Lisiecki L.E.* A Late Pleistocene sea level stack // *Clim. Past.* 2016. V. 12 (4). P. 1079–1092.
 15. *Malakhova V.V., Eliseev A.V.* The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Glob. Planet. Change.* 2017. V. 157. P. 18–25.
 16. *Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G., Whitehouse P.L., Clark J.F.* Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget // *Quaternary Sci. Rev.* 2019. V. 205. P. 143–153.
 17. *Kleman J., Fastook J., Ebert K., Nilsson J., Caballero R.* Pre-LGM Northern Hemisphere ice sheet topography // *Clim. Past.* 2013. V. 9 (5). P. 2365–2378.

ENSEMBLE MODELLING OF ICE SHEET DYNAMICS IN THE LAST GLACIAL CYCLE

A. N. Ploskov^{a,b,#}, A. V. Eliseev^{a,b,c}, and Academician of the RAS I. I. Mokhov^{a,b}

^a*M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Physics, Moscow, Russian Federation*

^b*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation*

[#]*E-mail: ploskovanton92@mail.ru*

Ensemble simulations (taking into account uncertainty of paleoclimate reconstructions) with a models for ice sheets dynamics for the last glacial cycle (last 128 kyr) are carried out. The model realistically reproduces spatial structure of major ice sheets and heights of their domes in the Northern hemisphere as well as the associated changes in global sea level. Perturbations with a sufficiently large amplitude applied to the initial paleo-reconstruction result in marked differences of the modelling, in particular, during the Last Glacial maximum and during 58–51 kyr before present (the initial part of MIS3). According to our simulations, the uncertainty of temperature reconstructions during the last glacial cycle is limited to 2°C in agreement with existing estimates.

Keywords: climate change, ice sheet model, Pleistocene glacial cycles, uncertainties in paleoclimate reconstructions, last glacial maximum, MIS3

УДК 551.8:56.074.6

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ ОЗЕР ЗАПАДНОГО КРЫМА

© 2023 г. Д. А. Субетто^{1,*}, Т. В. Сапелко², В. Ф. Столба³, Д. Д. Кузнецов²,
А. В. Лудикова², И. Ю. Неуструева²

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 24.01.2023 г.

Поступило 24.01.2023 г.

После доработки 07.02.2023 г.

Принято к публикации 08.02.2023 г.

Впервые для соленых озер полуострова Крым получены результаты комплексного исследования донных отложений озер с применением лито-, био- и хронологических методов. Впервые для донных отложений озер Крыма выполнено радиоуглеродное датирование. В озерах Сакское и Джарылгач вскрыты отложения замкнутых сильно минерализованных водоемов, перекрывающих морские отложения. Кровля морских отложений датируется 4960–5360 кал. л.н. для оз. Сакского и 4980–5400 кал. л.н. для оз. Джарылгач. К этому времени начали формироваться пересыпи, впоследствии полностью отделившие заливы от моря и приведшие к образованию замкнутых водоемов. Полное обособление оз. Джарылгач произошло около 4600 кал. л.н. На изменение характера растительности на первом этапе существования озер оказывали влияние изменение уровня моря, его трансгрессивные и регрессивные фазы, а также колебания солёности. В дальнейшем основное влияние оказывали изменения влажности климата. Первые культурные знаки появляются в районе исследований в суббореальном периоде. Следы поселений человека в районе оз. Джарылгач относятся к периодам энеолита, эпохи бронзы, античности и средневековья. Изменение демографической ситуации отмечается с начала I тысячелетия до н.э. и до конца V в. до н.э. В окрестностях оз. Саки известные археологические памятники относятся в основном к эпохе бронзы и античному периоду.

Ключевые слова: донные отложения, соленые озера, радиоуглеродный возраст, литология, пыльца, остракоды, голоцен, уровень моря, Крым, Черное море

DOI: 10.31857/S2686739723600157, **EDN:** DURVQT

Озера полуострова Крым всегда представляли большой интерес для исследователей, как с научной точки зрения, так и с точки зрения их хозяйственного освоения. Начало изучению соленых крымских озер было положено в 20–30-х годах XX века [1–3]. В 1990-е годы проведены исследования слоистых донных отложений Сакского озера [4]. Подсчеты годовых слоев, выполненные ранее В.Б. Шостаковичем [2], подтвердились лишь частично. Результаты варвохронологического метода сопоставлялись с палинологическими данными [5], но радиоуглеродное датирование не проводилось. Позднее серия радиоуглеродных

датировок была получена для пересыпи оз. Чокрак в восточной части Крымского полуострова, по которым авторы провели реконструкцию изменения уровня моря и связанного с ним этапа изоляции озера от Азовского моря [6].

Новые палеолимнологические исследования соленых озер Крыма начались в 2000-е гг. в рамках датско-российско-украинского проекта “Северное Причерноморье в I тысячелетии до н.э.: история человека и климатические изменения” и проекта РФФИ 09-05-90438 “Палеогеография и климат Северного Причерноморья в голоцене”. В рамках данных проектов были изучены комплексом методов разрезы донных отложений оз. Сакское (45°06.8′ с.ш.; 33°33.2′ в.д.; –0.7 м над уровнем моря) и оз. Джарылгач (45°34.7′ с.ш.; 32°51.7′ в.д.; –0.4 м над уровнем моря) (рис. 1). Частично результаты были опубликованы [7].

Озера Сакское и Джарылгач являются водоемами морского происхождения (бывшие заливы и лагуны). В настоящее время это горько-соленые озера, уровень воды в которых ниже уровня Черного моря. Они отделены от него пересыпями. При небольшой глубине озер, их донные отложе-

¹Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

²Институт озераведения Российской Академии наук, Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Staatliche Museen zu Berlin / Berlin-Brandenburg Academy of Sciences and Humanities, Berlin, Germany

*E-mail: subetto@mail.ru

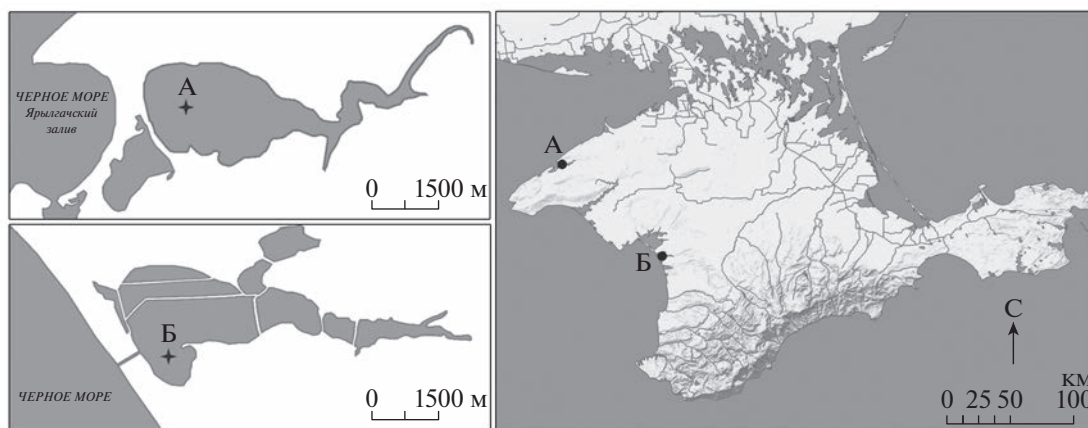


Рис. 1. Район исследований – полуостров Крым. А – оз. Джарылгач; Б – оз. Сакское.

ния достигают большой мощности. Максимальная мощность отобранных колонок донных отложений составила 4.18 м для оз. Сакского и 4.20 м для оз. Джарылгач (табл. 1). Донные отложения изученных озер представлены морскими, лагунными и озерными фациями. Керны донных отложений изучены комплексом лито-, био- и хронологических методов. Впервые образцы донных отложений озер Крыма были датированы радиоуглеродным методом с помощью ускорительной масс-спектрометрии (табл. 2). Датирование выполнено в радиоуглеродной лаборатории Института физики и астрономии Орхусского университета (Дания). Результаты датирования были калиброваны в программе OxCal 4.4 с использованием калибровочной шкалы Marine20 [8, 9].

Результаты датирования и литостратиграфия донных отложений свидетельствуют, что до 5500 калиброванных лет назад (кал. л.н.) в оз. Сакском формировались морские осадки. В интервале 5430–4960 кал. л.н. в осадконакоплении оз. Сакского произошел переход от морских условий

(темная серовато-коричневая вязкая глина с включениями гальки) к озерным (серая ритмично-слоистая иловая толща). Скорость осадконакопления, рассчитанная по кривой “глубина-возраст” (рис. 2), составила в среднем около 0.8 мм/год. Ее максимальные значения (около 1 мм/год) отмечены в период 1800–3400 кал. л.н., минимальные значения (около 0.6 мм/год) – 3400–5200 кал. л.н.

Донные отложения в основании разреза в оз. Джарылгач начали формироваться около 7000 кал. л.н. Это серые и зеленовато-серые глины морского генезиса. Выше этих глин по разрезу залегают желтовато-серые и зеленовато-серые глинистые гиттии, сформировавшиеся в условиях лимана и изолированного озера. Скорость осадконакопления составила 0.7–0.9 мм/год на ранних этапах развития (до 5200 кал. л.н.), в последующем снизившись до 0.4–0.5 мм/год.

На изменение характера растительности окрестностей озера на раннем этапе существования водоема оказывала влияние динамика уровня

Таблица 1. Литологическое описание донных отложений озер Сакское и Джарылгач

Название озера	Глубина, м	Литология
Сакское	0.82–0.845	Бежевый наилок
	0.845–4.72	Ритмично-слоистый ил с чередованием черных и светло-серых слоев
	4.72–4.90	Зеленовато-серая с неясно выраженной слоистостью глина, раковины моллюсков до 1 см
	4.90–4.91	Песок
	4.91–5.00	Серовато-бурая глина с включениями гальки и раковин (морские отложения)
Джарылгач	0.80–2.66	Светло- и темно-серый слоистый ил
	2.66–3.70	Зеленовато-серый слоистый ил
	3.70–4.74	Желтовато-серый ил
	4.74–4.95	Серая глина (морские отложения)

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования донных отложений озер Сакское и Джарылгач

Название озера	Глубина отбора, м	Лаб. № (AAR)	Материал датирования	^{14}C возраст (лет назад)	^{14}C возраст (калиброванных лет назад)
Сакское	4.91	10654	Раковина (Cardiidae)	5043 ± 41	5360–4960
	4.77	10655	Раковина (<i>Cochlodesma prae-tenuis</i> , <i>Thracia papyracea</i>)	5074 ± 43	5430–5020
	4.73	10656	Раковина (<i>Cerastoderma glaucum</i>)	5084 ± 37	5430–5040
	3.7	10326	Растительный остаток	3630 ± 90	3640–3110
	2.16	10327	Растительный остаток	2360 ± 50	1990–1620
Джарылгач	4.89	10657	Раковина (<i>Cerastoderma glaucum</i>)	6555 ± 50	7030–6640
	4.71	10658	Раковина (<i>Cerastoderma glaucum</i>)	6384 ± 49	6830–6450
	3.68	10659	Раковина (<i>Bilvalvia</i> indet. (<i>Rissoa lia</i> ?))	5058 ± 44	5400–4980
	2.65	10660	Раковина (<i>Cerastoderma glaucum</i>)	4080 ± 55	4140–3720
	2.15	10661	Раковина (<i>Scrobiculana plana</i>)	2975 ± 41	2740–2400

моря (трансгрессивные и регрессивные фазы) и колебание солёности.

Палинологические данные отражают цикличность и направленность в развитии растительности и климата. От начала времени формирования отложений, т.е. с атлантического периода, и до конца субатлантики прослеживается тренд к похолоданию. Пики потепления наблюдаются на рубежах влажных и засушливых фаз. Первое появление культурных злаков отмечается в суббореальном периоде, достигая максимума около 2300 кал.

л.н., а второй пик отмечается в короткий период увлажнения около 1000–800 кал. л.н. (рис. 3). Периоды активного антропогенного воздействия, выделяемые по палинологическим данным, сопоставляются с увеличением концентрации магнитных минералов, зафиксированных палеомагнитным методом [7].

Результаты остракологического анализа донных отложений оз. Джарылгач (изменения общего разнообразия и доминантов в ассоциациях остракод по разрезу, соотношения в них мор-

**Рис. 2.** Возрастная модель.

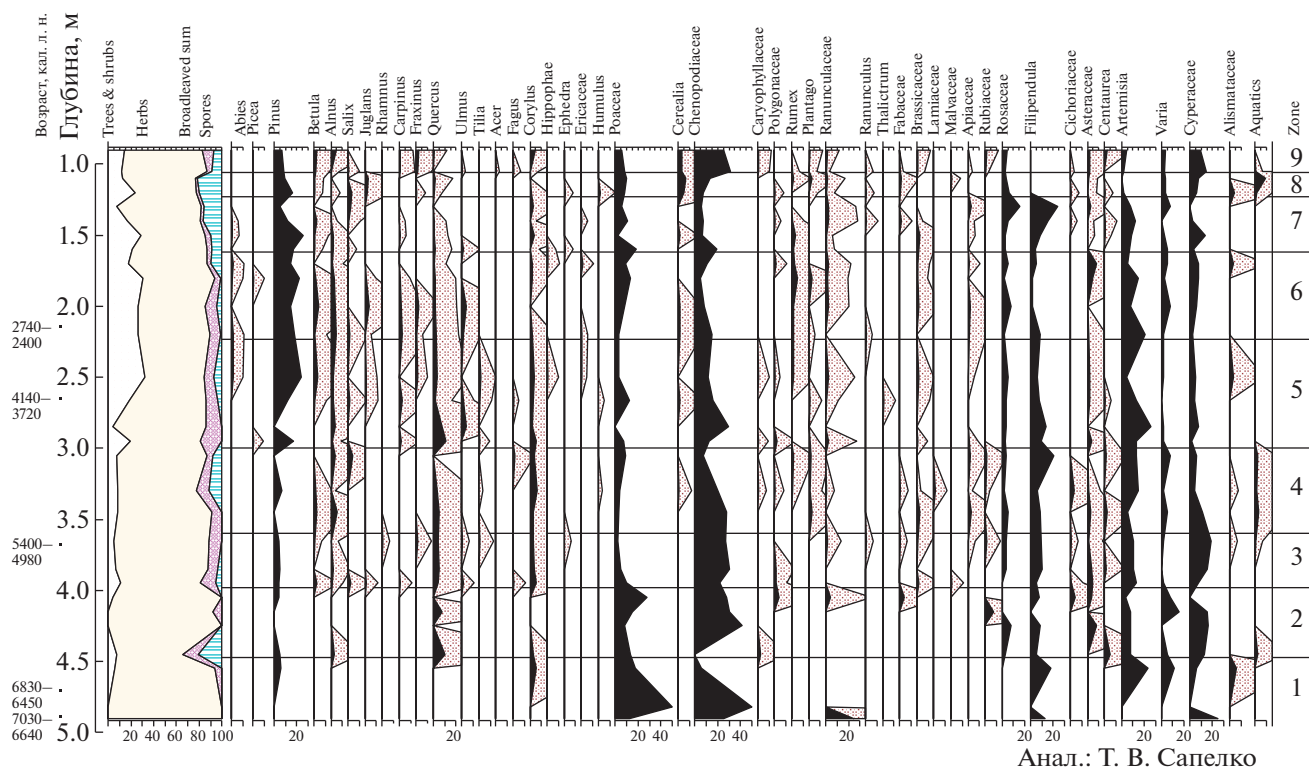


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений оз. Джарылгач.

ских, солоновато-водных форм и обитателей континентальных водоемов), позволили установить, что примерно до 5000–5400 кал. л.н. на его месте существовал морской залив, в котором происходил свободный водообмен с морем (рис. 4). Позднее формируется лагуна в результате постепенного образования пересыпи в условиях трансгрессивной стадии Черного моря и активизации абразионных процессов. Связь лагуны с морем стала ограниченной. В формировавшейся лагуне активно развивалась высшая водная растительность.

Около 4600 кал. л.н. солоновато-водная лагуна превратилась в обособленное от моря постепенно мелеющее озеро, соленость которого постепенно увеличивалась. В разрезе донных отложений происходит смена зеленовато-серых гиттий светло-серыми и темно-серыми полосчатыми гиттиями. На этом этапе развития водоема скорость осадконакопления уменьшается до 0.4–0.5 мм/год. После 2800 кал. л.н. озеро представляет собой континентальный водоем — соленое озеро, фауна которого представлена специфическими видами остракод *Cyprideis torosa* и *Eucypris inflata*, способными жить в горько-соленых озерах (рис. 4).

В период морской трансгрессии прибрежные почвы активно засолялись и растительность приобретала гало- и ксерофитный характер. В некоторых районах степного Крыма растительность принимала даже галофитно-пустынный и лугово-пустынный характер [10]. В процессе формирова-

ния пересыпи, отделявшей постепенно залив от моря, характер растительности менялся благодаря изменению влажности в сторону большей сухости. Изменения температуры воздуха (в сторону похолодания) не оказывали столь существенного влияния на изменения в составе растительного покрова. С суббореального периода по данным палинологического анализа фиксируется антропогенное воздействие на ландшафты (появление культурных злаков).

После изоляции озера колебания уровня моря перестали влиять на формирование растительности, озеро окончательно отделилось от моря, климат стал более континентальным засушливым. На этом этапе развития окружающих ландшафтов одним из основных факторов, влияющих на характер растительности, становится антропогенное воздействие.

В обоих исследованных озерах отложения сильно минерализованных замкнутых озер перекрывают толщи морских осадков. Кровля последних датируется для оз. Сакского 5360–4960 кал. л.н. и примерно такой же и для оз. Джарылгач — 5400–4980 кал. л.н. К этому времени начали формироваться пересыпи, впоследствии полностью отделившие заливы от Черного моря. Полное обособление оз. Джарылгач произошло около 4600 кал. л.н. Образование пересыпей связано с активизацией абразионных процессов в период повышения уровня моря.

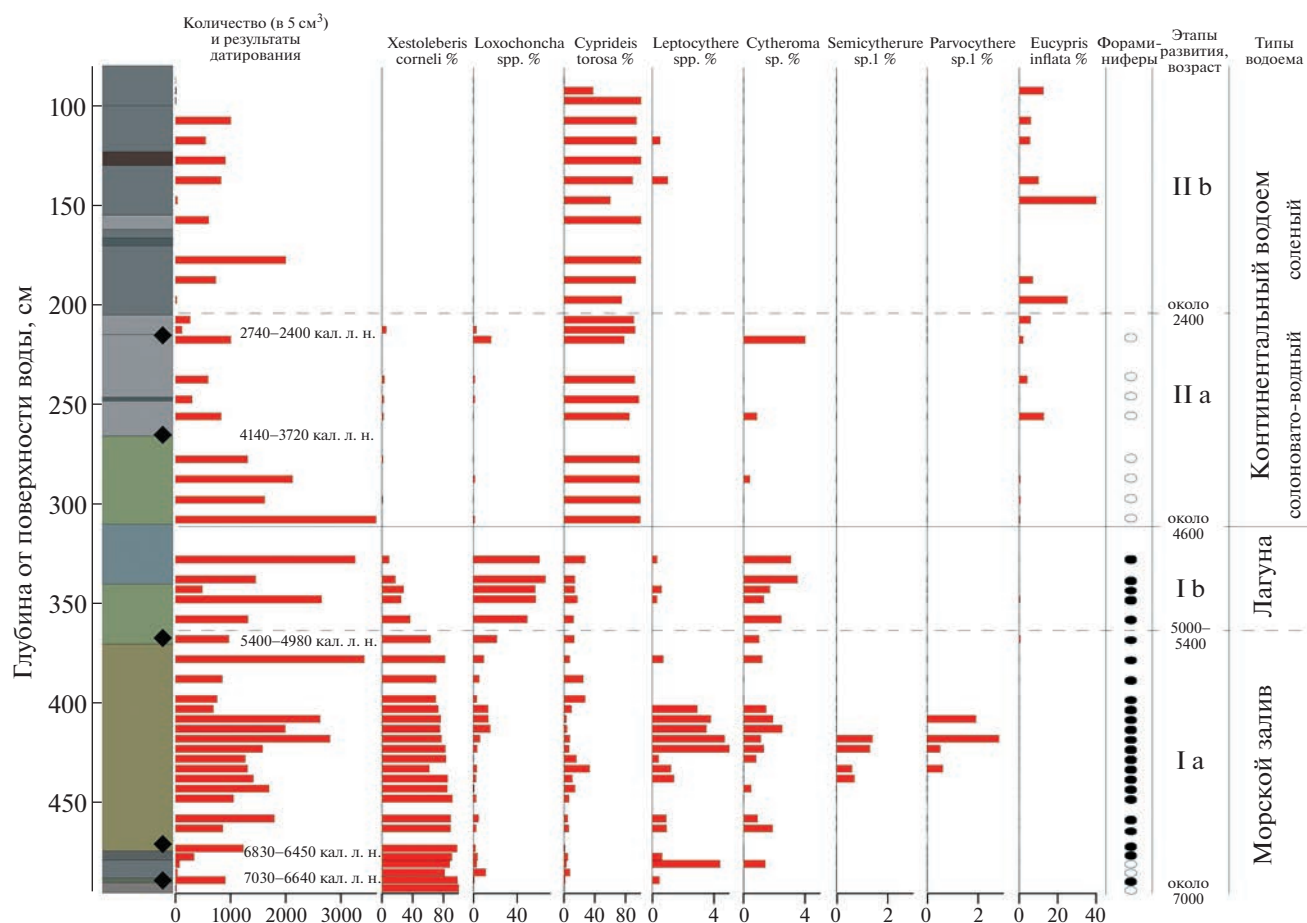


Рис. 4. Остракологическая диаграмма оз. Джарылгач.

Окрестности западно-крымских соленых озер, как и морские бухты, издревле привлекали внимание человека, о чем можно судить по многочисленным археологическим памятникам. В связи с особенностями развития озер Западного Крыма, судоходство, как и перспективы рыболовства, не играли здесь значительной роли при выборе места для поселений. Более существенными факторами являлись (1) наличие источников пресной воды, (2) плодородные земли и пастбища, а также (3) легкий доступ к источникам самосадочной соли [11]. Начало освоения человеком территорий, прилегающих к оз. Джарылгач, относится к периоду энеолита. Следы поселений этого времени, а также эпохи бронзы, античности и средневековья отмечены в районе оз. Панского. Следы оседлости времени средней и поздней бронзы (II тыс. до н.э.) отмечены к югу и к северу от оз. Джарылгач, а также в верховьях Кирлеутской балки [12, 13]. В начале I тысячелетия до н.э. демографическая ситуация в окрестностях озера, как и на всем Тарханкутском полуострове Крыма, резко меняется. Это, возможно, связано с массовой миграцией населения в предгорные районы Крыма. Памятники оседлости появляются здесь

вновь лишь спустя несколько столетий, с приходом греческих колонистов в конце V в. до н.э. Несколько иная ситуация наблюдается в окрестностях оз. Сакского, где известные археологические памятники относятся в основе своей к античной эпохе. К северу и к югу от него в IV в. до н.э. возникают херсонесские сельские поселения Кара-Тобе и Ново-Федоровка. Судя по керамике, жизнь на поселениях продолжается с перерывами до II в. до н.э. [14, 15].

Совместные палеоолиминологические и археологические исследования дополняют наши сведения о цикличности климатических процессов и влиянии природной среды на расселение человеческих сообществ в Западном Крыму. Подобные исследования дают возможность провести хронологическую корреляцию между расселением человека и природными процессами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Каю Странду Петерсену (Kaj Strand Petersen, Geological Survey of Denmark, Copenhagen) за определение раковин моллюсков (материал для датирования).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзадания ИНОЗ РАН–СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0004 и Министерства просвещения РФ VRFY-2023-0010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дзенс-Литовский А.И. Комплексное гидрогеологическое изучение соляных и грязевых озер и лиманов // Труды 1 Всес. Гидрогеол. съезда. V. ОНТИ, 1934. С. 159–196.
2. Шостакович В.Б. Иловые отложения Сакского озера как летописи климата // Саки-Курорт. 1935. Вып. 1. С. 255–272.
3. Курнаков Н.С., Кузнецов В.Г., Дзенс-Литовский А.И., Равич М.П. Соляные озера Крыма. Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР, 1936. 279 с.
4. Gerasimenko N., Kukla G. Past droughts in Eastern Ukraine recorded by pollen and salts in lake Saki in Crimea // Terra Nostra. 1998. 6. P. 45–48.
5. Герасименко Н.П. Ландшафтно-кліматичні зміни на території України за останні 2,5 тис. років // Історична географія. Вінниця: Теза, 2007. С. 41–53.
6. Kelterbaum D., Brückner H., Dikarev V., Gerhard S., Pint A., Porotov A., Zin'ko V. Palaeogeographic changes at Lake Chokrak on the Kerch Peninsula, Ukraine, during the Mid- and Late-Holocene // Geoarchaeology. 2012. 27. P. 206–219.
7. Субетто Д.О., Герасименко Н.П., Бахмутов В.Г., Неуструева И.Ю., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Давидова Н.Н., Лудикова А.В., Столба В.Ф. Реконструкция палеогеографических условий Западного Крыма у позднего голоцена за литологическими и палеонтологическими материалами изучения озер // Физическая география та геоморфология. 2009. № 56. С. 299–310.
8. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. V. 51. 1. P. 337–360.
9. Heaton T., Köhler P., Butzin M., Bard E., Reimer R., Austin W., Bronk Ramsey C., Grootes P., Hughen K., Kromer B., Reimer P., Adkins J., Burke A., Cook M., Olsen J., Skinner L. Marine20 – the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. 4. P. 779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
10. Дзенс-Литовская Н.Н. Основные черты палеогеографии степного Крыма // Вестник ЛГУ. 1957. № 18. С. 99–106.
11. Stolba V.F. La vie rurale en Crimée antique: Panskoe et ses environs // Études de Lettres. 2012. 1–2. P. 311–364.
12. The Džarylgach Survey Project. Bilde P.G., Attema P., Winther-Jacobsen K. (eds.) Aarhus, 2012. 446 p.
13. Stolba V.F., Andresen J. Archaeological surveys and replicability of their results: a case study from West Crimea, D. Braund, V.F. Stolba, U. Peter (eds.), Environment and Habitation around the Ancient Black Sea. Berlin-Boston, 2021. P. 235–254.
14. Bilde P.G., Bøgh B., Handberg S., Højte J.M., Nieling J., Smekalova T., Stolba V. Archaeology in the Black Sea region in classical antiquity 1993–2007 // Archaeological Reports. 2008. 54. P. 115–173.
15. Сmealова Т.Н., Кутайсов В.А. Археологический атлас Северо-Западного Крыма. Эпоха поздней бронзы. Ранний железный век. Античность. С.-Петербург, 2017. 447 с.

PALEOLIMNOLOGY OF THE WESTERN CRIMEA LAKES

D. A. Subetto^{a,*}, T. V. Sapelko^b, V. F. Stolba^c, D. D. Kuznetsov^b, A. V. Ludikova^b, and I. Yu. Neustrueva^b

^aHerzen State Pedagogical University, Saint-Petersburg, Russian Federation

^bInstitute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg Scientific Research Center of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^cStaatliche Museen zu Berlin / Berlin-Brandenburg Academy of Sciences and Humanities, Berlin, Germany

*E-mail: subetto@mail.ru

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy January 24, 2023

For the first time for saline lakes of the Crimean Peninsula, the results of a comprehensive study of lacustrine sediments using litho-, bio- and chronological methods were obtained. For the first time, radiocarbon dating of the Crimean lake sediments was performed. In lakes Saki and Dzharylgach, sediment sequences of closed highly mineralized reservoirs, which overlay marine deposits, were retrieved. The surface of marine sediments is dated to 5610–5340 cal BP for Lake Saki and 5590–5350 cal BP for Lake Dzharylgach. By this time, sand barriers began to form, which subsequently completely separated the lagoons from the sea and led to the formation of closed reservoirs. Full isolation of Lake Dzharylgach occurred about 4600 cal BP. The vegetation change at the first stage of the lakes' existence was controlled by changes in the sea level, as well as by fluctuations of salinity, later changes being mainly influenced by changes in climate humidity. The first *Cerealia*-type pollen occurs in the Subboreal period. Human settlements in the area of Lake Dzharylgach represent the Eneolithic, Bronze Age, as well as the Greco-Roman and medieval periods. A notable demographic change is observed in the period from the early first millennium to the end of the 5th century BC. The majority of archaeological sites in the vicinity of Lake Saki belongs to the Greco-Roman period.

Keywords: lake sediments, salt lakes, radiocarbon age, lithology, pollen, ostracods, Holocene, sea level, Crimea, Black Sea

УДК 638.12

ВЛИЯНИЕ ФУЛЬВОКИСЛОТЫ НА ЯЙЦЕНОСКОСТЬ ПЧЕЛИНЫХ МАТОК В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД И ПРОДУКТИВНОСТЬ ПЧЕЛОСЕМЕЙ

© 2023 г. Академик РАН В. А. Румянцев^{1,*,**}, Г. С. Ярошевич², Г. С. Мазина²,
А. С. Митюков¹, Я. В. Пухальский³, С. И. Лоскутов^{1,4}

Поступило 20.01.2023 г.

После доработки 02.02.2023 г.

Принято к публикации 03.02.2023 г.

В работе проанализировано влияние перспективной добавки (БАД) фульвокислоты на репродуктивную функцию пчелиных маток и продуктивность пчелиных отводков. Разовая доза углеводной подкормки (40%-ный раствор сахарозы) составила 200 мл на семью. Всего проведено 12 подкормок с интервалом в три дня. Влияние препарата на репродуктивную функцию пчелиных маток определяли путем подсчета количества печатного расплода с помощью рамки-сетки, через каждые 12 сут. В результате проведенных исследований установлено положительное влияние фульвокислоты на репродуктивную функцию пчелиных маток. При использовании фульвокислоты в качестве весенней подкормки пчелиных семей установлена достоверная прибавка в среднем за два года исследований на 22.5%, а медопродуктивность пчелиных отводков увеличилась на 17.7%.

Ключевые слова: фульвокислота, яйценоскость, плодовитость, пчелиная семья, пчелиные матки, медопродуктивность

DOI: 10.31857/S268673972360011X, **EDN:** FGQTKM

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в пчеловодстве широко используются различные биологические добавки (БАД) как антидота при отравлениях пчел и наращивании силы пчелиной семьи. Применение БАД способствует увеличению продолжительности жизни пчел, яйценоскости пчелиных маток и снижению бесплодия у трутней [1, 2].

В настоящее время в животноводстве все больше внимания уделяется фульвокислоте, использование которой способствует улучшению каче-

ства получаемой продукции и оздоровлению организма животных и птицы [3–8].

Фульвокислота является одним из продуктов микробного обмена, как естественное природное соединение, обладающее широким спектром действия [3–6]. Оно образуется в процессе расщепления гуминовых веществ почвенными микроорганизмами. Благодаря своей способности улучшать поглощение клетками таких веществ, как антиоксиданты и электролиты, фульвокислота стала популярным средством для замедления старения, а также улучшения здоровья желудочно-кишечного тракта. Фульвокислота помогает организму бороться с повреждениями, вызванными свободными радикалами, которые связаны практически с каждым хроническим заболеванием [4, 9].

Пре- и пробиотики, органические кислоты и подкислители, а также другие кормовые средства могут в той или иной степени повысить неспецифический иммунитет птицы и профилактировать дисбактериозы [8–12]. Поэтому в современном птицеводстве уделяется особое внимание кормовым добавкам на основе содержания гуминовых кислот для профилактики негативного влияния на организм птицы антибактериальных препаратов и вызванных на их фоне изменения микрофлоры кишечника.

¹Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр, Санкт-Петербург, Россия

²Федеральный научный центр лубяных культур, Тверь, Россия

³Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Санкт-Петербургский институт информатики и автоматизации Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

⁴ВНИИПД – филиал ФНЦ пищевых систем им. В.М. Горбатова Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: info@spcras.ru

**E-mail: info@fncl.ru

Считается возможным использование фульвокислоты в качестве средства, повышающего сопротивляемость организма к действию различных неблагоприятных факторов [10, 13]. Так, благодаря способности гуминовых веществ формировать хелатные комплексы с тяжелыми металлами (такими как кадмий), имеется возможность использования их для выведения токсикантов из организмов животных, и улучшения биохимического состава мяса птицы и качества мясомолочной продукции. Считается, что полифенольные композиции на основе гуминовых веществ обладают антимуtagenным и противовирусным действием [10, 13]. Под влиянием фульво- и гуминовых кислот показано снижение холестерина в крови, липидов, глюкозы, увеличение глобулинов, гемоглобина и количества эритроцитов [3, 4, 12, 13].

Цель исследований заключалась в изучении влияния фульвокислоты на репродуктивную функцию пчелиных маток и медовую продуктивность пчелосемей.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Научная работа была проведена весной 2020–2021 гг. на опытной пасеке Федерального государственного бюджетного научного учреждения “Федеральный научный центр лубяных культур” (ФГБНУ ФНЦ ЛК) в Псковской области.

В ходе исследований было изучено влияние биологически активной добавки (БАД) “Фульвокислота” на репродуктивную функцию пчелиных маток и медовую продуктивность пчелиных отводков. В пчелосемьях опытных и контрольных групп находились матки-сестры, что снижало вероятность различий по плодовитости, обусловливаемой генотипом. Для работы на опытной пасеке методом аналогов были подобраны 6 пчелосемей, имеющих маток одного возраста, равных по силе, количеству печатного расплода и корма. Далее из них были сформированы контрольные и опытные группы, содержащие по три семьи в каждой группе.

Контрольной группе скармливали 40%-ный раствор сахарозы, опытной группе в 40%-ный раствор сахарозы вводили фульвокислоту в дозе (0.2 мл/кг живой массы пчел). Разовая доза подкормки составляла 200 мл раствора на пчелиную семью. За период исследований (2020–2021 гг.) было проведено по 12 подкормок пчелиных семей и пчелиных отводков опытных и контрольных групп с интервалом в трое суток. Итого, каждая пчелиная семья употребила за период подкормки по 2400 мл раствора.

Влияние микродоз фульвокислоты в подкормках пчелиных семей на плодовитость маток оценивали по количеству запечатанного расплода, учитываемого в пчелиных семьях через каждые

12 сут (продолжительность развития пчел от предкуколки до стадии имаго). Для определения медопродуктивности было сформировано по четыре отводка в начале июня на неплодные матки-сестры. Методика кормления и дозы аналогичны при проведении исследований на изучение репродуктивной функции маток. Медопродуктивность отводков определяли методом взвешивания откаченного меда от каждого отводка в отдельности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

В результате проведенных исследований было достоверно установлено положительное влияние фульвокислоты (в дозе 0.2 мл/кг живой массы пчел) на яйценоскость маток в 2020 г. (табл. 1). Среднесуточная яйценоскость маток в опыте варьировала от 314 до 2643 яиц в сутки. Наименьшее количество яиц в сутки матки откладывали в первоначальном периоде (314–503). В этот период установлено незначительное влияние препарата на репродуктивную функцию пчелиных маток (0.7%).

Самая большая яйценоскость маток отмечена в третьем периоде опыта. В опытном варианте среднесуточная яйценоскость маток составила 2370 яиц в сутки, что на 30.2% больше, чем в контрольном варианте. Это также обуславливалось хорошими природно-климатическими особенностями данного весеннего периода.

Использование фульвокислоты в виде весенней кормовой добавки способствовало повышению стимуляции репродуктивной функции пчелиных маток на 23.2% по сравнению с контролем, что увеличивало силы пчелиной семьи на 7400 пчел. Анализ данных в 2021 г. показал, что фульвокислота также достоверно значимо повлияла на увеличение яйценоскости маток в весенний период (табл. 2).

Самая большая яйценоскость маток также отмечена в третьем учетном периоде, как и в 2020 г. Матки здесь отложили на 37.2% больше яиц, чем в контрольном варианте. Всего в опытном варианте было получено 26 432 яиц в среднем на одну пчелосемью, что на 4657 яиц или 21.4% больше, чем на контроле.

В среднем за два года исследований наблюдалась положительная динамика влияния фульвокислоты на яйценоскость пчелиных маток (табл. 3).

Самая высокая яйценоскость маток, в среднем за два года, отмечена в варианте с применением фульвокислоты в подкормках в дозе 0.2 мл/кг живой массы пчел, в третьем учетном периоде. В этом периоде яйценоскость маток в среднем была на 32.3% выше, чем на контроле.

Среднее количество яиц, отложенных матками за учетные периоды в течение двух лет на одну

Таблица 1. Влияние БАД на плодовитость маток в пчелосемьях за 2020 г.

Варианты опыта	Количество яиц, отложенных за 12 дней, шт.				В среднем за 1 сут, шт. по периодам			Всего расплода за время проведения опыта
	08.04 начало опыта	20.04	02.05	14.05	20.04	02.05	14.05	
40%-ная сахароза (контроль)								
К1	2266	6041	7552	24922	503	629	2077	38515
К2	2264	5930	3776	24720	494	315	2060	34426
К3	1510	3770	3021	15859	314	252	1322	22650
среднее	2013	5247	4783	21834	437	399	1820	31864
%	100							
40%-ная сахароза + фульвокислота в дозе 0.2 мл/кг пчел								
Ф1	1510	3776	6045	24166	315	504	2014	33987
Ф2	2266	6041	4531	31718	503	378	2643	42290
Ф3	3021	6030	6043	29453	502	504	2454	41526
среднее	2266	5282	5540	28445	440	462	2370	39268
%					+0.7	+15.8	+30.2	+23.2
Наименьшая существенная разница (НСР) _{0,95} = 207 шт.								

Таблица 2. Влияние БАД на плодовитость маток в пчелосемьях за 2021 г.

Варианты опыта	Количество яиц, отложенных за 12 дней, шт.				В среднем за 1 сутки, шт. по периодам			Всего расплода за время проведения опыта
	09.04 начало опыта	21.04	03.05	15.05	21.04	03.05	15.05	
40%-ная сахароза (контроль)								
К1	755	1888	6041	8307	157	503	692	16236
К2	3021	8307	9062	11328	692	755	944	28697
К3	3776	3776	9818	6797	314	818	566	20391
среднее	2517	4657	8307	8811	388	692	734	21775
%	100							
40%-ная сахароза + фульвокислота (0.2 мл/кг)								
Ф1	1888	5286	11328	15104	441	944	1259	31718
Ф2	1510	2266	6797	5286	188	566	441	14349
Ф3	3776	7552	9818	15859	629	818	1322	33229
среднее	2391	5035	9314	12083	419	776	1007	26432
%					+8.0	+12.1	+37.2	+21.4
НСР _{0,95} = 129 шт.								

пчелиную семью, составило 32 850 штук, что на 6030 яиц больше, чем на контроле.

В результате проведенных исследований по влиянию фульвокислоты на медопродуктивность

пчелиных отводков в 2020 г. не установлено достоверной прибавки товарного меда (рис. 1).

Так, в опытной группе получено по 6.5 кг меда в среднем на один отводок, что на 0.9 кг больше,

Таблица 3. Влияние БАД на плодовитость маток в пчелиных семьях (2020–2021 гг.)

Варианты опыта	Количество яиц, отложенных за 12 дней, шт.				В среднем за 1 сут, шт. по периодам			Всего расплода
	09.04	21.04	03.05	15.05	21.04	03.05	15.05	
40%-ная сахароза (контроль)								
2020 г.	2013	5247	4783	21834	437	399	1820	31 864
2021 г.	2517	4657	8307	8811	388	692	734	21 775
среднее за 2020—2021 гг.	2265	4952	6545	15323	413	546	1277	26 820
%	100							
40%-ная сахароза + фульвокислота (0.2 мл/кг)								
2020 г.	2266	5282	5540	28445	440	462	2370	39 268
2021 г.	2391	5035	9314	12083	419	776	1007	26 432
среднее за 2020—2021 гг.	2328	5159	7427	20264	430	619	1689	32 850
%					+4.1%	+13.4	+32.3	+22.5
НСР _{0,95} = 168 шт.								

НСР_{0.95} = 168 шт.

чем в контрольной группе. Однако наименьшая существенная разница (НСР) составила 1.4 кг товарного меда.

При анализе данных 2021 г. было установлено достоверное влияние фульвокислоты на медовую продуктивность пчелиных отводков. Медопродуктивность отводков в опытной группе составила в среднем по 13.9 кг товарного меда, а в контрольной группе по 5.8 кг. Существенная разница составила 8.1 кг товарного меда при НСР = 3.0 кг.

За два учетных года в среднем в опытном варианте было получено по 10.2 кг товарного меда на

один пчелиный отводок, что на 4.5 кг больше, чем на контроле.

Фульвокислота может использоваться в пчеловодстве как стимулятор репродуктивной функции пчелиных маток и увеличения медовой продуктивности пчелосемей. По результатам исследований было установлено, что фульвокислота в дозе 0.2 мл/кг живой массы пчел положительно влияет на репродуктивную функцию пчелиных маток и способствует увеличению их яйценоскости на 22.5%, а также увеличивает медовую продуктивность пчелиных отводков на 17.7%, на второй год их жизни.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках научной темы FMNG-2019-0002 “Инновационные подходы к использованию и регулированию ресурсов водных экосистем.”

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Работа не содержит исследований с использованием людей или животных в качестве объектов исследования.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Еськов Е.К., Еськова М.Д., Кекина Е.Г., Мазина Г.С., Ярошевич Г.С. Биологические активные вещества, стимулирующие репродуктивную функцию маток и трутней // Пчеловодство. 2018. № 4. С. 23–25.

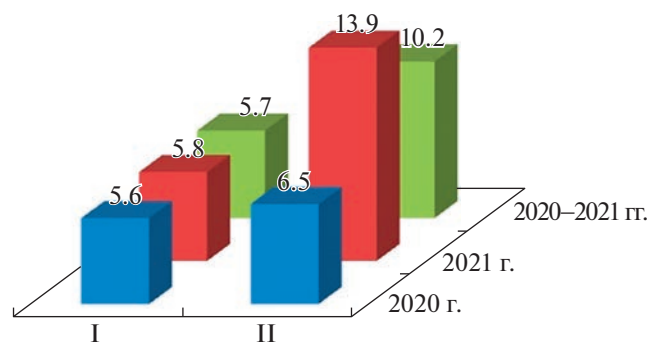


Рис. 1. Продуктивность пчелиных отводков при использовании БАД в подкормках за 2020–2021 гг. НСР = 1.4 кг; точность опыта 25% (2020 г.). НСР = 3.0 кг; точность опыта 10.4% (2021 г.). НСР = 2.7 кг; точность опыта 17.7% (среднее за 2020–2021 гг.). 1 – контроль (40%-ный раствор сахарозы), 2 – 40%-ный раствор сахарозы + фульвокислота (0.2 мл/кг живой массы пчел).

2. Еськов Е.К., Мазина Г.С., Ярошевич Г.С. Использование биологически активных веществ, для стимуляции развития и повышения продуктивности пчелиных семей // Зоотехния. 2021. № 6. С. 28–32.
3. Гласкович М.А., Капитонова Е.А. Анализ повышения эффективности использования кормовой базы на птицефабриках Республики Беларусь // Ученые записки учреждения образования Витебская государственная академия ветеринарной медицины: научно-практический журнал. 2011. Т. 47 (1). С. 333–335.
4. Гласкович М.А. Роль биологически активных веществ в повышении эффективности полноценного кормления птицы // Актуальные проблемы интенсивного развития животноводства: Мат. XII Межд. научно-практической конференции, посвященной 75-летию образования кафедры зоогигиены, экологии и микробиологии УО БГСХА. 2009. С. 59–65.
5. Аржанкова Ю.В., Скопцова Т.И., Ибрагимова Р.М. Биохимический состав грудной мышцы цыплят-бройлеров при применении фульвокислоты // Известия Великолукской ГСХА. 2019. № 1. С. 2–8.
6. Кирилова Е.К., Аржанкова Ю.В. Влияние препарата фульвокислоты на результаты потрошения цыплят-бройлеров // Известия Великолукской ГСХА. 2020. № 4. С. 2–10.
7. Ибрагимова Р.М., Скопцова Т.И., Аржанкова Ю.В. Биохимический анализ крови цыплят-бройлеров кросса “Hubbard” при использовании фульвокислот // Научно-технический процесс в сельскохозяйственном производстве: Сб. докладов XIV Межд. научно-практической конференции. 2019. С. 120–125.
8. Капитонова Е.А. Профилактика заболеваний птиц путем введения в рацион цыплят-бройлеров биологически активных веществ // Труды Всероссийского НИИ экспериментальной ветеринарии им. Я.Р. Коваленко. 2009. Т. 75. С. 329–331.
9. Голушко В.М., Капитонова Е.А. Сравнительный анализ применения биологически активных препаратов и их влияние на качество животноводческой продукции // Ученые записки учреждения образования Витебская государственная академия ветеринарной медицины. 2008. Т. 44 (2–1). С. 174–177.
10. Капитонова Е.А. Профилактика дисбактериозов в птицеводстве // Проблемы интенсификации производства продуктов животноводства: Тез. докл. Межд. научно-практической конференции НППЦ НАН Беларуси по животноводству. 2008. С. 283–284.
11. Капитонова Е.А., Пчельникова Ю.М., Чирвинский А.Ю. Эффективность использования гуминовых кислот при выращивании сельскохозяйственной птицы // Зоотехническая наука Беларуси. 2008. Т. 53. № 2. С. 151–158.
12. Подобед Л.И. Оперативный контроль и коррекция кормления высокопродуктивной птицы: учебное пособие. СПб.: ФГБОУ ВО СПбГУВМ, 2020. 419 с.
13. Смирнова Ю.В., Виноградова В.С. Механизм действия и функции гуминовых препаратов // Агрохимический вестник. 2004. № 1. С. 22–23.

INFLUENCE OF FULVIC ACID ON THE EGG LAYING OF QUEEN BEE IN THE SPRING PERIOD AND THE PRODUCTIVITY OF BEE FAMILY

Academician of the RAS V. A. Rumyantsev^{a,*,###}, G. S. Yaroshevich^b, G. S. Mazina^b, A. S. Mityukov^a, J. V. Puhalsky^c, and S. I. Loskutov^{a,d}

^aSt. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences,
Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^bFederal Scientific Center of Bast Cultures, Tver, Russian Federation

^cSt. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences,
St. Petersburg Institute for Informatics and Automation of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^dBranch of the Gorbатов Research Center for Food Systems, St. Petersburg, Russian Federation

^{*}E-mail: info@spcras.ru

^{##}E-mail: info@fncl.ru

The paper analyzes the effect of a promising additive (BAA) fulvic acid on the reproductive function of queen bees and the productivity of bee layers. A single dose of carbohydrate supplementation (40% sucrose) was 200 ml per family. A total of 12 feedings were carried out with an interval of three days. The effect of the drug on the reproductive function of queen bees was determined by counting the number of printed brood using a grid frame every 12 days. As a result of the research, a positive effect of fulvic acid on the reproductive function of queen bees was established. When using fulvic acid as a spring feeding of bee colonies, a significant increase was established on average by 22.5% over two years of research, and the honey productivity of bee layers increased by 17.7%.

Keywords: fulvic acid, egg production, fertility, bee family, queen bees, honey productivity

УДК 504.054: 204.056

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕННОСТИ ПОЧВ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ТЕРРИТОРИИ НОВОЙ МОСКВЫ

© 2023 г. А. С. Гусева^{1,*}, член-корреспондент РАН В. А. Петров¹

Поступило 27.12.2022 г.

После доработки 31.01.2023 г.

Принято к публикации 06.02.2023 г.

С 2012 г. территория Москвы увеличилась в 2 раза, к Москве был присоединен Троицкий и Новомосковский административный округ (ТиНАО). В связи с тем, что ранее эта территория входила в состав Московской области, детальных исследований экологического состояния почв не проводилось. В период с 2019 по 2020 г. для оценки загрязненности почв некоторых районов Новой Москвы, как на участках лесных территорий, так и вблизи техногенных объектов, являющихся потенциальными источниками загрязнения, были отобраны пробы глубиной до 10 см и проанализированы методом рентгенофлуоресцентного анализа на содержание V, Ni, Pb, Cu, Zn. Выявлено, что в настоящее время обследованные участки характеризуются допустимым уровнем загрязнения, превышения предельно-допустимых концентраций не обнаружено. Показано, что антропогенная деятельность способствует техногенному загрязнению почв. Рекомендуется проводить ежегодный экологический мониторинг с целью раннего выявления очагов загрязнения.

Ключевые слова: Новая Москва, тяжелые металлы, загрязненность почв

DOI: 10.31857/S2686739722602940, **EDN:** FFWZRK

ВВЕДЕНИЕ

С 1 июля 2012 г. территория Москвы увеличилась в 2 раза. 19 городских и сельских поселений Ленинского, Наро-Фоминского и Подольского районов Московской области вошли в состав Троицкого и Новомосковского административных округов (ТиНАО) г. Москвы [1].

В соответствии с [2], развитие территории города направлено на обеспечение экологической безопасности. Для того чтобы сохранить и улучшить состояние окружающей среды, необходимо соблюдать баланс между сохранением природы и социально-экономическим развитием города. Проведение исследований, направленных на изучение экологического состояния территории и выявление проблемных участков и площадей, подвергающихся чрезмерному техногенному воздействию, способствуют соблюдению этого баланса.

Д.В. Власов, Н.С. Касимов, С.Б. Самаев, Д.А. Волгин, Е.М. Никифорова и др. ранее проводили и проводят большое количество исследований, посвященных изучению экологического

состояния Москвы в пределах Московской кольцевой автомобильной дороги (МКАД). Для территории Новой Москвы таких детальных исследований не проводилось.

Со времени присоединения новых территорий прошло 10 лет. За это время издано несколько сборников, посвященных экологическим проблемам Новой Москвы: “Геоэкологические проблемы Новой Москвы” [3] и “Старая и Новая Москва: тенденции и проблемы развития” [4], опубликована статья “Серия карт эколого-географической оценки земельных ресурсов территории Новой Москвы” [5].

Ряд ученых [6, 7] рассмотрели основные наиболее значимые экологические риски развития Новой Москвы, тенденции загрязнения атмосферы от стационарных источников и автотранспорта, нагрузку на водный бассейн. На момент вхождения в состав Москвы территории считались “эталонными”, относительно чистыми с точки зрения загрязнения. Однако уже тогда было несколько “проблемных” участков: полигоны твердых коммунальных отходов (ТКО), аэропорты Внуково и Осташево как источник акустического и вибрационного загрязнения, крупные автомобильные трассы, некоторые промышленные предприятия. Поэтому актуальность представленного исследования не вызывает сомнений: оно позволяет оценить экологическое состояние

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: alexandra.guseva2011@yandex.ru

территории на период 2019–2020 гг. (т.е. спустя 7 лет после ее присоединения и начала активной застройки) и сформулировать направления дальнейших мероприятий.

Ранее авторы провели геоэкологическую и радиоэкологическую оценку территории Новой Москвы [1]. В предлагаемой работе рассчитана геохимическая нагрузка, характеризующаяся суммарным показателем загрязнения почв, некоторых участков Новой Москвы. Именно почвы являются хорошим индикатором состояния окружающей среды, поскольку загрязняющие вещества способны сохраняться в них долгие годы [8].

ТЕХНОГЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ НОВОЙ МОСКВЫ

Территория Новой Москвы характеризуется низким уровнем загрязнения, объем выбросов в атмосферу (CO , SO_2 , NO , NO_2) на данной территории составляет 10–13% суммарного выброса Москвы. Основной вклад вносят поселки, расположенные вдоль Калужского шоссе, что связано с размещением здесь инфраструктуры газопровода, идущего к “старой” Москве, и работающие на мазуте котельные. Усиление смыва с урбанизированных территорий и увеличение объема сточных вод привели к загрязнению водотоков Новой Москвы биогенными элементами, взвешенными веществами и тяжелыми металлами уже в 2016 г. Серьезными источниками антропогенного воздействия на природную среду, прежде всего шумового, являются аэродромы. Быстрый прирост численности населения вызывает рост городской застройки и запыление территории при строительстве, нарушение естественных ландшафтов, усиление смыва с поверхности и ливневых стоков [6, 7].

В пределах территории Новой Москвы расположено несколько объектов, оказывающих негативное влияние на состояние окружающей среды: аэропорты “Внуково” и “Остафьево”; полигоны твердых коммунальных отходов (ТКО) “Саларьево”, “Сосенки”, “Малинки”; Троицкий институт инновационных и термоядерных исследований (ТРИНИТИ), завод Мосрентген, Камвольная фабрика. Так же через территорию проходят крупные транспортные магистрали: Киевское, Варшавское и Калужское шоссе (рис. 1).

Полигоны ТКО “Саларьево” и “Сосенки” в настоящее время рекультивированы, а “Малинки” закрыт. К сожалению, исследований о влиянии полигона “Малинки” на состояние окружающей среды не проводилось.

Согласно исследованиям, проведенным другими авторами в 2015 г., в пределах полигона ТКО “Саларьево” содержание Zn , Pb , Cu в почве в 2–

3 раза превышали предельно-допустимые концентрации (ПДК) [9].

В 2011–2012 гг. была проведена рекультивация полигона “Сосенки”. Это способствовало улучшению состояния окружающей среды, интенсивность поступления загрязняющих веществ от тела полигона в почвогрунты уменьшилась, в основном, загрязнение связано с аккумулятивными способностями почвы за прошедшие периоды времени, в почвах и подземных водах еще обнаруживались концентрации тяжелых металлов, превышающие фоновые значения [10].

Большая часть территории и окрестностей г. Троицк в конце 1990-х годов была отнесена к категории допустимого уровня загрязнения, а вблизи Камвольной фабрики – умеренно опасный уровень загрязнения. Исследования, проведенные летом 2013 г. [11], установили локальные очаги умеренно опасного уровня загрязнения почвогрунта ($Z_c = 17–20$), обнаруженные вблизи участков возникновения хронических “пробок” на светофорах автомагистралей [11].

Согласно данным ежегодного мониторинга, проведенному в 2021 г., содержание нитратов в почвах Троицка варьировало от 11.1 до 41.6 мг/кг при среднем содержании 13.7 мг/кг, в Шербинке от 11.1 до 39.4 мг/кг при среднем содержании 16.4 мг/кг. Сравнительно высокие концентрации нефтепродуктов в почвах городских территорий выявлены в ТиНАО (122 мг/кг) [12].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы почв отбирались в соответствии с ГОСТами и методическими указаниями методом “конверта” на глубину до 10 см [13]. В связи с отсутствием возможности отобрать пробы по равномерной сети был выбран участок площадью 2.5 км² с шагом в 500 м вблизи д. Голенищево. Кроме этого, совершены полевые выезды на сельскохозяйственные угодья (д. Рогово, д. Голохвостово, д. Исаково) и территории, прилегающие к антропогенным объектам: в Троицком лесопарке в 1 км от завода Мосрентген, в 200 м от полигона промышленных отходов “Летово”. Десять проб взяты в пределах города Троицка (вдоль Калужского шоссе, вблизи Троицкого института инновационных и термоядерных исследований (ТРИНИТИ), Физического института им. Лебедева (ФИАН), Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Пушкова (ИЗМИРАН), Института физики высоких давлений (ИФВД РАН), Института ядерных исследований (ИЯИ РАН) и Камвольной фабрики) (см. рис. 1).

Затем проводились стандартная пробоподготовка образцов [14] и химический анализ почв методом рентгенофлуоресцентного анализа.

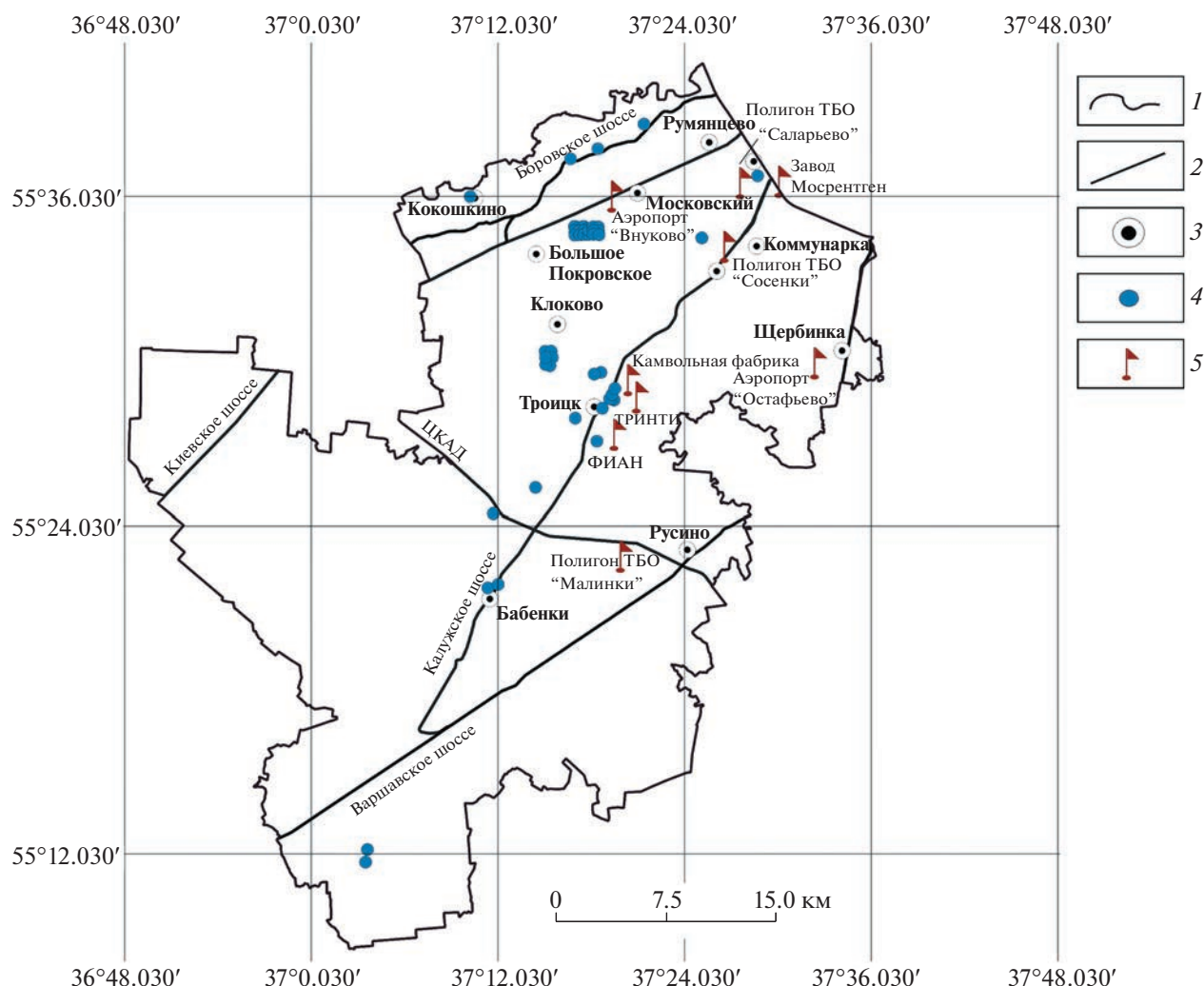


Рис. 1. Схема проботоотбора и техногенные объекты территории Новой Москвы. 1 – граница Новой Москвы, 2 – автомобильные дороги, 3 – населенные пункты, 4 – точки проботоотбора, 5 – техногенные объекты.

Кроме этого, был проведен анализ почв с целью изучения содержания гумуса и значений актуальной кислотности, так как от этих показателей зависит уровень аккумуляция тяжелых металлов в верхних слоях почвенного горизонта. Корреляционных связей между этими показателями и концентрацией тяжелых металлов выявлено не было.

Для оценки экологического состояния почвенного покрова рассчитывают [15] коэффициент концентрации (K_{ki}):

$$K_{ki} = C_i / C_{if}, \quad (1)$$

C_{if} и C_i – фоновое и фактическое содержание i -го элемента в почве, мг/кг.

Общую геохимическую нагрузку (Z_c) характеризует суммарный показатель загрязнения почв химическими элементами, предложенный Ю.Е. Саетом, который рассчитывается по формуле [16]:

$$Z_c = \sum K_{ki} - (n - 1), \quad (2)$$

где n – количество участвующих элементов-поллютантов, $Z_c < 16$ – неопасное загрязнение, $16 < Z_c < 32$ – загрязнение умеренно опасное, $32 < Z_c < 128$ – опасное загрязнение, $Z_c > 128$ – чрезвычайно опасное загрязнение.

Согласно ГОСТу 17.4.1.02-83, для контроля загрязнения выделяется 3 класса тяжелых металлов и металлоидов по степени их опасности: высоко- (1 класс опасности), умеренно- (2 класс опасности) и малоопасные (3 класс опасности). Zn и Pb относятся к 1-му классу опасности, Cu и Ni – ко 2-му, V – 3-му [15].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Почвы были проанализированы на содержание V, Ni, Pb, Cu, Zn в верхнем десятисантимет-

Таблица 1. Содержания тяжелых металлов (ТМ) в почвах Новой Москвы*, мг/кг

Химический элемент	V**	Ni	Cu	Zn	Pb
Концентрация, мг/кг	$\frac{99 \pm 9}{70 - 120}$	$\frac{25 \pm 4}{17 - 36}$	$\frac{16 \pm 6}{<10 - 31}$	$\frac{69 \pm 22}{56 - 208}$	$\frac{24 \pm 4}{16 - 37}$
ПДК/ОДК, мг/кг***	150/	/80	/132	/220	/130
Фоновое значение для Московского региона, мг/кг****	34	25	14	39	16
Класс опасности	3	2	2	1	1

* Объем выборки ($n = 49$). ** В таблице показано валовое содержание элементов. Над чертой – среднее значение, под чертой – минимальное и максимальное значение. *** ПДК – предельно допустимая концентрация. ОДК – ориентировочно допустимая концентрация. Значение ПДК взято для близких к нейтральным (суглинистым) почвам [17]. **** фоновое значение ТМ дано по [3].

Таблица 2. Распределение среднего содержания ТМ в зависимости от функциональной зоны, мг/кг

Химический элемент	Объем выборки	Ni	Zn	Pb	V
Городские территории	13	27 ± 5	79 ± 40	27 ± 4	101 ± 10
С/х поля	11	25 ± 3	67 ± 5	21 ± 2	97 ± 8
Лесные территории	25	24 ± 2	65 ± 6	23 ± 3	99 ± 8

ровом горизонте. Эти металлы являются наиболее опасными при попадании в организм человека. Мышь так же относится к одному из самых опасных поллютанов. В результате проведенного исследования выявлено, что во всех пробах концентрация мышьяка менее 5 мг/кг, что значительно ниже значения предельно допустимой концентрации (10 мг/кг). Поэтому в статье этот металл не рассматривается.

Результаты анализа представлены в табл. 1.

Содержание ванадия в почвах Новой Москвы изменяется от 70 до 120 мг/кг; никеля – от 17 до 36 мг/кг; меди – до 31 мг/кг; цинка – от 56 до 208 мг/кг; свинца – от 16 до 37 мг/кг. Средние содержания всех рассматриваемых тяжелых металлов, кроме Ni, превышают фоновые значения, что может свидетельствовать как о незначительном техногенном загрязнении, так и о влиянии природных факторов.

С органическим веществом цинк образует устойчивые формы, поэтому часто повышенные концентрации цинка накапливаются в почвах с высоким содержанием гумуса [18]. Максимальное значение концентрации Zn = 208 мг/кг связано с максимально высоким содержанием гумуса среди всех точек пробоотбора.

Высокие содержания никеля в некоторых точках, превышающие фоновые значения, в пределах исследуемой территории могут быть связаны с литогенным обогащением. Почвы формируются на карбонатных суглинках, подстилаемых известняками каменноугольного возраста и юрскими глинами, которые имеют более высокое со-

держание Ni, чем другие почвы Московского региона [19].

Среднее содержание свинца, меди, ванадия, цинка и никеля ниже ПДК говорит о допустимом уровне загрязнения этими металлами [20].

Суммарный показатель загрязнения почв Zc, рассчитанный как по общепринятой формуле, так и с поправкой коэффициента токсичности, не превышает 16 во всех исследуемых точках, что говорит о неопасном уровне загрязнения почв.

Все точки пробоотбора были отнесены к одной из трех функциональных зон: городские территории, лесные территории и сельскохозяйственные территории. Из табл. 2 видно, что наиболее высокие концентрации загрязняющих веществ (Ni, Zn, Pb, V) характерны для городских территорий, превышающие фоновые значения. Это показывает, что техногенная деятельность вносит вклад в загрязнение почв Новой Москвы тяжелыми металлами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показывает, что, в целом, в пределах исследуемых районов Новой Москвы складывается благоприятная экологическая обстановка, уровень загрязнения почв тяжелыми металлами является допустимым. Однако активная застройка территории, увеличение транспортного потока и рост промышленных предприятий способствуют ухудшению состояния окружающей среды. Рекомендуется проводить ежегодный экологический мониторинг с це-

лю своевременного выявления источников загрязнения.

Рассмотренные техногенные объекты пока не оказывают сильного негативного влияния на благополучие окружающей среды, уровень загрязненности почв тяжелыми металлами вблизи таких объектов не превышает ПДК, однако, выше, чем в пределах лесных территорий.

Для оценки экологического состояния почв всей территории Новой Москвы необходимо проводить дальнейшие исследования (отбор проб по равномерной сети на всей площади), что, возможно, будет сделано в дальнейшем.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам за ценные замечания и рекомендации.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусева А.С. Геоэкологическая оценка экзогенных геологических процессов с использованием ГИС-технологий (на примере территории Новой Москвы): дисс. канд. геол.-минер. наук. М., 2021. Режим доступа: <http://www.igem.ru/aspirantura/autorefs/guseva.pdf>
2. Закон города Москвы № 10 от 15 марта 2017 “О внесении изменений в закон города Москвы от 5 мая 2010 года № 17 “О Генеральном плане города Москвы”. Обоснование выбранного варианта размещения объектов федерального, регионального назначения города Москвы с оценкой их влияния на комплексное развитие города. Книга 1.
3. Геоэкологические проблемы Новой Москвы / Под ред. А.В. Кошкарев, Э.А. Лихачева. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. 120 с.
4. Старая и Новая Москва: тенденции и проблемы развития. Сб. научн. ст. — М.: из-во ИП Матушкина И.И., 2018. 338 с.
5. Лурье И.К., Балдина Е.А., Прасолова А.И. и др. Серия карт эколого-географической оценки земельных ресурсов территории Новой Москвы // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2.
6. Битюкова В.Р. Экологический фактор развития в Новой Москве: старые проблемы на новой территории // Старая и Новая Москва: тенденции и проблемы развития. Сб. научн. ст. М.: из-во ИП Матушкина И.И., 2018. С. 120–142.
7. Маркова О.И., Масленникова В.В. Ценность присоединенных к Москве в 2012 году территорий и возможности их оптимизации для устойчивого развития // Интеркарто. ИнтерГИС. 2018. Т. 24. № 1. С. 86–98.
8. Ачкасов А.И., Варава К.В., Самаев С.Б. Эколого-геохимические исследования почв Москвы // Разведка и охрана недр. 2016. № 11. С. 49–54.
9. Ковригин А.А., Слесарев М.Ю. Экологический мониторинг атмосферы вблизи полигона “Саларьево” // Вестник МГСУ. 2022. Т. 17. Вып. 5. С. 589–602.
10. Хафизов М.М., Грибанова Л.П. Полигон “Сосенки”: комплексное решение проблемы рекультивации // Твердые бытовые отходы. 2012. № 9. С. 10–13.
11. Богданов Н.А. Эколого-гигиеническое состояние урбанизированной территории в географическом центре Новой Москвы // Гигиена и санитария. 2015. № 94 (1). С. 51–57.
12. Доклад “О состоянии окружающей среды в городе Москве в 2021 году” / Под ред. А.О. Кульбачевского. Москва, 2022. 234 с.
13. Методические указания МУ 2.1.7.730-99 “Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест”, 1999.
14. ГОСТ 17.4.4.02–84. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа. М.: Стандартинформ, 2008. 7 с.
15. Водяницкий Ю.Н. Тяжелые металлы и металлоиды в почвах. М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 2008. 85 с.
16. Сает Ю.Е., Сорокина Е.П., Смирнова Р.С. Геохимическое картографирование почв как метод оценки загрязнения городских территорий // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 1983. Вып. 35. С. 37–40.
17. Постановление от 28 января 2021 г. № 2 “Об утверждении санитарных правил и норм СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания”, 2021.
18. Морковин Г.Г., Панова Е.В. Возможные медико-экологические проблемы, обусловленные различным поступлением химических элементов в систему “почва—овощи—человек” // Известия Алтайского государственного университета. 2004. № 3 (33). С. 66–70.
19. Волгин А.В., Волгин Д.А. Содержание тяжелых металлов — загрязнителей в антропогенно слаборазрушенных почвах Московской области // Вестник МГОУ. Серия “Естественные науки”. 2013. № 4. С. 32–40.
20. Джувеликян Х.А., Щеглов Д.И., Горбунов Н.С. Загрязнение почв тяжелыми металлами. Способы контроля и нормирования загрязненных почв. — Воронеж: издательско-полиграфический центр Воронежского государственного университета, 2009. 22 с.

ASSESSMENT OF SOIL POLLUTION WITH HEAVY METALS OF CERTAIN AREAS OF THE NEW MOSCOW

A. S. Guseva^{a,#} and Corresponding-Member of the RAS V. A. Petrov^a

*^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy Science (IGEM RAS),
Moscow, Russian Federation*

[#]E-mail: alexandra.guseva2011@yandex.ru

Since 2012 the territory of Moscow has increased by 2 times, the Troitsky and Novomoskovsky administrative districts (TiNAO) were annexed to Moscow. Due to the fact that earlier this territory was part of the Moscow region, detailed studies of the ecological state of soils were not carried out. In the period from 2019 to 2020 years to assess the soil pollution with heavy metals of certain areas of New Moscow, both in forest areas and near man-made objects that are potential sources of pollution, samples were taken up to 10 cm deep and analyzed by X-ray fluorescence analysis for the content of V, Ni, Pb, Cu, Zn. It was revealed that at present the surveyed areas are characterized by an acceptable level of pollution, exceeding the maximum permissible concentrations was not detected. It is shown that anthropogenic activity contributes to technogenic soil pollution. It is recommended to conduct annual environmental monitoring for the purpose of early detection of pollution foci.

Keywords: New Moscow, heavy metals, soil pollution