

ISSN 2686-7397

Том 518, Номер 2

Октябрь 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 518, номер 2, 2024

ГЕОЛОГИЯ

- Новые данные о возрастах фундамента Центральной Камчатской депрессии и основания Ключевской группы вулканов
Е. А. Зеленин, Н. В. Горбач, С. А. Соколов, В. А. Лебедев 209
- Возраст щелочно-ультраосновных трубок взрыва чапинского комплекса (Енисейский кряж)
Ю. В. Данилова, И. С. Шарыгин, Е. А. Гладкочуб, Е. И. Николенко, Н. В. Брянский, С. Ю. Скузоватов, А. С. Гладков, А. В. Иванов, Д. А. Кошкарёв, Академик РАН Ф. А. Летников 215
- Возраст пород и особенности формирования вулканического поля дариганга (Юго-Восточная Монголия)
Академик РАН В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, В. М. Саватенков, Е. А. Кудряшова 222

СТРАТИГРАФИЯ

- Первые данные по изотопно-углеродной стратиграфии Ассельского и Сакмарского ярусов Нижней Перми Северного Верхоянья
В. И. Макошин, Р. В. Кутыгин, А. С. Бяков, Б. И. Гареев, А. Н. Килясов 231
- Sm–Nd-возраст святоносителей полуострова Святой нос (Восточное Прибайкалье)
В. И. Левицкий, В. П. Ковач, член-корреспондент РАН А. Б. Котов, Л. З. Резницкий, И. В. Левицкий, Н. Ю. Загорная 238
- Sr-хемостратиграфия Нижней Перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии): первые данные и значение для корреляции с Международной стратиграфической шкалой
А. С. Бяков, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов, В. Г. Ганелин, И. В. Брынько, В. А. Чеботарева, И. Л. Ведерников 244

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Пост-коллизийная W–Mo–Cu–Au-минерализация в Срединном Тянь-Шане: первые данные изотопного U–Pb-датирования циркона (метод LA-ICP-MS) из интрузивных пород кенсуйского плутона (Восточный Кыргызстан)
С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, академик РАН Н. С. Бортников 252

ГЕОХИМИЯ

- Изотопный состав гелия и отношение $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в пирите и магнетите эксплозивной карбонатитовой брекчии массива Салланлатва, Кольский регион
Е. Н. Козлов, Е. Н. Фомина, М. Ю. Сидоров, А. В. Гудков, В. В. Колобов 268

МИНЕРАЛОГИЯ

- Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd), $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, из галенит-флюоритового месторождения Кон-Дара (Юго-Западный Памир) – первая находка в Таджикистане
Н. Г. Любимцева, академик РАН Н. С. Бортников, В. М. Гекимянц, С. Е. Борисовский, П. Ю. Плечов 275
- Везувиан – новый U–Pb-минерал-геохронометр для оценки возраста рудных месторождений
М. В. Стифеева, Т. Л. Паниковровский, А. М. Ларин, Е. Б. Сальникова, член-корреспондент РАН А. Б. Котов, В. В. Бортников 293

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Первые находки ископаемой пыльцы предковых форм хвойных *Cathaya*, современного реликта и климатического индикатора, в палеогене и неогене Западной Сибири (Кулунда)

О. Б. Кузьмина, член-корреспондент РАН Б. Л. Никитенко

300

Чуариоморфы из чернокаменной свиты Верхнего Венда Среднего Урала (Пермский край)

А. В. Колесников, В. А. Панькова, В. Н. Паньков, В. Д. Десяткин, И. В. Латышева,

А. В. Шаццлло, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк

310

ГЕОФИЗИКА

О природе деформаций западного склона вулкана Шивелуч после извержения 11 апреля 2023 г., выявленных методами РСА-интерферометрии

М. С. Волкова, член-корреспондент РАН В. О. Михайлов, Н. В. Горбач

318

СЕЙСМОЛОГИЯ

Магнитный и ионосферный эффекты серии сильных землетрясений 02–03 апреля 2024 г. (Тайвань)

Академик РАН В. В. Адушкин, А. А. Спивак, С. А. Рябова, А. В. Тихонова

329

ОКЕАНОЛОГИЯ

Новые представления о содержании CO_2 в поверхностном слое вод Чёрного моря по данным прямых измерений

Член-корреспондент РАН С. К. Коновалов, Н. А. Орехова

335

Особенности распространения импульсных псевдослучайных сигналов из протяжённого шельфа в глубокое море при приёме на различных глубинах

Ю. Н. Моргунов, А. А. Голов

343

ГЕОГРАФИЯ

Изменчивость пыльцы хвойника даурского *Ephedra dahurica* Turcz как индикатор влажности современного климата Юго-Восточного Забайкалья

С. А. Решетова, Е. В. Безрукова, академик РАН М. И. Кузьмин

349

Растительность и климат на севере Минусинской котловины в позднем голоцене с декадным разрешением: запись из озера Ши́ра

Е. В. Безрукова, С. А. Решетова, Н. В. Кулагина, А. А. Щетников, И. А. Филинов, академик РАН М. И. Кузьмин

359

ГЕОБИОЛОГИЯ

Биохимическая оценка гумато-сапропелевого сырья Малого Симагинского озера

Академик РАН В. А. Румянцев, Я. В. Пухальский, С. И. Лоскутов, А. И. Шапошников, О. А. Румянцева, Ю. В. Косильников, А. И. Ковальчук, Л. А. Городнова, Г. В. Никитичева, А. С. Митюков

366

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Первая оценка загрязнения полициклическими ароматическими углеводородами почвенного покрова г. Улан-Удэ

Н. Е. Кошелева, Н. Б. Жаксылыков, Ю. А. Завгородняя, академик РАН Н. С. Касимов

377

CONTENTS

Vol. 518, no. 2, 2024

GEOLOGY

New Data on the Ages of the Basement of the Central Kamchatka Depression and the Pedestal of the Kvechovo Group of Volcanoes

E. A. Zelenin, N. V. Gorbach, S. A. Sokolov, V. A. Lebedev 209

Age of Alkaline Ultramafic Explosion Pipes of the Chapinsky Complex (Yenisei Ridge)

Yu. V. Danilova, I. S. Sharygin, I. A. Gladkochub, E. I. Nikolenko, N. V. Bryansky, S. Yu. Skuzovatov, A. S. Gladkov, A. V. Ivanov, D. A. Koshkarev, Academician of the RAS F. A. Letnikov 215

Age and Volcanic History of the Dariganga Volcanic Field (Se Mongolia)

V. V. Yarmolyuk, A. M. Kozlovsky, V. M. Savatenkov, E. A. Kudryashova 222

STRATIGRAPHY

The first Data on Isotope-Carbon Stratigraphy of the Asselian and Sakmarian of the Lower Permian of the Northern Verkhoyanie

V. I. Makoshin, R. V. Kutygin, A. S. Biakov, B. I. Gareev, A. N. Kilyasov 231

Sm-Nd Age of the Sviatonossites of the Sviatoi Nose Peninsula (Eastern Baikal Region)

V. I. Levitskiy, V. P. Kovach, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov, L. Z. Reznitsky, I. V. Levitskiy, N. Y. Zagornaya 238

Sr Chemostratigraphy of the Lower Permian of the Omolon Massif (Northeast Asia): First Data and Importance for Correlation with the International Stratigraphic Scale

A. S. Biakov, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov, V. G. Ganelin, I. V. Brynko, V. A. Chebotareva, I. L. Vedernikov 244

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Post-Collisional W-Mo-Cu-Au Mineralization in the Middle Tien Shan: First Data on Isotopic U-Pb Dating (LA-ICP-MS Method) of Zircon from Intrusive Rocks of the Kensu Pluton (Eastern Kyrgyzstan)

S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin, Academician of the RAS N. S. Bortnikov 252

GEOCHEMISTRY

Helium Isotope Composition and $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ Ratio in Pyrite and Magnetite of Explosive Carbonatite Breccias of the Sallan-Latva Massif, Kola Region

E. N. Kozlov, E. N. Fomina, M. Yu. Sidorov, A. V. Gudkov, V. V. Kolobov 268

MINERALOGY

Ag-Bearing Tetrahedrite-(Cd), $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, from Galenite-Fluorite Deposit Kon-Dara (South-Western Pamir) – First Discovery in Tajikistan

N. G. Lyubimtseva, Academician of the RAS N. S. Bortnikov, V. M. Gekimyants, S. E. Borisovsky, P. Yu. Plechov 275

Vesuvianite – a New Mineral for U-Pb Dating of Ore Deposites

M. V. Stifeeva, T. L. Panikorovskii, A. M. Larin, E. B. Salnikova, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov, V. V. Bortnikov 293

PALEONTOLOGY

First Finds of Fossil Pollen of Ancestral Forms of the Coniferous Cathaya, the Modern Relict and Climate Indicator in the Paleogene and Neogene of Western Siberia (Kulunda)

O. B. Kuzmina, Corresponding Member of the RAS B. L. Nikitenko 300

Churiomorphs from the Upper Vendian Chernyi Kamen Formation of the Central Urals (Perm Region)

A. V. Kolesnikov, V. A. Pan'kova, V. N. Pan'kov, V. D. Desiatkin, I. V. Latysheva, A. V. Shatsillo, Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk 310

GEOPHYSICS

On the Nature of Deformations of the Western Slope of Shiveluch Volcano after the Eruption of April 11, 2023, Identified by SAR Interferometry

M. S. Volkova, Corresponding Member of the RAS V. O. Mikhailov, N. V. Gorbach 318

SEISMOLOGY

Magnetic and Ionospheric Effects of a Series of Strong Earthquakes on April 02–03, 2024 (Taiwan)

Academician of the RAS V. V. Adushkin, A. A. Spivak, S. A. Riabova, A. V. Tikhonova 329

OCEANOLOGY

New Vision of CO₂ Content in the Surface Waters of the Black Sea according to Direct Measurements

Corresponding Member of the RAS S. K. Konovalov, N. A. Orekhova 335

Propagation Features of Pulse Pseudo-Random Signals from an Extended Shelf into the Deep Sea During Reception At Different Depths

Yu. N. Morgunov, A. A. Golov 343

GEOGRAPHY

First Results of Studying Pollen Variability of *Ephedra dahurica* Turcz in the Modern Climate of Transbaikalia

S. A. Reshetova, E. V. Bezrukova, Academician of the RAS M. I. Kuzmin 349

Vegetation and Climate in the North of the Minusinsk Basin in the Late Holocene with Decadal Resolution: Record from Lake Shira

E. V. Bezrukova, S. A. Reshetova, N. V. Kulagina, A. A. Shchetnikov, I. A. Filinov, Academician of the RAS M. I. Kuzmin 359

GEOBIOLOGY

Biochemical Assessment of Humate-Sapropel Raw Materials of the Small Simaginsky Lake

Academician of the RAS V. A. Rumyantsev, J. V. Puhalsky, S. I. Loskutov, A. I. Shaposhnikov, O. I. Rumyantseva, Yu. V. Kosulnikov, A. I. Kovalchuk, L. A. Gorodnova, G. V. Nikiticheva, A. S. Mityukov 366

GEOECOLOGY

First Assessment of Soil Cover Pollution with Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Ulan-Ude

N. E. Kosheleva, N. B. Zhaxylykov, Yu. A. Zavgorodnyaya, Academician of the RAS N. S. Kasimov 377

УДК 551.24

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТАХ ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ОСНОВАНИЯ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

© 2024 г. Е. А. Зеленин^{1,*}, Н. В. Горбач², С. А. Соколов¹, В. А. Лебедев³

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 13.05.2024 г.

Поступило 13.05.2024 г.

После доработки 23.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Уникальной особенностью полуострова Камчатка является структура растяжения, протягивающаяся на 400 км вдоль оси полуострова — Центральная Камчатская депрессия (ЦКД). Известны геодинамические модели, связывающие образование ЦКД с выдвиганием Восточной Камчатки в сторону Тихого океана вследствие отступления северного края зоны субдукции. Однако, вплоть до настоящего времени отсутствовали изотопно-геохронологические данные о времени заложения ЦКД, что не позволяло напрямую связать обособление ЦКД с этапами тектонической эволюции Камчатки и интенсивностью новейших деформаций. В статье представлены результаты изучения химического состава и К–Аг-датирования эффузивов, вскрытых глубинной скважиной Кл-1 в северной части ЦКД. В скважине на глубинах 50–475 м выявлены умеренно-калиевые базальты и высоко-калиевые трахиандеизабазальты, для которых получены К–Аг-оценки возраста в интервале 0.7–1.5 млн лет. Эти породы по составу близки к эффузивам, залегающим в основании Ключевской группы вулканов, для которых ранее были известны только существенно более молодые (до 0.3 млн лет) оценки возраста. Ниже в интервале 475–505 м вскрыта пачка песков и валунных конгломератов, несогласно перекрывающая толщу афировых и оливин-пироксен порфировых андеизабазальтов с прослоями шлаков и вулканических песков того же состава, которая прослеживается до глубины 905 м. Ниже до глубины 1513 м в скважине представлены сильно изменённые туфы основного и среднего состава, чередующиеся с андезитами и андеизабазальтами. Для наименее изменённого образца умеренно-калиевого андеизабазальта, вскрытого на глубине 1255 м, получена К–Аг-оценка возраста 3.5 ± 0.4 млн лет. Предполагается, что изменённые эффузивы, вскрытых скважиной на глубинах более 905 м, связаны с завершением аккреции Кроноцкой островной дуги и с формированием современной структуры полуострова Камчатка. Заложение ЦКД происходило после этого события в интервале 1.5–3.5 млн лет.

Ключевые слова: Камчатка, К–Аг-датирование, вулканизм, субдукция

DOI: 10.31857/S2686739724100017

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Камчатка расположен над северным краем Курило-Камчатской зоны субдукции. Уникальной особенностью полуострова

является структура растяжения, протягивающаяся на 400 км вдоль оси полуострова — Центральная Камчатская депрессия (ЦКД). Восточной границей ЦКД является Восточно-Камчатская зона разломов — непрерывная система активных сбросов [1], тогда как с запада границу ЦКД условно проводят в предгорьях Срединного хребта по границе распространения четвертичного заполнения депрессии (рис. 1). Таким образом, в структурном отношении ЦКД является полуграбеном (односторонним грабеном) с активным восточным бортом.

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: egorzelenin@mail.ru

Современный структурный облик полуострова Камчатка приобрёл в неогене в результате приращения с востока комплексов Кроноцкой дуги, ныне слагающих Восточные полуострова [2–4]. Приращение полуостровов завершилось к плиоцену, а наиболее молодой эпизод эксгумации террейна Восточных полуостровов датирован 3.3–5.1 млн лет [5]. На наиболее северном из Восточных полуостровов Камчатки, Камчатском полуострове, коллизионные деформации продолжаются вплоть до настоящего времени [6]. Современная конфигурация вулканических поясов полуострова также оформилась к плиоцену [3].

Формирование ЦКД связывают с выдвиганием Восточной Камчатки в сторону Тихого океана вследствие отступления северного края зоны субдукции [7], а обстановка растяжения, приведшая к формированию ЦКД, не могла сложиться до окончания аккреции Восточных полуостровов. Однако, вплоть до настоящего времени отсутствовали изотопно-геохронологические данные о времени заложения ЦКД, что не позволяло напрямую связать обособление ЦКД с этапами тектонической эволюции Камчатки и интенсивностью новейших деформаций. Исследования современных деформаций ЦКД были сосредоточены на активных разломах её восточного борта [1, 7]. Кроме того, неизвестной остаётся мощность рыхлого заполнения ЦКД. В настоящей работе представлены результаты изотопно-геохронологических исследований вулканитов из глубинной скважины Кл-1, позволяющие обосновать возраст заложения ЦКД и дополнить знания о глубине и составе ее фундамента.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ

Скважина Кл-1 глубиной 1513 м была пробурена в 2005–2007 гг. в северной части ЦКД у пос. Ключи в рамках поисковых работ на теплоэнергетические подземные воды. Фрагменты керна и первичные описания колонки были получены авторами статьи в хранилище Камчатского филиала Территориального фонда геологической информации Дальневосточного Федерального округа (Инв. № 7417).

Химический состав четырёх образцов, выбранных для датирования, был определён рентгено-флюоресцентным методом в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на спектрометре S4 Pioneer (“Bruker AXS”) по методике [8]. К–Аг-датирование образцов по основной массе породы было выполнено в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии

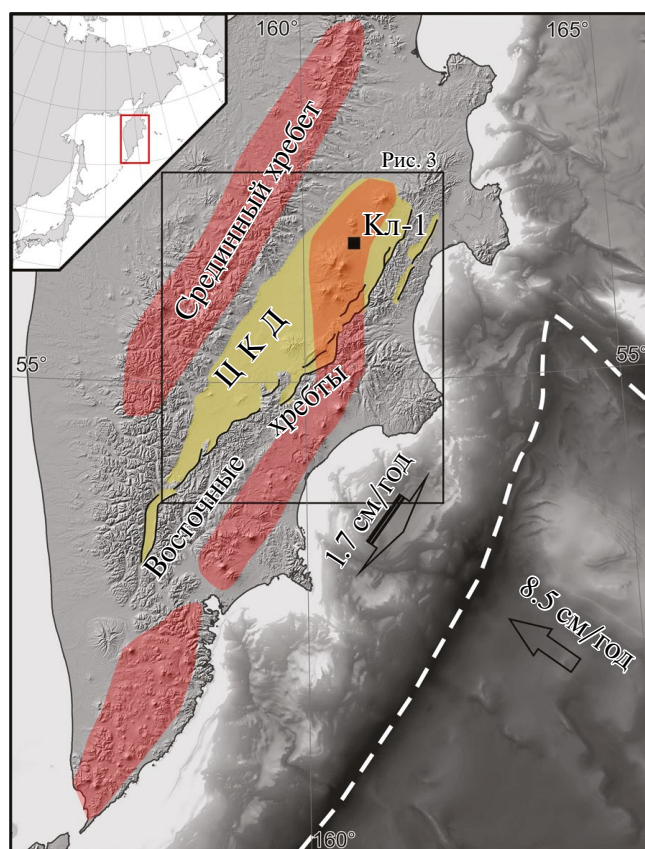


Рис. 1. Положение Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) на карте полуострова Камчатка. Жёлтой заливкой показано распространение четвертичных отложений внутри ЦКД и иных крупных грабенов [1], красной заливкой — положение вулканических поясов. Чёрными линиями показаны крупнейшие зоны сбросов. Квадратом показано положение скважины Кл-1.

и геохимии (ИГЕМ) РАН, Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа ^{38}Ar ; определение калия — методом пламенной спектрофотометрии. При расчёте возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\beta} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ (ат. \%)}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В разрезе скважины (рис. 2) выделено девять слоев. Слои I и II (50–475 м) представлены базальтами и андезибазальтами, которые чередуются с рыхлыми пирокластическими отложениями. Базальты и андезибазальты оливин-клинопироксеновые и мегаплагиофировые, мощность отдельных потоков изменяется от 7 до 26 м. Пирокластические прослои представлены шлаками

Таблица 1. Вещественный состав (мас. %) образцов из скважины Кл-1

	Кл-99	Кл-284	Кл-400	Кл-1255
Интервал глубин, м	98–99.6	248–289	400–405	1255.5–1257.6
SiO ₂	53.40	51.01	53.52	53.81
TiO ₂	1.34	0.95	1.27	0.82
Al ₂ O ₃	18.81	19.81	17.96	16.41
Fe ₂ O ₃	9.60	9.20	9.45	9.28
MnO	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	3.76	4.82	4.06	6.77
CaO	8.49	9.90	8.50	8.74
Na ₂ O	3.33	2.99	3.29	2.98
K ₂ O	1.58	1.11	1.92	0.96
P ₂ O ₅	0.36	0.25	0.42	0.19
ППП (%)	–0.27	–0.15	–0.08	0.12
Сумма	100.54	100.03	100.45	100.26

серо-коричневого цвета с песчано-пепловым заполнителем. По химическому составу проанализированные образцы лав с глубин 99, 284 и 400 м (табл. 1) соответствуют умеренно-калиевым базальтам и высоко-калиевым трахиандезитобазальтам, то есть сходны с породами, залегающими в основании Ключевской группы вулканов и в районе Хапиченского плато [9, 10]. Слой III (475–505 м) сложен пачкой песков и валунных конгломератов, которые с несогласием перекрывают подстилающие породы.

Слои IV–VI (505–905 м) представлены афировыми и оливин-пироксен порфировыми андезитобазальтами, чередующимися со шлаками того же состава и рыхлыми вулканическими песками, возможно, маркирующими эрозионные границы.

Между слоями VI и VII (рис. 2) на глубине 905 м в разрезе отмечается резкая литологическая граница. Выше 905 м лавы сохраняют

свежий облик, а прослои тефры и терригенных отложений не литифицированы. Ниже 905 м (слои VII–IX) до забоя скважиной вскрыты туфы основного и среднего состава, которые чередуются с андезитами и андезитобазальтами. Породы сильно трещиноваты и аргиллитизированы. В отдельных интервалах первичные минералы почти полностью замещены глинистым веществом. В интервале 905–1513 м для датирования был выбран в наименьшей степени измененный образец умеренно-калиевого андезитобазальта (таблица 1), залегающей на глубине 1255 м (слой VIII).

Было выполнено К–Аг-датирование четырёх образцов. Образцы из слоя II имеют возрасты 0.72 ± 0.05 , 1.54 ± 0.15 и 1.46 ± 0.08 млн лет, а для пород из слоя VIII получена оценка возраста 3.5 ± 0.4 млн лет (рис. 2, табл. 2).

На основании полученных данных можно предполагать, что плиоценовый возраст имеют

Таблица 2. Возрастные определения образцов из скважины Кл-1

№ авт.	Материал	Калий, % ± □	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± □	⁴⁰ Аг _{атм} , %	Возраст, млн лет ± 2□
Кл-99	основная масса	1.31±0.02	0.065±0.002	92.6	0.72±0.05
Кл-284	то же	0.609±0.010	0.065±0.003	94.6	1.54±0.15
Кл-400	>>	1.61±0.02	0.163±0.004	91.1	1.46±0.08
Кл-1255	>>	0.701±0.010	0.169±0.011	96.4	3.5±0.4

слои VII–IX, породы которых по составу и степени изменения аналогичны датированным андезибазальтам слоя VIII. Внутри ЦКД возрастные аналоги этих пород описаны в составе алевролитовой толщи, венчающей разрез фундамента ЦКД в параметрических скважинах Долиновская-1, -2 и Безводная-1, и отнесённой

к среднему миоцену–раннему плиоцену на основании микропалеонтологических данных [11]. В отличие от этих скважин, в скважине Кл-1 описаны эффузивы, что указывает на её положение в пределах вулканического пояса плиоценового возраста. Кровля плиоценовой толщи в скважине Кл-1 имеет глубину 905 м (соответствует абсолютной высоте 875 м ниже уровня моря), что существенно ниже кровли плиоцена в ранее изученных скважинах (рис. 3).

Полученные для пород слоя II оценки возраста около 0.7 и 1.5 млн лет (рис. 2), очевидно относятся как минимум к двум эпизодам вулканической активности. Столь древние вулканы ранее не были известны в Ключевской группе вулканов [12, 13], но эти новые даты удивительно близки к двум известным группам дат для древнейших эффузивов ЦКД около 0.7 и 1.3 млн лет [14, 15] (рис. 3). Однако, столь разрозненных данных недостаточно для выводов о региональных эпизодах активизации вулканизма. Проверка данной гипотезы требует дальнейшего накопления датировок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторами были изучены образцы вулканических горных пород, пройденных глубинной скважиной Кл-1 вблизи пос. Ключи. Эффузивы, вскрытые в интервале глубин 50–475 м имеют возраст 0.72 ± 0.05 , 1.54 ± 0.15 и 1.46 ± 0.08 млн лет и по составу отвечают умеренно-калиевым базальтам и высоко-калиевым трахиандезибазальтам, то есть сходны с породами, обнажающимися в основании Ключевской группы. Однако они существенно древнее всех ранее датированных эффузивов основания Ключевской группы (до 0.3 млн лет). Ниже глубины 905 м и до забоя скважиной вскрыты трещиноватые и аргилитизированные туфы основного и среднего состава, чередующиеся с андезитами и андезибазальтами. Для наименее изменённого образца умеренно-калиевого андезибазальта, вскрытого на глубине 1255 м, получена К–Аг-оценка возраста 3.5 ± 0.4 млн лет, соответствующая отвечающая времени завершения аккреции комплексов Кроноцкой дуги к Камчатке. Таким образом, время заложения ЦКД можно ограничить интервалом 1.5–3.5 млн лет.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт средств Российского научного фонда, проект № 21-77-10102.

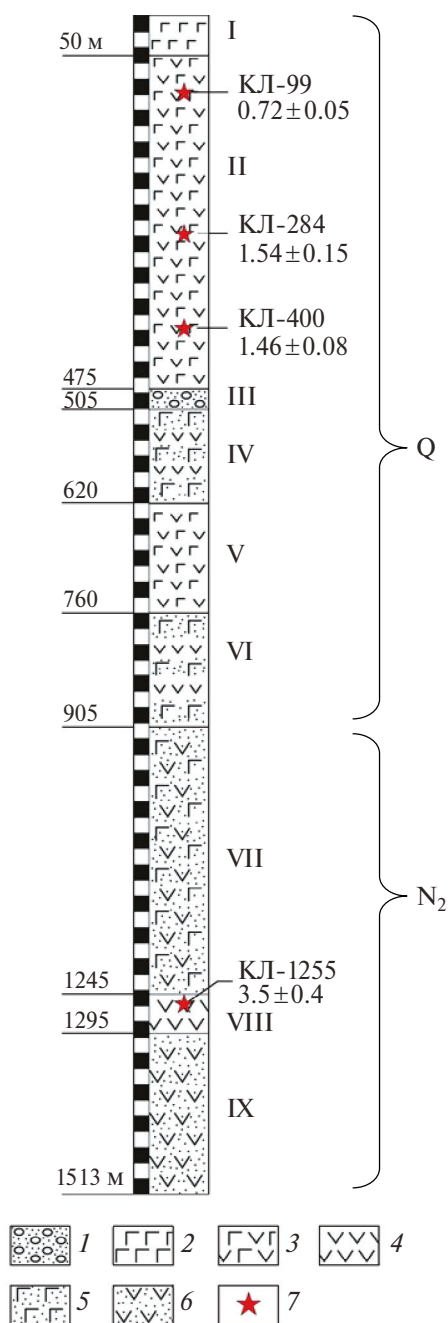


Рис. 2. Литологическая колонка скважины Кл-1. 1 — песчано-валунная толща, 2–4 — лавы (2 — базальты, 3 — андезибазальты, 4 — андезиты), 5–6 — туфы (5 — основного, 6 — среднего состава), 7 — точки отбора образцов на К–Аг-датирование (подписаны индексы образцов и возраст в млн лет).

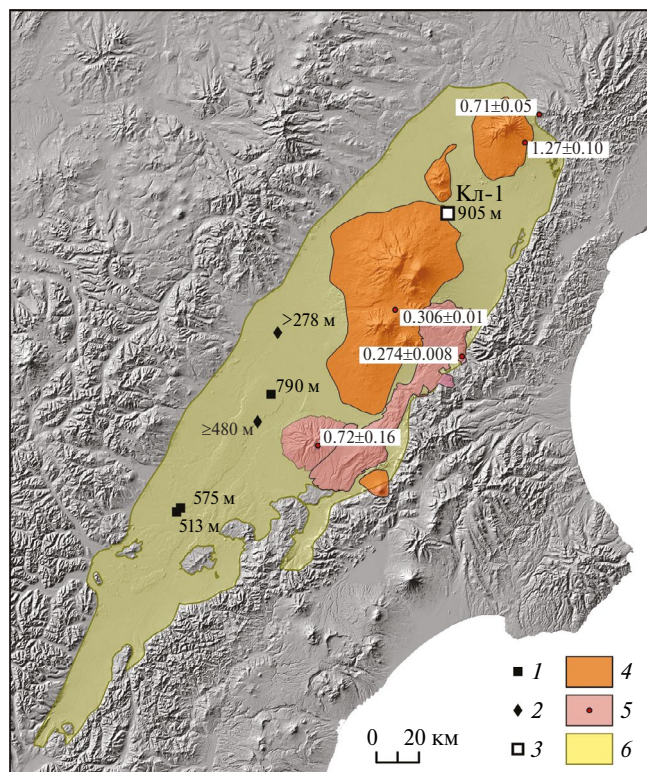


Рис. 3. Оценки мощности осадочного заполнения ЦКД (1 – по [11]), 2 – по [16], 3 – скважина Кл-1) и возраста вулканитов, выходящих на дневную поверхность (4 – верхний плейстоцен – голоцен [17], 5 – средний плейстоцен и древнее, включая точки определения абсолютного возраста в млн лет [12–15]; 6 – распространение четвертичных отложений внутри ЦКД.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kozhurin A., Acocella V., Kyle P. R., Lagmay F. M., Melekestsev I. V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: palaeoseismic, tectonic and hazard implications // *Tectonophysics*. 2006. V. 417 № 3. P. 285–304.
2. Константиновская Е. А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // *Геотектоника*. 1999. № 5. С. 15–34.
3. Авдейко Г. П., Палуева А. А., Хлебородова О. А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 3. С. 249–267.
4. Lander A. V., Shapiro M. N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. 2007. P. 57–64.
5. Цуканов Н. В., Дозорова К. А. Возраст и время аккумуляции осадочных комплексов Восточной Камчатки по данным трекового датирования апатита // *Вестник Камчатской региональной ассоциации “Учебно-научный центр”*. Серия: Науки о Земле. 2022. Вып. 53. № 1. С. 76–88.
6. Кожурин А. И., Пинегина Т. К., Пономарева В. В., Зеленин Е. А., Михайлюкова П. Г. Скорость коллизионных деформаций Камчатского полуострова (Камчатка) // *Геотектоника*. 2014. № 2. С. 42–60.
7. Kozhurin A. I., Zelenin E. A. An extending island arc: the case of Kamchatka // *Tectonophysics*. 2017. V. 706–707. P. 91–102.
8. Amosova A. A., Panteeva S. V., Chubarov V. M., Finkelstein A. L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // *Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy*. 2016. 122. 62–68.
9. Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 225 с.
10. Флеров Г. Б., Чурикова Т. Г., Ананьев В. В. Вулканический массив Плоских Сопок: геология, петрохимия, минералогия и петрогенезис пород (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 2017. № 4. С. 30–47.
11. Хасанов Ш. Г., Литвинов А. Ф., Марковский Б. А. и др. Объяснительная записка. – Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Хангарская. Лист N-57-IX (Мильково). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 143 с.
12. Churikova T. G., Gordeychik B. N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Haraguchi S., Miyazaki T., Vaglarov B. S. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 307. P. 156–181.
13. Calkins J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Khapitsa plateau and Studyonaya river basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia / Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis, and eruption in volcanic arcs. IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. August 21–27, 2004. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2004. 333 p.
14. Ермаков В. А., Баженова Г. Н. Первые результаты геохронологических U-Pb-исследований пород вулкана Николка в Центральной Камчатской депрессии // *ДАН*. 2018. Т. 480. № 2. С. 184–188.

15. Толстых М. Л., Бабанский А. Д., Смирнова М. Д., Певзнер М. М., Лебедев В. А., Ларионова Ю. О., Кущева Ю. В., Парфенов А. В. Вулканизм начальной фазы заложения северного сегмента субдукции тихоокеанской плиты (полуостров Камчатка, хребет Кумроч) // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 52–68.
16. Озорнина С. П. Диатомовые водоросли (*Bacillariophyta*) древнеозерных отложений Центральной Камчатской депрессии // Вестник Камчатского государственного технического университета. 2011. Вып. 17. С. 84–100.
17. Ponomareva V. V., Churikova T., Melekestsev I. V. et al. Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region. Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region // American Geophysical Union Geophysical Monograph. Series. 2007. 172. P. 165–198.

NEW DATA ON THE AGES OF THE BASEMENT OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION AND THE PEDESTAL OF THE KVECHOVO GROUP OF VOLCANOES

E. A. Zelenin^{a, #}, N. V. Gorbach^b, S. A. Sokolov^a, V. A. Lebedev^c

Presented by Academician K.E. Degtyarev May 13, 2024

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

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

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

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

A unique feature of the Kamchatka Peninsula is the Central Kamchatka Depression (CKD), stretching 400 km along the peninsula. Existing geodynamic models connect the formation of the CKD with the extension of the East Kamchatka toward the Pacific Ocean due to the slab rollback. However, no radiometric ages of the CKD formation have known yet, thus making it impossible to directly link the emergence of the CKD to the stages of Kamchatka tectonic evolution of and to the recent tectonic deformations. The paper presents the results of XRF analysis and K-Ar dating of lavas from the KI-1 borehole near the Klyuchi settlement. Samples from the depth interval of 50–475 m (ages 0.72 ± 0.05 , 1.54 ± 0.15 and 1.46 ± 0.08 Ma) correspond to medium-K basalts and high-K trachyandesibasalts, likely similar to the rocks exposed at the base of the Kliuchevskaia Group. Still, these studied rocks are much older than any other dated rocks of the Kliuchevskaia Group (dates does not exceed 0.3 Ma). Below the stratigraphic unconformity at a depth of 905 m, a single date of 3.5 ± 0.4 Ma was obtained, which coincide with the end of accretion of the Eastern Peninsulas, which caused the transverse compression across the peninsula. Thus, the time of CDD emergence likely falls within the range of 1.5–3.5 Ma.

Keywords: Kamchatka, K-Ar dating, volcanism, subduction

УДК 550.42+552.3

ВОЗРАСТ ЩЁЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ТРУБОК ВЗРЫВА ЧАПИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

© 2024 г. Ю. В. Данилова^{1,*}, И. С. Шарыгин¹, Е. А. Гладкочуб¹,
Е. И. Николенько², Н. В. Брянский^{1,5}, С. Ю. Скузоватов³, А. С. Гладков¹,
А. В. Иванов¹, Д. А. Кошкарёв⁴, Академик РАН Ф. А. Летников¹

Поступило 20.03.2024 г.

После доработки 25.05.2024 г.

Принято к публикации 31.05.2024 г.

Определён возраст формирования трубок взрыва чапинского комплекса в Чингасанском магматическом поясе на севере Енисейского кряжа. U–Pb-датирование мегакристов циркона из щёлочно-ультраосновных пород установило значения 657.7 ± 13.4 и 647.6 ± 9.7 млн лет для трубок Натальинская и № 3 соответственно. Внедрение щёлочно-ультраосновных трубок взрыва чапинского комплекса соответствует времени проявления ультраосновного щелочного магматизма по южному и юго-западному краю Сибирского кратона.

Ключевые слова: U–Pb-датирование, трубки взрыва, чапинский ультраосновной щелочной комплекс, Енисейский кряж, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S2686739724100024

На юго-западе Сибирского кратона (Енисейский кряж) выделяют несколько крупных магматических этапов развития рифтогенных структур и внутриплитного магматизма: мезопротерозойский (1.6–1.05 млрд лет), ранний (1.05–0.8 млрд лет) и поздний неопротерозойский (0.8–0.6 млрд лет) [1]. Только на позднем неопротерозойском этапе прослеживаются четыре эпохи плагиоориодацит-базальтового, риолит-базальтового, трахибазальт-трахитового и щёлочно-пикритового магматизма на рубежах 780, 750, 700, 670–650 млн лет [2]. На севере Енисейского кряжа, широко распространены проявления гранитоидного и щелочного магматизма, на рубеже 725–550 млн лет здесь происходило формирование субщелочных, щелочных пород и карбонатитов

захребетнинского, среднетатарского и пенчегинского комплексов [3, 4].

Проявления щёлочно-ультраосновных пород в северном сегменте Енисейского кряжа группируются в магматическом поясе северо-западного простирания, расположенном на границе Панинбинского антиклинория и Кордо-Лебяжинского синклинория в пределах Ишимбинской разломной зоны (Чингасанский пояс). В бассейне среднего течения рр. Чапы и Нойбы, при выполнении специализированных алмазописковых работ (1960 г.), установлены серии трубок взрыва, дайки, штоки и силлы щёлочно-ультраосновного состава, позднее объединённые в чапинский (УЩК) комплекс (рис. 1). Породы составляющие трубки взрыва были диагностированы как слюдяные кимберлиты [5], кроме того, выделены щелочные пикриты и их туфы, авгититы, лимбургиты, и их туфы, щелочные трахиты.

Единственное определение возраста пород чапинского УЩК с интервалом 670–668 млн лет получено по валовым пробам и биотиту даек щелочных пикритов K–Ar-методом [6]. В данном контексте требуют дополнительно рассмотрения вопросы времени проявления

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

²СП «АЛРОСА» (Зимбабве)(Приват) Лимитед, Хараре, Зимбабве

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

⁴АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Саха Якутия, Россия

⁵Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

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

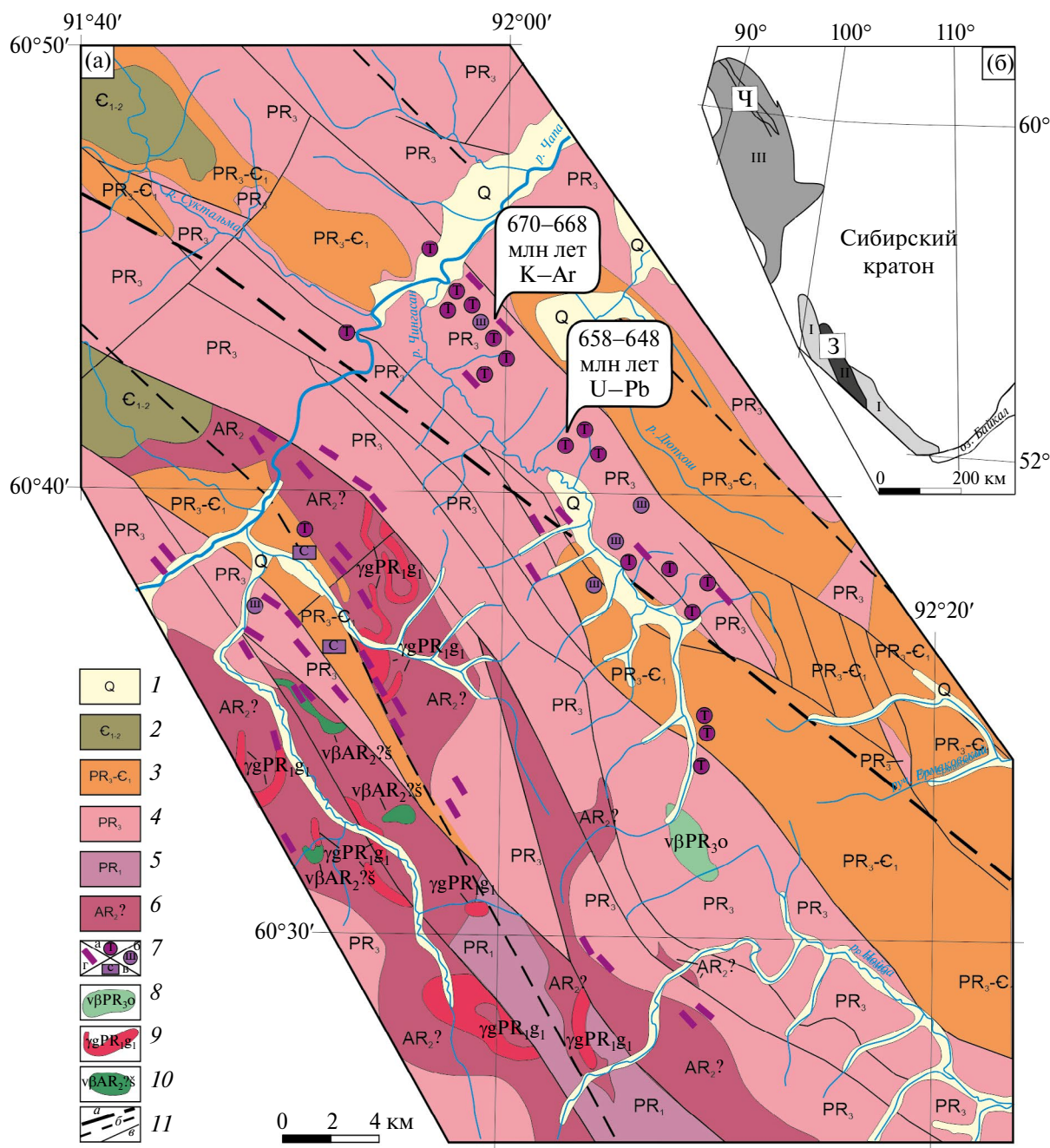


Рис. 1. Схема геологического строения чапинского ультраосновного щелочного комплекса в структуре Енисейского кряжа. (а): 1 – аллювиальные отложения; 2 – раннепалеозойские осадочные отложения; 3 – вулканогенно-осадочные отложения чапской серии; 4 – неопротерозойские терригенные и вулканогенно-терригенные комплексы; 5 – раннепротерозойские метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения; 6 – архейские нерасчленённые метаморфические комплексы. 7–10 магматические образования: 7 – чапинский УЩК: трубки взрыва (а), штоки (б), силлы (в), дайки (г) (вне масштаба); 8 – орловский субвулканический комплекс базальт-андезит-риолитового состава; 9 – гаревский ультраметаморфический комплекс гранит-гранитоидов; 10 – шумихинский метапирит-базальтовый субвулканический комплекс. 11 – разломы: Ишимбинский глубинный разлом (а), второстепенные разломы (б), тектонические нарушения (в). На врезке (б) краевые структуры южной и юго-западной окраин УЩК (3); III – Енисейский кряж, включающий чапинский УЩК (Ч).

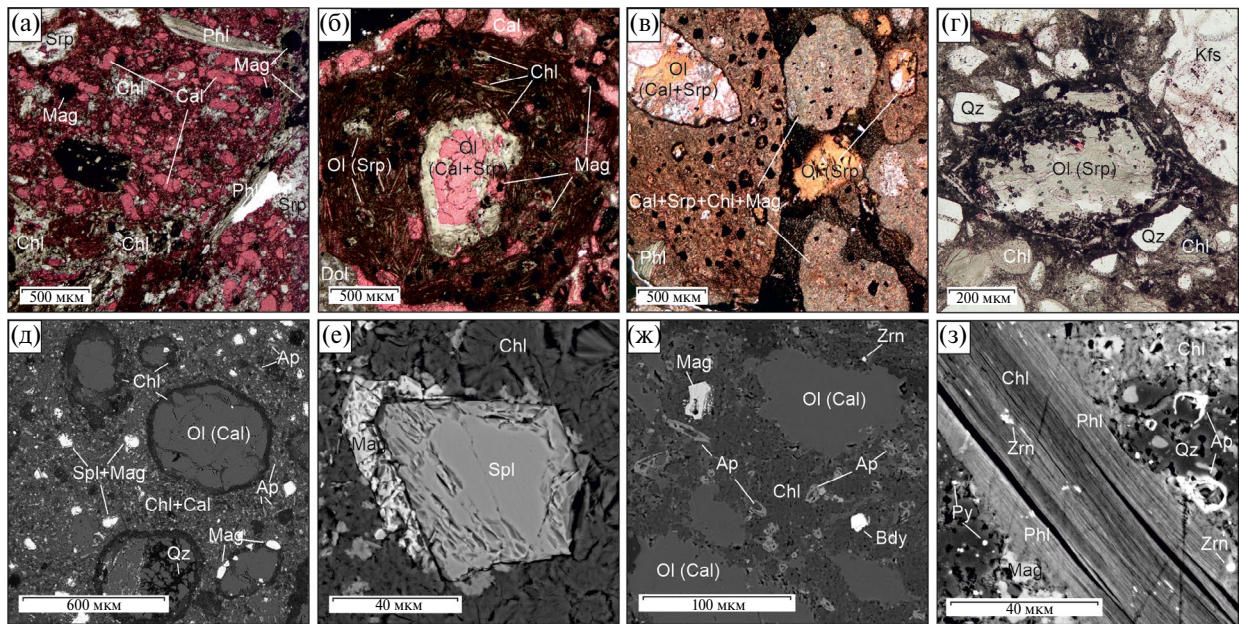


Рис. 2. Взаимоотношения минералов в породах трубок Натальинская, № 3, Глубокая. Фотографии шлифов (а–г), изображения в обратно рассеянных электронах (д–з). Символы минералов: Ap — апатит, Bdy — бадделеит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Dol — доломит, Mag — магнетит, Ol — оливин, Phl — флогопит, Py — пирит, Qz — кварц, Spl — шпинель, Srp — серпентин, Zrn — циркон.

щёлочно-ультраосновного магматизма на севере Енисейского края и сходстве мантийного расплава, способствующего формированию чапинского УЩК с монокхронными щёлочно-ультраосновными магмами, эволюционировавшими в краевых структурах Сибирского кратона.

Изучен материал керна и элювий трубок взрыва Натальинская, № 3 и Глубокая, в среднем течении реки Чингасана. Породы трубки Натальинская и трубки № 3 имеют порфировую и обломочную структуры (рис. 2 а–г), доля вкрапленников магматических минералов варьируется в пределах 10–40 об. %. Вкрапленники оливина, флогопита, шпинелидов и / или мажмакласты ультраосновного состава, в свою очередь состоящие из вкрапленников и цемента, погружены в мелкокристаллический серпентин-карбонатный матрикс. Различные по величине мажмакласты часто характеризуются округлыми формами и флюидальным расположением микролитовой массы, огибающей макрокристаллы оливина, полностью замещённого серпентином и кальцитом. В составе трубок присутствуют ксенолиты и обломки минералов вмещающих осадочных пород, которые иногда преобладают над магматическими. Коровые ксенолиты представлены мусковит-углистыми сланцами, песчаниками, аргиллитами, доломитом, кварцем, полевым шпатом.

Образцы из трубки Глубокая в изобилии содержат коровый обломочный материал, остроугольные или оплавленные обломки кварца и полевого шпата составляют 50% и более объёма породы, а их размеры варьируют от 0.1 мм до 2.5 см. Мажмакласты представлены вкрапленниками мантийных минералов: оливина, шпинелидов, слюд и мелкокристаллическим стекловатым цементом с обильной вкрапленностью рудных минералов. Породы интенсивно выветрены и пропитаны гидроокислами.

Минералы (рис. 2 д–з) изученных трубок имеют высокую степень позднемагматических и гидротермальных изменений. Оливин и менее распространённый пироксен полностью замещены кальцитом, серпентином, хлоритом, магнетитом. Флогопит присутствует во вкрапленниках и в основной микролитовой массе. В магматическом цементе флогопит почти полностью замещён хлоритом и магнетитом. Апатит в большинстве образцов представляет собой реликты, состоящие из фторапатита и кальцита (рис. 2 ж). Карбонат присутствует во вкрапленниках и в основной мелкозернистой массе, кроме того, обособляется в прожилках мощностью 2–5 см. Вклад карбоната может составлять 50 и более % от объёма породы. Во всех трубках содержится переменное количество шпинелидов, рутила, сульфидов (пирит, галенит,

смизит). Шпинелиды часто представлены титано-магнетитом с центром, выполненным магнезиохромитом, реже, хромистой шпинелью. Редко присутствуют ильменит, пикроильменит, титанит. Прочие минералы представлены баритом, гётитом, монацитом-(Ce). В образцах из трубок взрыва обнаружены циркон и бадделеит.

Трубки взрыва Натальинская и № 3 содержат мегакристы циркона. Мелкие включения циркона субмикронного размера фиксировались и во вкрапленниках флогопита и в серпентин-карбонатном цементе при исследовании химического состава минералов на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP с энергодисперсионным анализатором INCAEnergy 350 в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ). Внутреннее строение мегакристов циркона исследовано методом катодолюминесценции с использованием электронного сканирующего микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН (Иркутск). Морфологические характеристики и внутреннее строение исследованных мегакристов соответствуют мантийному циркону, типичному для кимберлитов и иных щелочных магм [7].

U–Pb-геохронологические исследования циркона 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 объёма HeEx II. Диаметр “пучка” лазера составлял 35 мкм, энергия лазера – 3.51 Дж/см² при частоте 10 Гц. Абляция осуществлялась в потоке гелия (0.5 л/мин несущий газ, 0.2 л/мин через второй объём ячейки), который смешивался на выходе из ячейки в кварцевой трубке Т-образной формы оригинальной конструкции с аргоном (1.03 л/мин), после чего смесь газов поступала в плазменную горелку масс-спектрометра. Каждый анализ начинался измерением холостого сигнала в течение 20 с, затем выполнялась абляция в течение 40 с. Цикл измерения состоял из 20 с – фон, 40 с – накопление сигнала, 60 с – продувка перед следующим циклом. Во время сессии через каждые 10 измерений образца анализировались аттестованные стандарты циркона: Harvard 91500 [8], Plesovice [9] и R33 [10]. Аналитические сигналы редуцированы при помощи программы Iolite 4.0 [11] с использованием циркона Harvard 91500 в качестве первичного стандарта. Цирконы Plesovice и R33

анализировались как неизвестные образцы с целью контроля качества производимых измерений; для каждого из них были получены конкордантные оценки возраста, согласующиеся с результатами датирования методом ID-TIMS. Для оценки возраста трубок были использованы только значения, которые пересекаются с конкордией в пределах погрешности 2σ [12].

Из тяжёлой фракции трубок Натальинская и № 3 выделено 190 зёрен циркона размером >0.5 мм (самое крупное – 3.5 мм). По-видимому, эти зёрна являются фрагментами более крупных кристаллов (рис. 3 а, б; табл. 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи и на сайте редакции). В трубке Глубокая минералы пригодные для датирования отобрать не удалось. Изотопы U и Pb определены в 70 зёрнах циркона. Фильтр 2σ прошло 34 анализа – 21 для трубки Натальинская и 13 для трубки № 3. Средневзвешенные оценки возраста составили 657.7 ± 2.3 и 647.6 ± 1.8 млн лет для трубок Натальинская и № 3 соответственно (рис. 3 г, д; табл. 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи и на сайте редакции). Погрешности в определении возраста оценены статистически, предполагая, что погрешность уменьшается как квадратный корень из числа определений. Возраст конкордии рассчитан в программе IsoplotR [13]. Такая оценка погрешности допустима, если все точки находятся на конкордии, а разброс измерений связан исключительно с аналитическими проблемами. Учитывая достаточно большую погрешность индивидуальных измерений, последнее допущение о конкордантности невозможно проверить. По этой причине, погрешности при определении возраста трубок Натальинская и № 3 более консервативно можно оценить из средних значений индивидуальных погрешностей измерений возраста, определяемого по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -отношениям, а именно как 657.7 ± 13.4 и 647.6 ± 9.7 млн лет.

Новые данные о возрасте трубок взрыва в среднем течении р. Чингасана координируются с результатами, полученными по дайкам щелочных пикритов в нижнем течении р. Чингасана [6]. В крупной тектонической структуре контролируемой Татарско-Ишимбинской системой глубинных разломов многократно проявился щелочно-ультраосновной магматизм, в ходе которого порции расплава поступали по трещинным каналам и формировали трубки взрыва и дайково-жильные серии. Изотопный возраст даек щелочных пикритов, определённый K–Ar-методом

составляет: по биотиту — 670 ± 17 млн лет, по валовым пробам — 668 ± 24 млн лет [6]. Вероятно, в чапинском УЩК образование даек ультрабазитов предшествовало внедрению кимберлитоподобных магм и формированию эруптивных брекчий в интервале 658–648 млн лет и означает, что щелочно-ультраосновной магматизм северной части Енисейского кряжа продлился от 10 до 30 млн лет и временами проявлял эксплозивный характер. Следует учитывать, что возраст полученный К–Аг-методом по дайкам щелочных пикритов содержит величину погрешности измерения в интервале 17–24 млн лет. Таким образом формирование трубок взрыва и дайковых серий происходило синхронно.

Возраст формирования чапинского комплекса хорошо согласуется с возрастом других проявлений щелочно-ультраосновного и карбонатитового магматизма на юге Сибирского кратона. Наиболее близким по возрасту является Белозиминский карбонатитовый массив, генетически связанный с ультраосновными щелочными сериями даек и трубкой Южной в Урикско-Ийском грабене. Возраст зиминского комплекса, по разным оценкам составляет от 646 до 621 млн лет [14–17]. Развитие щелочно-ультраосновного магматизма на данных территориях в период 725–630 млн лет связывается с распадом лавразийской части суперконтинента Родиния [18].

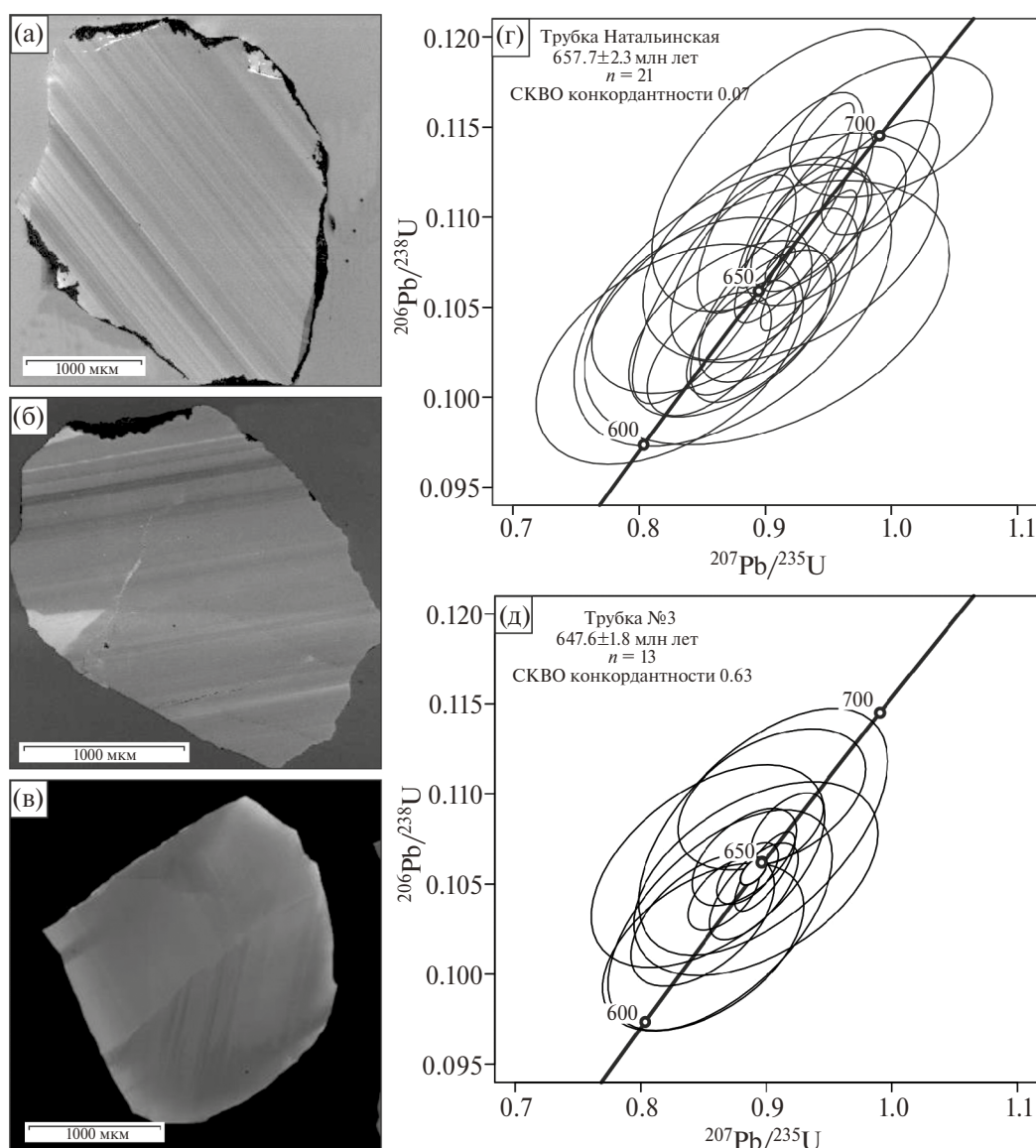


Рис. 3. U–Pb-возраст мегакристов циркона из трубок взрыва чапинского УЩК поля. Катодолуминесцентные изображения: а – трубка Натальинская; б – трубка № 3; в – кимберлит [13], г и д – диаграммы с конкордией для мегакристов циркона.

Ультраосновной щелочной магматизм в неопротерозое затрагивал краевые части, разделившихся суперконтинентов. На рубеже 670–550 млн лет вдоль северной и восточной окраин Лаврентийского кратона также формировались магматические комплексы кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов по многим параметрам сопоставимые с щелочно-ультраосновными комплексами Сибирского кратона [19].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

U–Pb-измерения проводились в ИЗК СО РАН (Иркутск) с использованием оборудования ЦКП “Геодинамика и геохронология”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Метелкин Д. В., Верниковский В. А., Казанский А. Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 1. С. 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.004>
2. Ножкин А. Д., Туркина О. М., Баянова Т. Б., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Постников А. А., Травин А. В., Эрнст Р. Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского края как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.007>
3. Vernikovskaya A. E., Datsenko V. M., Vernikovskiy V. A., Matushkin N. Yu., Laevsky Yu. M., Romanova I. V., Travin A. V., Voronin K. V., Lepekhiina E. N. Magmatism evolution and carbonatite-granite association in the neoproterozoic active continental margin of the Siberian craton: Thermochronological reconstructions // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 448. № 2. P. 161–167. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13020177>
4. Vrublevskii, V. V., Reverdatto, V. V., Izokh A. E., Gertner I. F., Yudin D. S., Tishin, P. A. Neoproterozoic carbonatite magmatism of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Ar/Ar geochronology of the Penchenga rock complex // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 437. № 2. P. 443–448. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11040088>
5. Карпинский Р. Б. О находке жильных кимберлитов в Енисейском крае / Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1962. С. 235–237.
6. Динер А. Э., Качевская Г. И., Качевский Л. К. Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский край). Красноярск: Красгео, 2000. 78 с.
7. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Liu C., Skuzovatov S. Yu., Wu F. Mantle sources of kimberlites through time: A U–Pb and Lu–Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // Chemical Geology, 2018. V. 479. P. 228–240. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.013>
8. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, Trace Element and REE Analyses // Geostandards and Geoanalytical Research. 1995. V. 19. № 1. P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
9. Slama J., Kosler 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. Plesovice Zircon – A New Natural Reference Material for U–Pb and Hf Isotopic Microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
10. 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. 205. V. 1–2. P. 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>
11. Paton Ch., Hellstrom J. C., Paul P., Woodhead J. D., Hergt J. M. Iolite: Freeware for the Visualisation and Processing of Mass Spectrometric Data // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. V. 26. P. 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
12. 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. Art. № 120437. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437>
13. Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
14. Doroshkevich A. G., Veksler I. V., Izbrodin I. A., Ripp G. S., Khromova E. A., Posokhov V. F., Travin A. V., Vladykin N. V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal Asian Earth Sciences. 2016. V. 26. P. 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011>
15. Savelyeva V. B., Danilova Yu. V., Academician of the Russian Academy of Sciences Letnikov F. A., Demon-

- terova E. I., Yudin D. S., Bazarova E. P., Danilov B. S., Sharygin I. S.* Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton) // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 505. № 1. P. 452–458. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22070169>
16. *Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N. S., Downes H.* Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible Origin and Relations with Ore Deposits // *Minerals*. 2020. V. 10. 404. <https://doi.org/10.3390/min10050404>
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. https://elibrary.ru/download/elibrary_9155252_77974831.pdf
18. *Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V.* Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. P. 120–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.002>
19. *Tappe S., Foley S. F., Stracke A., Romer R. L., Kjarsgaard B. A., Heaman L. M., Joyce N.* Craton reactivation on the Labrador Sea margins: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and Sr-Nd-Hf-Pb isotope constraints from alkaline and carbonatite intrusives // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. 256. P. 433–454. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.036>

AGE OF ALKALINE ULTRAMAFIC EXPLOSION PIPES OF THE CHAPINSKY COMPLEX (YENISEI RIDGE)

Yu. V. Danilova^{a, #}, I. S. Sharygin^a, I. A. Gladkochub^a, E. I. Nikolenko^b, N. V. Bryansky^{a, e}, S. Yu. Skuzovator^c, A. S. Gladkov^a, A. V. Ivanov^a, D. A. Koshkarev^d, Academician of the RAS F. A. Letnikov^a

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

^b*ALROSA (ZIMBABWE)(PRIVATE) LIMITED, Harare, Zimbabwe*

^c*Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^d*ALROSA, Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), Russian Federation*

^e*Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation*

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

The age of formation of explosion pipes of the Chapinsky complex in the Chingasan magmatic belt in the north of the Yenisei Ridge was determined. U-Pb dating of zircon megacrysts from alkaline-ultramafic rocks established values of 657.7 ± 13.4 and 647.6 ± 9.7 Ma for the Natalyinskaya and № 3 pipes, respectively. The intrusion of alkaline-ultramafic explosion pipes of the Chapinsky complex corresponds to the time of manifestation of ultramafic alkaline magmatism along the southern and southwestern margin of the Siberian craton.

Keywords: U-Pb dating, explosion pipes, Chapinsky ultramafic alkaline complex, Yenisei Ridge, Siberian Craton

УДК 551.21

ВОЗРАСТ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ДАРИГАНГА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 2024 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк¹, А. М. Козловский^{1,*},
В. М. Саватенков², Е. А. Кудряшова¹

Поступило 29.05.2024 г.

После доработки 18.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

Представлены результаты систематических геохронологических (К–Аг) исследований пород вулканического поля Дариганга (ВПД), сложенного позднекайнозойскими лавами основного состава. Выделено четыре этапа в истории его формирования: средне–позднемиоценовый (>10 млн лет), позднемиоцен–раннеплиоценовый (7.8–3.5 млн лет), позднеплиоценовый (2.8–2.6 млн лет), плейстоценовый (<1.7 млн лет), продукты которых закономерно распределились по площади вулканического поля. Основной объём излияний был связан с позднемиоцен–раннеплиоценовым и плейстоценовым этапами. В течение позднемиоцен–раннеплиоценового этапа была сформирована северо-западная часть лавового поля, обладающая морфологией лавового плато. Излияния были связаны с локальной структурной депрессией, которая возникла в условиях растяжения, сопровождавшего вулканизм. В ходе плейстоценовой вспышки вулканизма была сформирована юго-восточная часть ВПД. Вулканизм протекал на фоне формирования хр. Хухот-Эйн-Нуру в поднятии Нукут-Дабан, что определило морфологические особенности возникшего вулканического чехла. Его характерной чертой стали крупные многоцентровые щитовые вулканы, связанные с осевой зоной хребта, а также протяжённые долинные потоки, распространившиеся на оба его склона. Проведено сопоставление особенностей формирования ВПД и других вулканических областей позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии. Показана согласованность их развития, указывающая на то, что образование ВПД регулировалось теми же геодинамическими механизмами, что и образование других вулканических областей провинции, а именно активностью небольшого мантийного плюма.

Ключевые слова: кайнозойский вулканизм, Центральная и Восточная Азия, К–Аг-возраст, внутриплитный магматизм

DOI: 10.31857/S2686739724100033

Вулканическое поле Дариганга (ВПД) является крупнейшим среди проявлений позднекайнозойского вулканизма Монголии [1, 2]. Его площадь превышает 10 000 км². Оно расположено в юго-восточной части страны, занимая северный склон хр. Хухот-Эйн-Нуру, входящего в систему поднятия Нукут-Дабан, и межвпадинную перемычку между Онгонской и Тамцагской

мел–палеогеновыми впадинами (рис. 1). ВПД сложено лавами толеитовых и щелочных базальтов [2, 5, 15] (далее по тексту трахибазальты) и является северной оконечностью цепи вулканических полей, которая прослеживается в Ю–ЮВ-направлении более чем на 300 км вплоть до северной границы Северо-Китайского кратона. Структурная позиция ВПД определяется областью пересечения скрытого линейamenta, контролирующего эти вулканические поля, с крупным Дзунбаинским разломом, который ограничивает среднепалеозойские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса от системы докембрийских блоков Южно-Гобийского

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

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия
*E-mail: amk@igem.ru

супертеррейна. При этом возрастная позиция вулканизма в пределах ВПД является слабо охарактеризованной, что не позволяет уверенно коррелировать позднекайнозойские вулканические события на востоке Азии и устанавливать их причины.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На рис. 1 приведена схема строения вулканического поля, составленная на основе цифровой карты рельефа. Районирование вулканического поля выполнено с учётом особенностей рельефа и возраста пород. ВПД характеризуется слабоволнистой поверхностью, которая увенчана многочисленными (более 200 по [1]) шлаковыми и шлако-лавовыми конусами. Несмотря на то, что в литературе вулканическое поле обычно

упоминается как вулканическое плато, перепад высот в его пределах составляет до 900 м. Наиболее высокие уровни лавовой поверхности отмечаются в приосевой части хр. Хухот-Эйн-Нуру (в среднем 1500 м и до 1777 м на вулкане Шилийн-Богд-Ула), тогда как самые низкие (<900 м) в западной части Тамцагской впадины (рис. 1).

В пределах ВПД платообразный облик имеет только его северо-западная часть, выделяющаяся также глубокими врезами, вскрывающими лавовые потоки до их основания. В отличие от неё юго-восточная часть вулканического поля характеризуется наклонной поверхностью. Здесь лавовый чехол полого поднимается по склону хр. Хухот-Эйн-Нуру и охватывает его осевую зону. Последняя венчается щитовым вулканическим центром Шилийн-Богд-Ула, что в целом придаёт

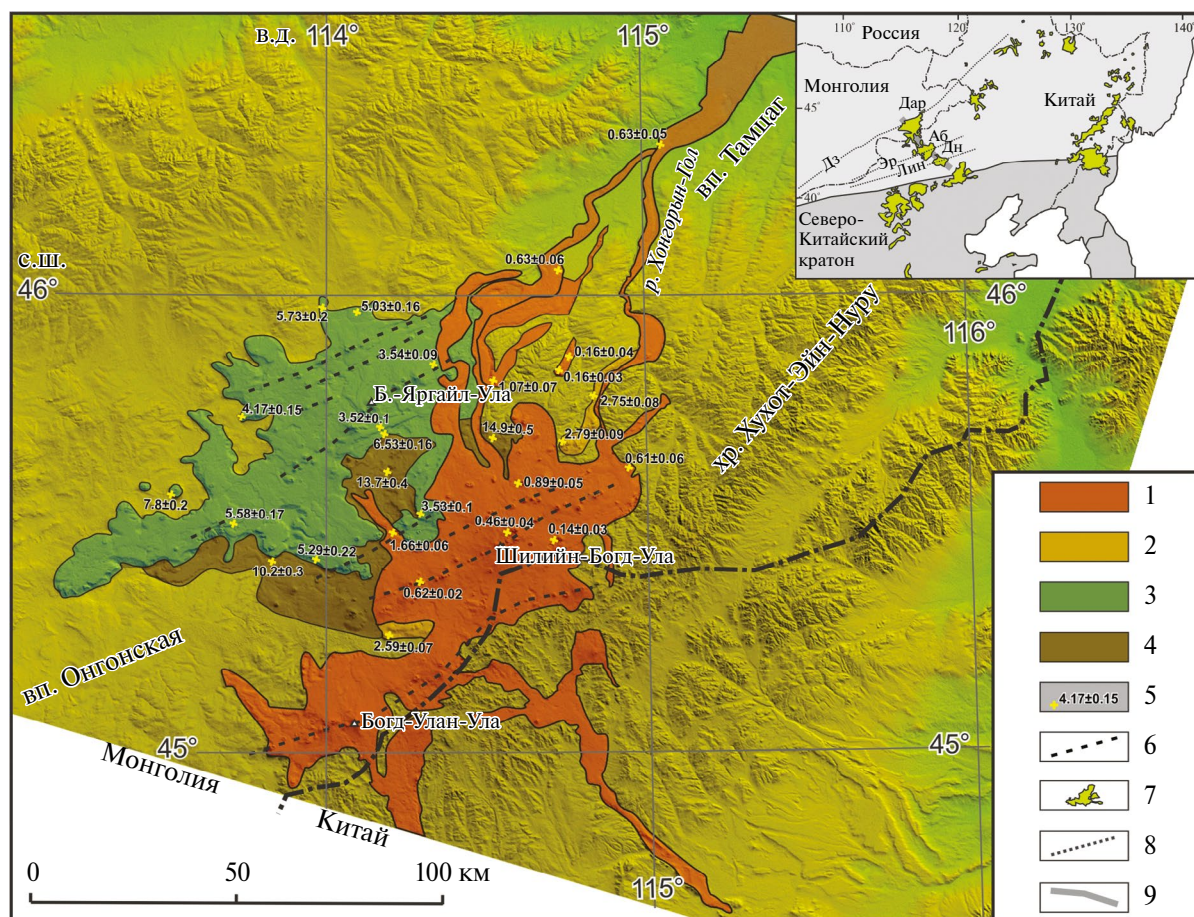


Рис. 1. Схема строения вулканического поля Дариганга на карте радарной топографической съемки (SRTM). 1–4 вулканические комплексы: 1 — плейстоценовый, 2 — позднеплиоценовый, 3 — позднемиоцен–раннеплиоценовый, 4 — средне–позднемиоценовый; 5 — места отбора геохронологических проб и результаты датирования; 6 — линии простирания вулканических гряд (вулканических каналов). На врезке показаны позднекайнозойские вулканические поля Центральной и Восточной Азии: 7 — вулканические поля: Дар — Дариганга, Аб — Abaga, Дн — Dalinuoer; 8 — разломы по [17]: Дз — Дзунбаинский, Эр — Erenhot, Лин — Linxi; 9 — зона глубинного разлома, контролирующая систему вулканических полей Дариганга — Abaga — Dalinuoer.

этой части лавового поля облик крупной щитовой вулканической постройки. Другой особенностью лавового чехла здесь является слабая расчленённость и отсутствие выраженных водотоков. Для поверхности лавового поля характерен ступенчатый профиль, который формируется за счёт фронтальных уступов, фиксирующих окончания лавовых потоков. Такие уступы отмечаются во многих участках вулканического поля, указывая на многоцентровый характер излияний.

Из-за слабой расчленённости вулканического поля его строение в целом расшифровывается с трудом. Лишь в северо-западной части ВПД вулканический чехол вскрывается на полную мощность. В таких участках видно, что разрез вулканического комплекса может превышать 100 м, кроме того, видно, что его строение определяют серии потоков лав небольшой (5–10 м) мощности. Местами между лавовыми пакетами отмечаются горизонты (до 5–7 м) терригенных сероцветных пород.

Приведённые морфоструктурные характеристики вулканического поля, а также особенности строения вскрытых частей его разреза свидетельствуют о достаточно длительной и многоэтапной

истории вулканизма, на что обращали внимание [2, 5]. Однако, о возрасте лав Дариганского поля известно немного. Геологические соотношения свидетельствуют, что лавовое поле было сформировано на поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста. Этим определяется время начала вулканической деятельности не ранее миоцена [4]. Имеющиеся геохронологические оценки [3] указывают на вулканическую активность в пределах ВПД, начиная с середины миоцена и до плейстоцена. Но эти данные немногочисленны и выборочно характеризуют породы трёх вулканических построек. Они недостаточно представительны, чтобы судить о том, как происходило формирование всего вулканического поля.

С целью изучения закономерностей проявления вулканизма при формировании ВПД нами выполнены геохронологические исследования вулканических пород из разных его участков. Полученные данные стали основой для районирования территории ВПД по времени формирования, а также позволили сделать заключение об особенностях тектонического режима, на фоне которого протекала вулканическая активность.

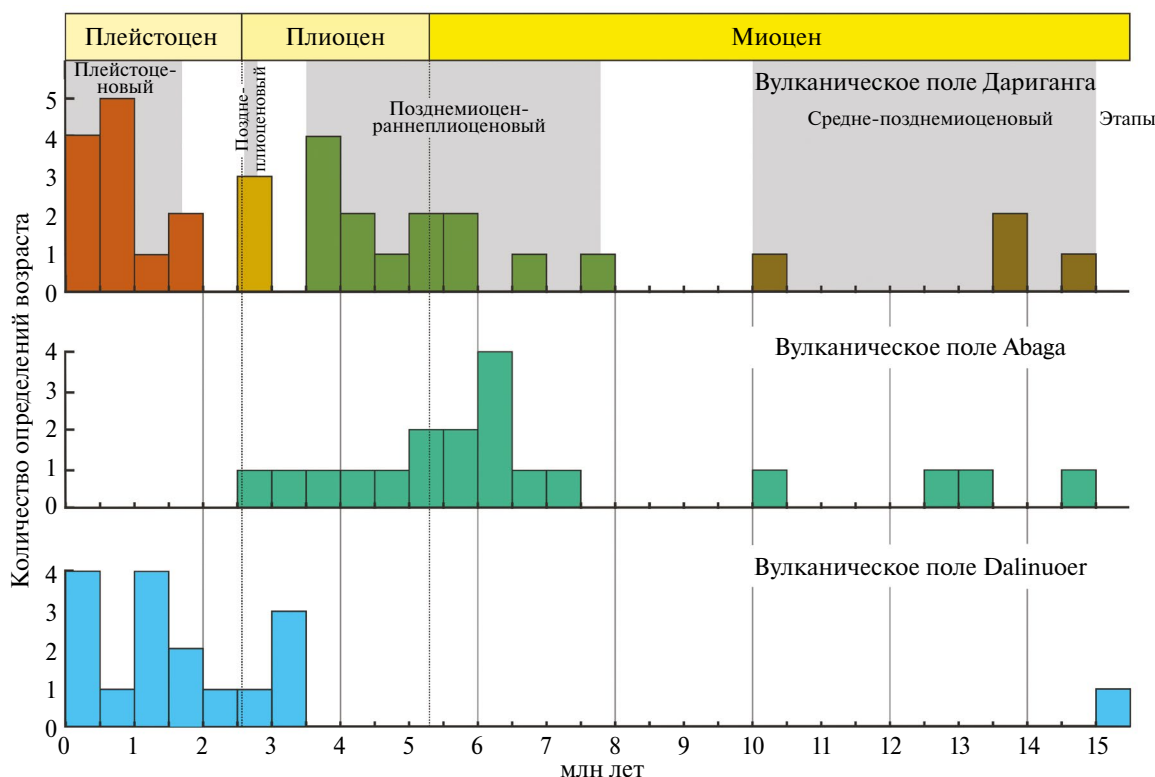


Рис. 2. Гистограммы распределения установленных возрастов пород вулканических полей Дариганга, Abaga и Dalinuoer. Данные для вулканического поля Дариганга — табл. 1 (цвет соответствует цвету на схеме рис. 1), для вулканических полей Abaga и Dalinuoer [12].

Таблица 1. Результаты К-Аг геохронологических исследований лав вулканического поля Дариганга

№ пробы	Порода	Место отбора проб	° с.ш.	° в.д.	Калий, % ± σ	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}}$, нг/г ± σ	Возраст, млн лет ± 2σ
<i>Плейстоценовый этап</i>							
ВГ-6/29	М	влк. Сэнджитийн-Ундэр	45.4501	114.7171	1.18±0.02	0.0129±0.0018	0.14±0.03
ВГ-6/31	Тф	влк. Дзатол-Хан-Ула	45.8574	114.7724	1.55±0.02	0.0167±0.0020	0.155±0.035
ВГ-6/47	Г	влк. Дзатол-Хан-Ула	45.8228	114.7224	1.49±0.02	0.0161±0.0015	0.155±0.030
ВГ-6/26	Г	влк. Шилийн-Богд-Ула	45.4684	114.5696	1.26±0.02	0.0402±0.0019	0.46±0.04
ВГ-6/63	Г		45.6086	114.9567	1.10±0.02	0.0464±0.0023	0.61±0.06
ВГ-6/51	Тф	влк. Ундэр-Хурэт	45.3604	114.2939	1.47±0.02	0.0632±0.0007	0.62±0.02
ВГ-6/17	Б		46.3274	115.0598	1.16±0.02	0.0503±0.0019	0.63±0.05
ВГ-6/67	КТБ		46.0486	114.7414	1.45±0.02	0.0629±0.0028	0.63±0.06
ВГ-6/59	Г	влк. Шар-Ундэр	45.5770	114.6062	1.39±0.02	0.0856±0.0021	0.89±0.05
ВГ-6/72	Г		45.7908	114.5361	1.15±0.02	0.0857±0.0022	1.07±0.07
ВГ-6/8	Тф	Дзанагийн-Худук	45.4713	114.2104	2.02±0.03	0.233±0.003	1.66±0.06
<i>Кон</i>	<i>Тф</i>	<i>влк. Ундэр-Хурэт</i>					1.6±0.1
<i>Позднеплиоценовый этап</i>							
ВГ-6/53	Тф	Бадрах-Ула	45.2396	114.1941	1.77±0.02	0.3179±0.0020	2.59±0.07
ВГ-6/43	Тф	Сул-Хара-Ундэр	45.7703	114.8491	1.68±0.02	0.321±0.003	2.75±0.08
ВГ-6/39	Тф	Сулхар-Ула	45.6692	114.7480	1.54±0.02	0.298±0.003	2.79±0.09
<i>Позднемиоцен–раннеплиоценовый этап</i>							
ВГ-6/4	Тф	Увэр-Хурмийн-Нур	45.7010	114.1739	1.63±0.02	0.399±0.008	3.52±0.10
ВГ-6/7	КТБ	Баян-Цаган-Ула	45.5103	114.2892	2.15±0.03	0.526±0.003	3.53±0.10
<i>Кон</i>	<i>Г</i>	<i>Баян-Цаган-Ула</i>					3.8±0.2
ВГ-6/73	Тф	влк. Ац-Ундэр	45.8431	114.3420	1.82±0.02	0.4469±0.0028	3.54±0.09
ВГ-6/84	Тф	<i>Асгат-Ула</i>	45.7288	113.7247	1.19±0.02	0.3446±0.0023	4.17±0.15
<i>Кон</i>		<i>Асгат-Ула</i>					4.3±0.3
<i>Кон</i>		<i>Асгат-Ула</i>					4.8±0.2
ВГ-6/78	Тф	влк Будун-Обо	45.9605	114.1004	0.69±0.01	0.0241±0.0016	5.03±0.16
ВГ-6/9	Тф	Урт-Гуны-Хушу	45.4094	113.9669	0.75±0.015	0.2757±0.0018	5.29±0.22
ВГ-6/14	Б	Барун-Нарт-Ула	45.4908	113.7070	1.37±0.02	0.4571±0.0023	5.58±0.17
ВГ-6/79	Б		45.9712	113.9896	0.94±0.015	0.375±0.003	5.7±0.2
ВГ-6/5	Тф	оз. Увэр-Хурмийн-Нур	45.6894	114.1846	1.68±0.02	0.763±0.003	6.53±0.16
ВГ-6/2	Тф	Дзун-Буслур-Ула	45.5519	113.5058	1.56±0.02	0.848±0.003	7.8±0.2
<i>Средне–позднемиоценовый этап</i>							
ВГ-6/10	КТБ	Барун-Бошгону-Худук	45.4092	113.8282	1.32±0.02	0.935±0.004	10.2±0.3
ВГ-6/6	КТБ	Далай-Худук	45.6048	114.1933	1.51±0.02	1.436±0.007	13.7±0.4
ВГ-6/48	Б	влк. Хэлтгий-Ула	45.6782	114.5279	1.26±0.02	1.305±0.004	14.9±0.5
<i>Кон</i>	<i>Б</i>						13.8±0.6

Примечание. Порода: Б – базальт, Тф – тефрит, КТБ – калиевый трахибазальт, Г – гавайит, М – муджирит. Данные *Кон* [3] выделены курсивом.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный возраст вулканических образований определен К–Аг-методом в ИГЕМ РАН по методике [7] с использованием в качестве геохронометра микролитового матрикса пород. Концентрация радиогенного ^{40}Ar в изученных образцах измерена методом изотопного разбавления (трассер — моноизотоп ^{38}Ar) на высокочувствительном масс-спектрометре МИ-1201 ИГ, а содержание калия — методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01. При расчёте возраста использовались константы: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Ar}} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Результаты геохронологических исследований приведены в табл. 1 и отражены на (рис. 1) и гистограмме (рис. 2). В соответствии с ними и опубликованными [3] данными формирование вулканического поля охватило интервал последних 15 млн лет. Вулканизм был многоимпульсным и протекал в несколько циклов извержений. Этому соответствует общий вид гистограммы (рис. 2), характеризующийся группировкой полученных возрастов в ряд кластеров, которые, с учётом геоморфологических особенностей распространения соответствующих им пород, можно условно обозначить как средне–позднемиоценовый (>10 млн лет), позднемиоцен–раннеплиоценовый (7.8–3.5 млн лет), позднеплиоценовый (2.8–2.6 млн лет), плейстоценовый (<1.7 млн лет). Разновозрастные породы распределились достаточно закономерно по площади вулканического поля.

Средне–позднемиоценовые породы отмечают в зоне осевой долины, наиболее полно прорезающей лавовое поле и разделяющей его на северо-западную платообразную и юго-восточную щитовую части (рис. 1). Породы этой возрастной группы установлены в нижних горизонтах вскрытых разрезов лавовой толщи. Трахибазальты с наибольшим возрастом (14.9 млн лет, проба ВГ-6/48) были установлены в восточной части ВПД на границе лавового поля с обрамляющими выходами палеозойских гранитоидов. Лавы здесь заполнили эрозионную ложбину в палеорельефе и залегают непосредственно на гранитах фундамента. В некоторых разрезах трахибазальты этой возрастной группы отделены от более верхних горизонтов вулканического чехла не только лавами, но и разделяющими их пакетами осадочных пород, что указывает на многоэтапную с продолжительными перерывами историю формирования соответствующих участков лавового поля. Такими, например, являются

трахибазальты ВГ-6/10 (10.2 млн лет), залегающие в низах вскрытой части вулканической толщи, в средних частях которой отмечается пакет светло-серых песчаников и гравелитов, мощностью до 7 м. Из-за ограниченности имеющихся возрастных данных, а также из-за того, что средне–позднемиоценовые вулканиды обнажаются фрагментарно и в основном перекрыты чехлом более молодых лав, оценить закономерности их распространения в строении ВПД в настоящее время практически невозможно.

Позднемиоцен–раннеплиоценовому (7.8–3.5 млн лет) этапу отвечают вулканические породы, лежащие северо-западную часть ВПД. Эта территория выделяется субгоризонтальной поверхностью с преобладающим уровнем высот 1200–1250 м, в её краевых участках уровень высот опускается до 1100 м. Плато в краевых участках вскрыто глубокими врезами, в которых обнажается существенно лавовый разрез вулканической толщи, представленный сериями лавовых потоков небольшой (до 10 м) мощности. В разрезах потоки в целом распределены согласно с возрастом их пород. Лавы с наибольшим возрастом (7.8 и 6.53 млн лет) установлены в нижних горизонтах вулканической толщи, тогда как наиболее поздние (~3.5 млн лет) проявления связаны с вулканическими конусами, венчающими лавовое плато. С учётом всех высотных уровней рельефа, на которых располагаются выходы пород этого плато, можно сделать вывод, что мощность позднемиоцен–раннеплиоценовой лавовой толщи достигала, по меньшей мере, 300 м.

Позднеплиоценовый (2.8–2.6 млн лет) возраст имеют породы, которые можно сопоставить с фрагментами лавовых рек небольшой протяжённости. По крайней мере, лавовый поток этого возраста в верхнем течении р. Хонгорын-Гол (рис. 1) прослеживается в борту речной долины, образуя верхнюю террасу.

Плейстоценовый (<1.7 млн лет) комплекс является преобладающим в строении лавового поля. Сформировавшие его центры излияния в основном сосредоточены в осевой части хр. Хухот-Эйн-Нуру, откуда лавовые потоки спускаются вниз, покрывая сплошным чехлом северный склон хребта, а также образуя ряд протяжённых долинных потоков, расходящиеся на большие расстояния (более 130 км для потоков в долине р. Хонгорын-Гол) по обе стороны хребта.

В истории формирования плейстоценового лавового чехла особо выделяется вулканический импульс с возрастом 0.65–0.6 млн лет, оставивший свои следы как в строении общего

вулканического чехла, так и в формировании лавовых рек, стекающих в направлении Тамцагской впадины. Более ранние (1.66–1.07 млн лет) проявления вулканизма отмечаются только в краевых участках лавового чехла и, по-видимому, в основном перекрыты более молодыми вулканическими потоками. С более поздними извержениями связано формирование щитовых вулканов. Отсутствие данных о положении подошвы плейстоценового лавового чехла по всей площади его распространения не позволяет дать оценку того, насколько продуктивной была вулканическая активность этого времени.

ОБСУЖДЕНИЕ

Итак, формирование ВПД происходило на протяжении последних 15 млн лет, начиная со среднего миоцена и до плейстоцена включительно. Полученные данные подтвердили ранее сделанные оценки [3], но кроме того, позволили детализировать особенности вулканической истории ВПД. Формирование вулканического поля происходило, по меньшей мере, в 4 этапа в условиях изменяющегося тектонического режима.

Наименее детализированным является средне–позднемиоценовый этап. Его породы перекрыты чехлом более молодых лав, что не позволяет оценить ни масштабы вулканизма этого времени, ни закономерности пространственного распространения его продуктов, ни особенностей его возрастной структуры. Можно лишь предположить, что, так как их выходы в основном приурочены к сквозной долине, разделившей ВПД на северо-западную и юго-восточную части с разной историей развития, возможно здесь располагались и центры средне–позднемиоценового вулканизма. Судя по тому, что породы этого уровня отмечаются в самых низах разрезов и не образуют геологически выделяющихся лавовых толщ, напрашивается вывод, что в интервале между 15 и 8 млн лет назад вулканическая активность в пределах ВПД носила эпизодический характер.

Продукты позднемиоцен–раннеплиоценового этапа пространственно и структурно чётко обособлены в пределах ВПД (рис. 1). Они слагают северо-западную часть лавового поля, обладающую морфологией горизонтально залегающего лавового плато, подошва которого прослеживается по отметке 1150 ± 30 м. Формирование плато было связано с излияниями из серии трещинных каналов северо-восточного простирания. Вулканические каналы распознаются по грядам небольших шлаково-лавовых конусов,

которые венчают лавовое плато и возникли на завершающей фазе излияний. Наиболее крупная гряда представлена цепью небольших щитовых вулканов, среди которых выделяется вулкан Барун-Яргайл-Ула (1434 м), возвышающийся над лавовым плато на 200 м при поперечнике более 10 км. Склоны вулканов этой цепи бронируются лавовыми потоками, которые при удалении от центров излияний переходят в лавовый чехол плато. Вулканические цепи в пределах плато образуют параллельные гряды, имеющие сходство с распределением магмовыводящих каналов в строении вулканической зоны Исландии [14]. Это позволяет связать их формирование с однородным полем растяжения, существовавшим в пределах рассматриваемой территории в позднем миоцене – раннем плиоцене. Более или менее выдержанный высотный уровень залегания подошвы лавовой толщи, а также отсутствие длинных потоков, выходящих за границы лавового плато, свидетельствуют, что дифференциация рельефа в это время практически отсутствовала, и излияния происходили, скорее всего, в локальной структурной депрессии, возникшей на фоне растяжения, сопровождавшего вулканизм.

Около 3 млн лет назад район ВПД был вовлечён в процессы горообразования, в ходе которых возник хр. Хухот-Эйн-Нуру в пределах поднятия Нукут-Дабан. Уже к рубежу 2.6 млн лет появились зачатки современного рельефа. На это, в частности, указывает позднеплиоценовый лавовый поток в долине верхнего течения р. Хонгорын-Гол. Его размещение в борту долины в виде верхней террасы свидетельствует об излиянии в условиях начавшейся дифференциации рельефа и зарождения речных долин.

Вулканизм плейстоцена протекал в юго-восточной части ВПД, зафиксировав тем самым миграцию вулканических центров в том же направлении более чем на 20 км относительно выводящей зоны позднемиоценовых–раннеплиоценовых излияний. Вулканизм протекал в условиях сформировавшегося рельефа, что определило морфологические особенности, возникшего в это время вулканического чехла. Прежде всего, в строении плейстоценового вулканического комплекса выделяются крупные многоцентровые щитовые вулканы (Шилийн-Богд-Ула, Авга-Хан-Ула и Богд-Улан-Ула), расположенные в осевой зоне хр. Хухот-Эйн-Нуру. Они достигают в поперечнике 25 км и возвышаются над поверхностью лавового чехла более чем на 200 м. С этим же этапом вулканизма связана серия протяжённых долинных потоков,

распространившихся от центров излияния на оба склона хребта.

Плейстоценовый лавовый чехол увенчан многочисленными шлаково-лавовыми вулканическими постройками. Их распределение контролируется пологими валами вулканического рельефа, соотношение которых с вулканическим чехлом свидетельствует о смене начальных трещинных излияний более локализованными извержениями, связанными с деятельностью многоцентровых щитовых вулканов. Трассируемые ими выводящие магматические каналы протягиваются параллельно друг другу в восток-северо-восточном направлении (азимут 70° [11]) и являются косо ориентированными по отношению к простиранию хр. Хухот-Эйн-Нуру. Подобная их ориентировка указывает на формирование магмовыводящих зон после образования хребта, а также на то, что они возникли в другом поле напряжений по сравнению с вулканизмом раннеплиоценового этапа, выводящие зоны которого ориентированы в северо-восточном направлении (азимут 45° по [11]).

На рис. 2 приведено сопоставление геохронологических данных, полученных для пород ВПД, с аналогичными данными для пород соседних с ним (см. врезку к рис. 1) вулканических полей Abaga и Dalinuoer (по [12]). Это сопоставление

выявляет как общие их особенности, так и определенные отличия. Прежде всего отметим, что формирование всех трёх полей началось около 15 млн лет назад, при этом среднемиоценовый вулканизм не оставил значительных следов в строении ни одного из них. Вулканическая активность позднего миоцена—плиоцена помимо северо-западной части ВПД проявилась в пределах поля Abaga, где был сформирован весь современный объём его лавового чехла. Образование поля Dalinuoer в основном протекало в позднем плиоцене и плейстоцене, когда в пределах поля Abaga наступило вулканическое затишье. Подобное формирование этих полей можно рассматривать как результат миграции в юго-восточном направлении центров вулканизма между ранним и поздним плиоценом. Эта особенность их образования чётко коррелирует с подобной же миграцией в формировании ВПД. Выявленное сходство позволяет предположить, что рассматриваемая система вулканических полей ВПД — Abaga—Dalinuoer, скорее всего, представляет след от воздействия на литосферу двух сближенных мантийных источников магматизма (мантийных плюмов по [16]) при смещении над ними литосферы в северо-западном направлении. Один из плюмов располагался в основании ВПД, а другой в основании сближенных полей Abaga—Dalinuoer. Можно предположить, что разные по расстоянию смещения

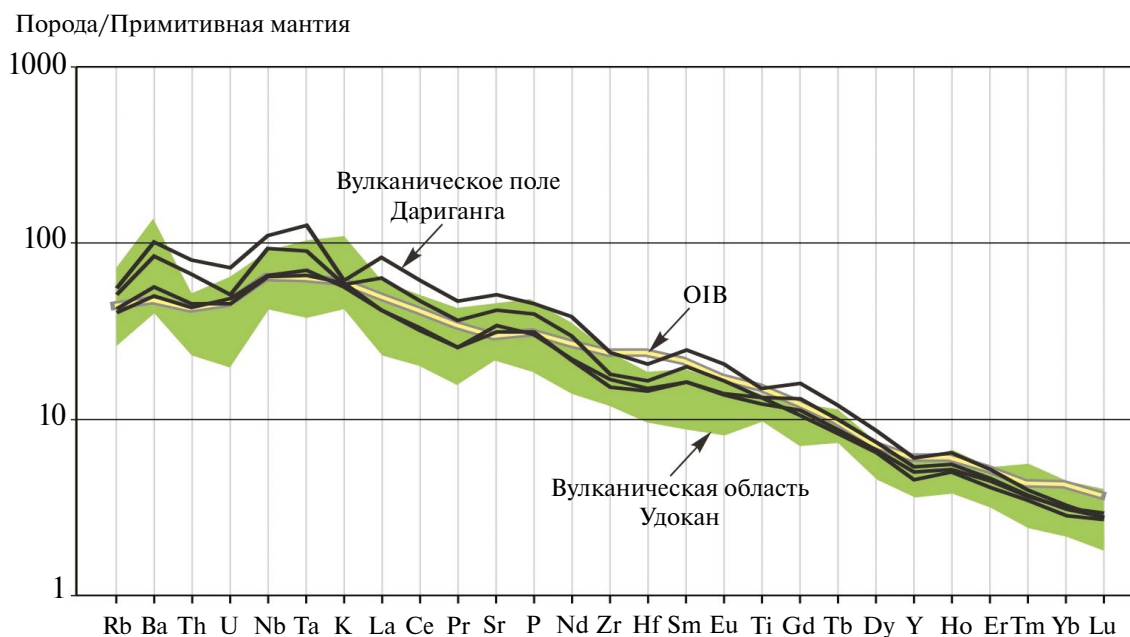


Рис. 3. Спектры распределения нормированных концентраций редких элементов в вулканических породах, максимально удалённых областей позднекайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии — вулканического поля Дариганга (средние составы разновозрастных групп по нашим неопубликованным данным) и вулканической области Удокан (поле составов по [8]). Средний состав базальта океанических островов (OIB) и нормировка на состав примитивной мантии по [13].

центров вулканизма при их однонаправленности и согласованности во времени определялись условиями размещения выводящих каналов. Так, в ВПД как позднемиоцен—раннеплиоценовая, так позднеплиоцен—плейстоценовая системы выводящих каналов, хотя и разнесены на 20 км, но отвечают зоне влияния крупного Дзунбаинского разлома. В системе вулканических полей Abaga—Dalinoer позднемиоцен—раннеплиоценовая активность поля Abaga контролировалась разломом Erenhot, а позднеплиоцен—плейстоценовая поля Dalinoer — разломом Linxi [18] (врезка на рис. 1).

Полученные возрастные оценки позволяют сопоставить образование ВПД с процессами формирования других позднекайнозойских вулканических областей Центральной и Восточной Азии, объединяемых в Центрально-Азиатскую позднекайнозойскую внутриплитную вулканическую провинцию [9]. Со среднего миоцена в пределах провинции стали формироваться Удоканская [8] и Витимская [6] вулканические области. С этим рубежом связаны структурные перестройки, сопряженные с вулканизмом в Южно-Хангайской и Южно-Байкальской вулканических областях [9]. Вспышки вулканической активности в плиоцене и плейстоцене также зафиксированы во всех вулканических областях [9]. Общим для них стали процессы горообразования, охватившие территорию провинции около 3–5 млн лет назад. С этого времени обычной формой проявления вулканизма стали долинны лавовые потоки, широко проявившиеся в Южно-Хангайской, Южно-Байкальской, Удоканской и Витимской вулканических областях [10].

Следует отметить ещё следующую важную особенность этого магматизма. Несмотря на пространственную обособленность вулканических областей, состав их вулканических продуктов удивительно выдержан. Среди них преобладают лавы щелочных и субщелочных пикробазальтов, трахибазальтов и трахиандезитбазальтов, обладающие общими геохимическими особенностями, в том числе сближающими их с составом базальтов океанических островов — OIB (по [13]) (рис. 3).

Все эти черты сходства позволяют говорить о том, что образование ВПД регулировалось теми же геодинамическими механизмами, что и образование других вулканических областей позднекайнозойской внутриплитной провинции Центральной Азии, которые, по нашему мнению, [9, 17], были связаны системой мантийных плюмов, отвечавших одной из ветвей Тихоокеанского суперплюма.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы Государственного задания Лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Издательство АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.
2. Кепежинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
3. Кононова В. А., Иваненко В. В., Карпенко М. И., Аракелянц М. М., Андреева Е. Д., Первов В. А. Новые данные о К—Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 454–457.
4. Корина Н. А., Певзнер М. А., Чичагов В. П. Палеомагнитные исследования вулканической области Дариганга в юго—восточной Монголии. В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973.
5. Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
6. Ступак Ф. М., Кудряшова Е. А., Ярмолюк В. В. Позднекайнозойский вулканизм Витимской впадины и его связь с Витимским лавовым плато (Западное Забайкалье) по данным геохронологических К—Аг-исследований // Доклады РАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 429–433.
7. Чернышев И. В., Лебедев В. А., Аракелянц М. М. К—Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. С. 69–89.
8. Ярмолюк В. В., Саватенков В. М., Козловский А. М., Ступак Ф. М., Кузнецов М. В., Шпакович Л. В. Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 3–28.
9. Ярмолюк В. В., Кудряшова Е. А., Козловский А. М., Саватенков В. М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341–362.
10. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И. Корреляция эндогенных событий и вариации климата в позднем кайнозое Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 3–25.

11. Chuvashova I. S., Rasskazov S. V., Yasnygina T. A., Mikheeva E. A. High-Mg lavas from the Dariganga volcanic field in the South-Eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithosphere boundary // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3(4). P. 385–407.
12. Ho K.-S., Liu Y., Chen Ju-Ch., Yang H.-J. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: Implications for petrogenesis and mantle process // *Geochem. J.* 2008. V. 42(4). P. 339–357.
13. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society (Special Publications), 1989. V. 42. P. 313–345.
14. Thordarson Th., Höskuldsson Á. Postglacial volcanism in Iceland // *JÖKULL*. 2008. № 58. 199 p.
15. Togtokh Kh., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad Ch., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central–North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geol. J.* 2019. V. 54. P. 3660–3680.
16. Wang Sh.-P., Ren Zh.-Y., Nichols A. R. L., Narantsetseg T., Zhang Q.-L., Zhang L., Yuan Ch. Cenozoic mantle plume activity in East Asia: Constraints from geochemistry of olivine, spinel, and melt inclusions // *Lithos*. 2023. V. 456–457. P. 456–457.
17. Yarmolyuk V. V., Kuzmin M. I., Ernst R. E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. P. 158–179.
18. Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuor basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondw. Res.* 2016. V. 37. P. 130–151.

AGE AND VOLCANIC HISTORY OF THE DARIGANGA VOLCANIC FIELD (SE MONGOLIA)

V. V. Yarmolyuk^a, A. M. Kozlovsky^{a, #}, V. M. Savatenkov^b, E. A. Kudryashova^a

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

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

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

The results of systematic K–Ar geochronological studies are presented for the rocks of the Late Cenozoic basaltic Dariganga Volcanic Field (DVF). Four stages of its volcanic history have been identified: Middle-Late Miocene (>10 Ma), Late Miocene–Early Pliocene (7.8–3.5 Ma), Late Pliocene (2.8–2.6 Ma) and Pleistocene (<1.7 Ma). The volcanic products of each stage were suitably distributed over the area of the volcanic field. The main volume of volcanics was erupted during the Late Miocene–Early Pliocene and the Pleistocene. During the Late Miocene–Early Pliocene, the northwestern part of the lava field was formed, which has a lava plateau morphology. Eruption centres were located within structural depressions that developed during extension and accompanied volcanism. The south-eastern part of the DVF was formed during the Pleistocene. Volcanism occurred simultaneously with the uplift of the Khukhot–Ein–Nuruu ridge within the Nukut–Daban highland, which influenced the morphology of the volcanic cover. This volcanic stage is characterised by large multi-centre shield volcanoes localised in the axial zone of the ridge, and extensive valley lava flows spreading down both slopes of the ridge. The volcanic history of the DVF and other volcanic areas of the Late Cenozoic intraplate volcanic province of Central and East Asia are compared. They developed in concert with each other, so the formation of the DVF being initiated by the same geodynamic mechanisms as the other volcanic areas of the province, namely the activity of a small mantle plume.

Keywords: Cenozoic volcanism, Central and Eastern Asia, K–Ar geochronology, intraplate magmatism

УДК 551.736 (571.56)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНОЙ СТРАТИГРАФИИ АССЕЛЬСКОГО И САКМАРСКОГО ЯРУСОВ НИЖНЕЙ ПЕРМИ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

© 2024 г. В. И. Макошин^{1,*}, Р. В. Кутыгин^{1,2},
А. С. Бяков³, Б. И. Гареев², А. Н. Килясов¹

Представлено академиком РАН Н.А. Горячевым 04.04.2024 г.

Поступило 09.04.2024 г.

После доработки 27.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Впервые для Северо-Востока России выявлены изменения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в нижней части пермских отложений, полученные в Кубалахском разрезе низовьев р. Лены и интегрированные с биостратиграфическими данными. Предложено сопоставление с изотопно-углеродными трендами, выявленными в ассельском и сакмарском ярусах Южного Урала. На основе установленной последовательности отрицательных смещений изотопного состава углерода органического вещества сделан вывод о том, что граница карбона и перми в Кубалахском разрезе располагается ниже вскрываемых в разрезе слоёв и приходится на 80-метровый перерыв в обнажении. Получены первые независимые от биостратиграфических и палеонтологических построений данные о позднеассельском возрасте слоёв туорасисской свиты, содержащих булунитовый комплекс аммоноидей, ярусная принадлежность которого дискутируется на протяжении многих десятилетий. Существенно сокращён хроностратиграфически неопределённый интервал между ассельским и сакмарским ярусами до верхних частей слоёв с *Jakutoproductus lenensis*. Полученные данные свидетельствуют о том, что продолжение работы по хемотратиграфии стабильных изотопов углерода имеет хорошие перспективы обоснования ярусного деления и межрегиональной корреляции нижнепермских отложений в Верхоянье.

Ключевые слова: хемотратиграфия, $\delta^{13}\text{C}$, отрицательные сдвиги, туорасисская свита, ассельский ярус, сакмарский ярус, Верхоянье

DOI: 10.31857/S2686739724100049

Значения стабильных изотопов углерода являются важным индикатором крупных событий в глобальном углеродном цикле и межрегиональной корреляции осадочных толщ. В последние десятилетия проведено огромное число работ по детальной изотопно-углеродной стратиграфии докембрия и фанерозоя [1]. При этом пермская система является одной из наиболее слабо исследованных интервалов палеозоя [2], да и она

сама изучена крайне неравномерно как в вертикальном срезе, так и географически. При имеющемся относительно обширном массиве исследований, посвящённых высокоразрешающей изотопно-углеродной хемотратиграфии гваделупско-лопинского интервала ([3] и др.), работ по содержаниям $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части перми остаётся крайне мало. Многие исследования по углеродной изотопии ассельского и сакмарского ярусов выполнены без биостратиграфического расчленения разрезов, что не позволяет провести полноценную интеграцию изотопно-углеродных трендов с биостратиграфическими шкалами ([4, 5] и др.).

На Северо-Востоке России работы по детальной хемотратиграфии, основанной на изучении изотопного состава углерода органического

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

²Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Казань, Россия

³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский
институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Магадан, Россия

*E-mail: makoshin_89@mail.ru

вещества, начались сравнительно недавно. Пионерными стали исследования значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в опорных разрезах пограничных пермско-триасовых отложений Южного Верхоянья ([6] и др.), позволившие сделать первое хеомстратиграфическое обоснование границы чансинского и индского ярусов внутри однородной толщи аргиллитов. Недавно получена детальная запись вертикальных изменений величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в алевропеллитовых осадках верхнего кунгура-нижнего вучапина в Омулёвском кратонном блоке [7]. Однако для нижней части перми подобные исследования нами проводятся впервые.

Кубалахский разрез расположен на правом берегу низовьев р. Лены в районе устья руч. Кубалах (рис. 1) и является стратотипическим для всех свит пермской системы Усть-Ленской структурно-фациальной зоны [8]. Здесь, в обнажении 10R2, начиная от устья руч. Кубалах вверх по р. Лены моноклинально залегают кубалахская (верхняя часть), туорасисская (в полном объёме) и сахаинская (нижняя часть) свиты (рис. 2). Первые два стратона охарактеризованы брахиоподами, последовательность которых позволила расчленить разрез на ряд биостратиграфических зон [9]. По появлению представителей

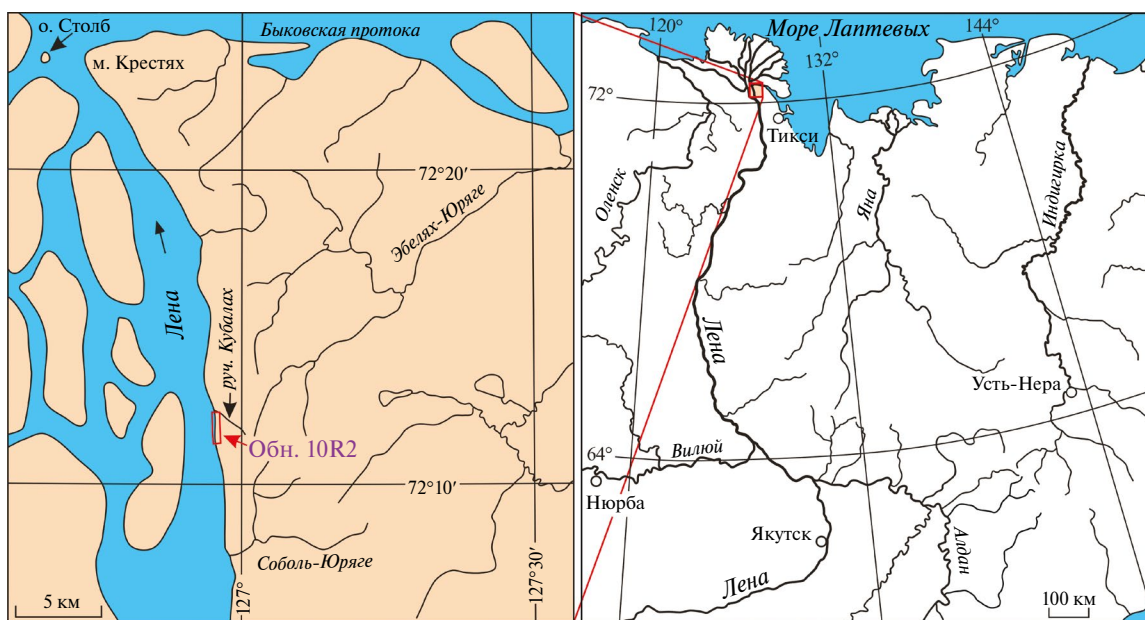


Рис. 1. Местоположение Кубалахского разреза, обн. 10R2.



Рис. 2. Кубалахский разрез верхнего палеозоя в районе устья руч. Кубалах, обн. 10R2.

пермского сообщества брахиопод граница карбона и перми в этом разрезе нами условно проводилась в основании слоя 2 [9]. Оставшаяся часть кубалахской свиты и туорасисская свита (за исключением пачки 5) относились к нерасчленённым ассельско-сакмарским отложениям. Нижняя часть сахаинской свиты отнесена к артинскому ярусу по иноцерамоподобным двустворкам [9]. В составе этого яруса мы также включаем пачку 5, по возрасту, вероятно, соответствующая слоям с *Neoshumardites triceps hyperboreus* Западного Верхоянья [10].

В нижней трети туорасисской свиты присутствует комплекс аммоноидей, основным элементом которого являются гониатиты *Bulunites mezhvilki* Andrianov. Это местонахождение аммоноидей является самым богатым в ассельско-сакмарских отложениях всего Северо-Востока России, как по числу выявленных таксонов, так и по количеству обнаруженных экземпляров [10]. Однако возраст булунитового (хорокытского) аммоноидного комплекса дискутируется: он в разное время относился к ассельскому или сакмарскому ярусам, но чаще считался пограничным ассельско-сакмарским, что подробно обсуждалось ранее [11].

В 2010 году Р.В. Кутыгин проводил послойное опробование разреза для изучения петрохимических и литологических особенностей пород. Из коллекции были отобраны 33 образца, сложенные алевропелитом или алевролитом. Определения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ были выполнены в Аналитическом центре Казанского федерального университета на масс-спектрометре Delta V Plus с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока. Методика изотопного анализа приведена в отдельной работе [7].

Величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в изученном разрезе варьирует в пределах от -25.13‰ (верхняя часть пачки 4 туорасисской свиты) до -22.77‰ (верхняя часть кубалахской свиты). В общем профиле изменения изотопного состава углерода органического вещества выделяется ряд отрицательных сдвигов (рис. 3).

Первый сдвиг, зафиксированный в нижней части разреза, относящейся к кубалахской свите (слой 3), связан с отрицательным смещением кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ от -23.32‰ до -23.91‰ . Это смещение незначительно, но вызывает интерес в плане сравнительного анализа изменений изотопного состава углерода в пограничном каменноугольно-пермском интервале. Непосредственно выше по разрезу наблюдается положительное восстановление, с которым связано плато

со средними значениями -22.82‰ в интервале верхних 45 м кубалахской свиты.

Для пачки 1 и самой нижней части пачки 2 туорасисской свиты характерно постепенное понижение значений, которое начинается с величины -23.17‰ и заканчивается минимальным значением -23.58‰ . С последним связан второй сдвиг, на который, в интервале слоя 12, приходится небольшое плато со средними значениями -24.43‰ .

На верхи слоя 13 приходится очередное понижение $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, достигающее величины -24.62‰ (третий сдвиг) и обособливающийся от близко-расположенного второго сдвига положительным восстановлением с максимальным значением -23.55‰ .

Четвертый сдвиг выражен слабо — он связан с понижением величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ от -23.65‰ в основании слоя 15 до -24.25‰ в верхах слоя 16.

От слоя 19 до середины слоя 24 характерно протяжённое положительное плато, имеющее среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -23.25‰ и осложнённое небольшим понижением до -24.03‰ в слое 21.

В верхней половине слоя 24 происходит относительно резкое отрицательное отклонение величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, достигающее -25.13‰ (пятый сдвиг). После этого минимального значения в верхах туорасисской свиты наблюдается возрастающее отклонение кривой, достигающий максимального значения -23.25‰ .

Из вышеизложенного следует, что в зоне *Jakutoproductus verkhoianicus* проявляется устойчивый понижающий профиль изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, осложнённый незначительным отрицательным сдвигом в нижней части зоны и завершающийся двумя сближенными отрицательными сдвигами в слоях с *Jakutoproductus lenensis* верхней части зоны. Для верхов зоны *J. verkhoianicus* и слоев с *J. lenensis* характерно положительное восстановление кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, после которого наблюдается очередное отрицательное отклонение, происходящее на нижнюю часть зоны *Jakutoproductus insignis*. В таком случае, граница хорокытского и эчийского региональных горизонтов в Кубалахском разрезе фиксируется третьим и четвёртым сближенными отрицательными сдвигами величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

На среднюю—верхнюю части зоны *Jakutoproductus insignis*, всю зону *Jakutoproductus terchovi* и нижнюю часть зоны *Jakutoproductus rugosus* приходится протяжённое положительное плато значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, осложнённое

незначительным отрицательным отклонением в верхах зоны *J. insignis*.

Резко выраженное отрицательное отклонение величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ наблюдается в середине зоны *Jakutoproductus rugosus*. С ним связывается пятый отрицательный сдвиг, после которого фиксируется относительно устойчивое положительное восстановление изотопного состава углерода органического вещества.

В многочисленных исследованиях ([5, 12] и др.) отмечается аномальное понижение величины $\delta^{13}\text{C}$ возле границы карбона и перми, после которого в нижней части пермского разреза наблюдается устойчивое положительное восстановление величины $\delta^{13}\text{C}$. На полученной

диаграмме изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ Кубалахского разреза (см. рис. 3) в предполагаемом пограничном каменноугольно-пермском интервале (слои 1–3) аномальное отрицательное отклонение величин не наблюдается, при том, что сами значения вверх по разрезу устойчиво уменьшаются. Вряд ли первый сдвиг является аналогом указанного аномального понижения изотопно-углеродных значений возле границы карбона и перми, поскольку вместо устойчивого положительного восстановления $\delta^{13}\text{C}$ выше этого сдвига мы наблюдаем лишь быстрое повышение величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ с последующим продолжительным положительным плато. В связи с этим, полученные хеостратиграфические данные свидетельствуют о том, что граница карбона в нижней части

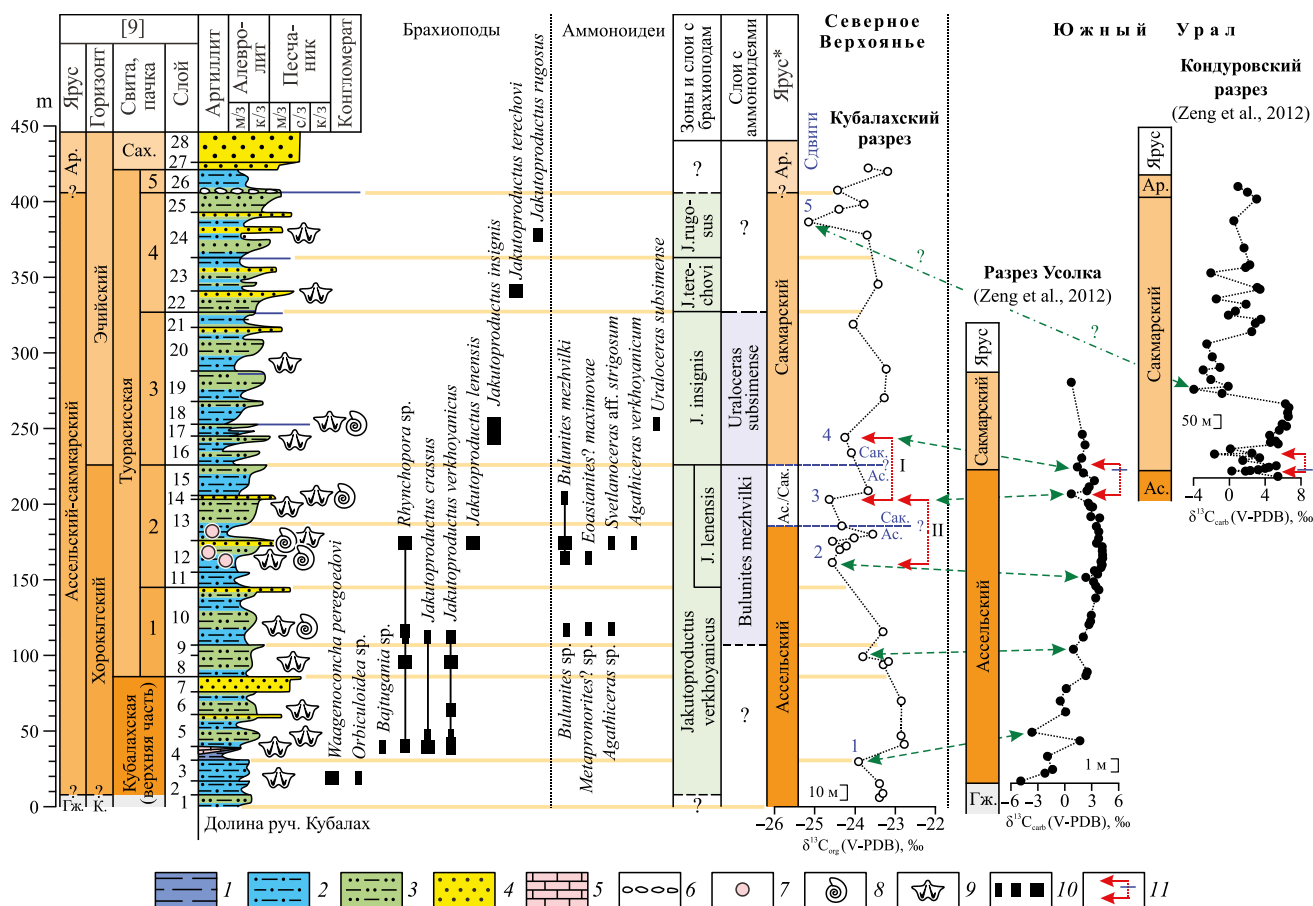


Рис. 3. Сопоставление изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в ассельско-сакмарских отложениях Кубалахского разреза Северного Верхоянья с изотопно-углеродными трендами стратотипической местности приуральского отдела. Слева направо: Кубалахский разрез (обн. 10R2), распределение в нём брахиопод и аммонитов, биостратиграфическое деление, изменение в разрезе изотопного состава углерода органического вещества и сопоставление с вариацией значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в ассельском и сакмарском ярусах Южного Урала: 1 — аргиллит, 2 — алевролит м/з, 3 — алевролит к/з, 4 — песчаник, 5 — известняк, 6 — конгломерат, 7 — конкреции, 8 — аммониты, 9 — брахиоподы, 10 — находки беспозвоночных по количеству экземпляров: единицы, до десяти, более десяти, 11 — двойной отрицательный сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$, горизонтальный штрих указывает на положение ассельско-сакмарской границы, установленной по конодонтам [13]; I, II — два варианта фиксации двойного отрицательного сдвига значений $\delta^{13}\text{C}$ в Кубалахском разрезе; Гж., Ас., Сак., Ар. — гжелский, ассельский, сакмарский и артинский ярусы, К. — кыгылтасский горизонт, Сах. — сахалинская свита; * с уточнением границ по изотопно-углеродным данным.

изученного разреза, вероятно, не вскрывается, поскольку расположена стратиграфически ниже. В таком случае, гжельско-ассельская граница приходится на перерыв в обнажении, приходящийся на устьевую часть руч. Кубалах.

Для хемотратиграфического обоснования возраста изученных пород в первую очередь необходимо провести корреляцию выявленной в Северном Верхоянье вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ с разрезами стратотипической местности приурального отдела пермской системы, расположенной в Южном Урале. Тренды изменения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в ассельском и сакмарском ярусах установлены в разрезах Усолка (Башкортостан) и Кондуровском (Оренбургская область) [13]. Разрез Усолка, принятый в качестве глобально-го стратотипа нижней границы сакмарского яруса [14], содержит последовательные комплексы конодонтов (ассельский и сакмарский ярусы), фузулинид (преимущественно ассельский ярус) и аммоноидей (нижняя часть ассельского яруса). В сакмарском ярусе Кондуровского разреза [15], помимо микрофауны, присутствуют богатые комплексы аммоноидей, которых не хватает одновозрастным слоям разреза Усолка.

При сравнении кривых изменения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ Кубалахского разреза (Северное Верхоянье) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ разреза Усолка (Южный Урал), заметны некоторые общие черты в их конфигурации. Первый сдвиг североверхоянского разреза коррелируется с отрицательным смещением величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, наблюдаемым в нижней части ассельского яруса и приуроченный конодонтовой зоне *Streptognathodus cristellaris* [14].

Второй сдвиг, приходящийся на слой 12 и выраженный несколькими низкими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, предположительно сопоставляется с отрицательным смещением кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, наблюдаемым в зоне *Mesogondolella striata* верхнего отдела ассельского яруса разреза Усолка [14].

Третий и четвертый сдвиги в пограничных слоях хорокытского и эчийского горизонта коррелируются с двойным отрицательным сдвигом $\delta^{13}\text{C}$, известным в пограничном ассельско-сакмарском интервале разрезов Усолка и Кондуровского Южного Урала [13]. Этому двойному смещению кривой придаётся большое значение, поскольку оно фиксирует положение границы ассельского и сакмарского ярусов. Если мы его в Кубалахском разрезе установили верно (вариант I на рис. 3), то ассельско-сакмарская граница в Верхоянье проходит в непосредственной близости с границей хорокытского и эчийского региональных горизонтов или даже

совмещается с ней. Такое положение границ ярусов хорошо подтверждается недавно полученными значениями величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из зоны *Jakutoproductus insignis* – *Merismopteria permiana* Колымо-Омолонского региона, составляющими 0.707842–0.707868 (по материалам А.С. Бякова). Обозначенная граница горизонтов отчётливо прослеживается по всему региону по биостратиграфическим данным [16], поскольку связана с обновлением аммоноидной фауны, а также появлением и широким распространением брахиопод вида *Jakutoproductus insignis* Abramov et Grigorjeva. Однако первые полученные результаты требуют подтверждений и детализации кривой изменения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в других опорных разрезах нижней перми Верхоянья, расположенных как в низовье р. Лены, так и в центральной части хребта, являющейся стратотипической местностью хорокытского и эчийского региональных горизонтов. Мы не можем в полной мере исключать синхронность двойного отрицательного сдвига $\delta^{13}\text{C}$ возле ассельско-сакмарской границы южноуральских разрезов со сдвигами 2 и 3 Кубалахского разреза (вариант II на рис. 3). Но этот вариант представляется менее вероятным, поскольку выше второго сдвига в профилях изменения изотопно-углеродных значений разрезов Усолка и Кондуровского наблюдается протяжённое положительное плато, а в нижнеленском разрезе происходит отрицательное отклонение (сдвиг 4). Таким образом, уже имеющиеся данные позволяют выделять в верхней части слоев с *Jakutoproductus lenensis* и *Bulunites mezhvilki* хорокытского горизонта хроностратиграфически неопределённый интервалу между заведомо ассельскими и сакмарскими отложениями, который ранее соответствовал указанному биостратиграфическим слоям в полном объеме [9].

Наибольшую сложность вызывает интерпретация пятого отрицательного сдвига, который проявляется в зоне *Jakutoproductus rugosus* (верхняя часть слоя 24). По конфигурации он напоминает резкое отрицательное отклонение $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части сакмарского яруса Кондуровского разреза, но их синхронность вызывает сомнения. Несмотря на то, что возраст зоны *J. rugosus* на Северо-Востоке России подвергается серьезной дискуссии ([9, 17, 18, 19] и др.), её расположение в непосредственной близости к границе сакмарского и артинского ярусов исследователями не оспаривается. Внешнее сходство хорошо выраженного в зоне *J. rugosus* Кубалахского разреза низовьев р. Лены отрицательного сдвига $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ и резкого отрицательного отклонения $\delta^{13}\text{C}$

в нижней части сакмарского яруса Кондуровского разреза Южного Урала требует дальнейшего расширения площадей изотопного опробования опорных разрезов пограничных сакмарско-артинских отложений. В этом отношении весьма перспективными являются разрезы эчийской свиты в Аркачан-Эчийском междуречье, а также в верховьях рек Тумара и Соболах-Маян. Полученные данные свидетельствуют о том, что будущее стратиграфии изотопов углерода нижней перми в Верхоянье многообещающее.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Б.Л. Никитенко (ИНГГ СО РАН) за высказанные замечания, способствовавшие улучшению текста рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Изотопно-углеродные исследования выполнены за счёт гранта Российского научного фонда № 22-77-10028, <https://rscf.ru/project/22-17-10028/>; литолого-стратиграфическое обоснование и палеонтологические работы проводились по заданиям ИГАБМ СО РАН (FUGG-2024-0005), СВКНИИ ДВО РАН и КФУ (Приоритет 2030).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cramer B. D., Jarvis I.* Carbon Isotope Stratigraphy / Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. (Eds.). *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 2020. P. 875–902.
2. *Cramer K. T., Bostic M.* High-resolution carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) chemostratigraphy of the lower Permian from the U.S. midcontinent: Checking the pulse of the late Paleozoic ice age // *GSA Bulletin*. 2015. V. 127. № 3/4. P. 584–595.
3. *Liu X. C., Wang W., Shen S. Z., Gorgij M. N., Ye F. C., Zhang Y. C., Furuyama S., Kano A., Chen X. Z.* Late Guadalupian to Lopingian (Permian) carbon and strontium isotopic chemostratigraphy in the Abadeh section, central Iran // *Gondwana Research*. 2013. V. 24. № 1. P. 222–232.
4. *Buggisch W., Krainer K., Schaffhauser M., Joachimski M., Korte C.* Late Carboniferous to Late Permian carbon isotope stratigraphy: A new record from post-Variscan carbonates from the Southern Alps (Austria and Italy) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. V. 433. P. 174–190.
5. *Cheng C., Li S., Xie X., Cao T., Mangerd W. L., Busbey A. B.* Permian carbon isotope and clay mineral records from the Xikou section, Zhen'an, Shaanxi Province, central China: Climatological implications for the easternmost Paleo-Tethys // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. V. 514. P. 407–422.
6. *Захаров Ю. Д., Бяков А. С., Хорачек М.* Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на Северо-Востоке Азии // *Тихоокеанская геология*. 2014. Т. 33. № 1. С. 3–19.
7. *Бяков А. С., Ведерников И. Л., Горячев Н. А., Гареев Б. И.* Первая детальная запись $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в пермских аргиллитах Тасканского бассейна (Омудёвский блок): отражение биосферных событий на Северо-Востоке Азии // *Доклады Российской академии наук. Науки о земле*. 2023. Т. 513. № 1. С. 33–38.
8. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Ред. Корень Т. Н., Котляр Г. В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
9. *Макошин В. И., Кутыгин Р. В.* Зональная шкала ассельско-сакмарских (нижнепермских) отложений Верхоянья (Северо-Восток России) по брахиоподам // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2020. Т. 28. № 4. С. 43–72.
10. *Андрианов В. Н.* Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
11. *Кутыгин Р. В.* Об ассельско-сакмарских амmonoидеях правобережья приустьевой части р. Лены (северо-западная окраина Хараулахского хребта, Северное Верхоянье) / *Золотой век российской малакологии*. М., Саратов: ПИН РАН, СГТУ, ООО “Кузница рекламы”, 2016. С. 217–224.
12. *Buggisch W., Wang X., Alekseev A. S., Joachimski M. M.* Carboniferous–Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 301. P. 18–38.
13. *Zeng J., Cao C. Q., Davydov V. I., Shen S. Z.* Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia // *Gondwana Research*. 2012. V. 21. № 2–3. P. 601–610.
14. *Chernykh V. V., Chuvashov B. I., Shen S. Z., Henderson C. M., Yuan D. X., Stephenson M. H.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Cisuralian, Lower Permian) // *Epiisodes*. 2020. V. 43. № 4. P. 961–979.
15. *Davydov V. I., Schmitz M. D., Snyder W. S., Wardlaw B. R.* Progress toward development of the Cisura-

- lian (Lower Permian) timescale (biostratigraphy, chronostratigraphy, radiometric calibration) / S.G. Lucas, and K.E. Zeigler (Eds.). The Nonmarine Permian, New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. 2005. № 30. P. 48–55.
16. Budnikov I. V., Kutygin R. V., Shi G. R., Sivtchikov V. E., Krivenko O. V. Permian stratigraphy and paleogeography of Central Siberia (Angaraland) – A review // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 196. Article 104365.
 17. Ганелин В. Г., Бяков А. С., Караваева Н. И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.
 18. Котляр Г. В., Пухонто С. К., Бураго В. И. Межрегиональная корреляция континентальных и морских пермских отложений Северо-Востока России, юга Дальнего Востока, Сибири и Печорского Приуралья // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 1. С. 3–21.
 19. Kutygin R. V., Biakov A. S., Makoshin V. I., Budnikov I. V., Peregoedov L. G., Krivenko O. V. Biostratigraphy and important biotic events in the Western Verkhoyansk Region around the Sakmarian–Artinskian boundary // Palaeoworld. 2020. V. 29. № 2. P. 303–324.

THE FIRST DATA ON ISOTOPE-CARBON STRATIGRAPHY OF THE ASSELIAN AND SAKMARIAN OF THE LOWER PERMIAN OF THE NORTHERN VERKHOYANIE

V. I. Makoshin^{a,*}, R. V. Kutygin^{a,b}, A. S. Biakov^c, B. I. Gareev^b, A. N. Kilyasov^a

Presented by Academician of the RAS N.A. Goryachev April 4, 2024

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

^b*Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

^c*Shilo Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation*

^{*}*E-mail: makoshin_89@mail.ru*

For the first time in the North-East of Russia, changes in the values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in the lower part of the Permian were detected, obtained in the Kubalakh section of the lower reaches of the Lena River and integrated with biostratigraphic data. A comparison with isotope-carbon trends identified in the Asselian and Sakmarian of the Southern Urals is proposed. Based on the established sequence of negative shifts of the carbon isotopic composition of organic matter, it is concluded that the boundary of Carboniferous and Permian in the Kubalakh section is located below the beds opened in the section and there is an 80 m break in the outcrop. The first data independent of biostratigraphic and paleontological constructions have been obtained on the Late Asselian age of the Tuora-Sis Formation containing the ammonoid association with Bulunites, the stage belonging of which has been debated for many decades. The chronostratigraphic indefinite interval between the Asselian and Samarian to the upper parts of the *Jakutoproduktus lenensis* Beds has been significantly reduced. The data obtained indicate that the continuation of work on the chemostratigraphy of stable carbon isotopes has good prospects for substantiating the stage division and interregional correlation of the Lower Permian deposits in the Verkhoyanie.

Keywords: chemostratigraphy, $\delta^{13}\text{C}$, negative shifts, Tuora-Sis Formation, Asselian, Sakmarian, Verkhoyanie

УДК 552.321.2: 551.73 (571.54)

Sm–Nd-ВОЗРАСТ СВЯТОНОСИТОВ ПОЛУОСТРОВА СВЯТОЙ НОС (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2024 г. В. И. Левицкий^{1,*}, В. П. Ковач², член-корреспондент РАН А. Б. Котов²,
Л. З. Резницкий³, И. В. Левицкий¹, Н. Ю. Загорная²

Поступило 06.05.2024 г.

После переработки 27.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Святоноситы – сиениты с андрадитовым гранатом, редкий тип магматических пород, описанных П. Эсколя в 1913 г. на полуострове Святой Нос (оз. Байкал). Ввиду отсутствия в породах циркона, позволяющего надёжно датировать U–Pb-методом возраст пород, были проведены геохронологические исследования Sm–Nd-методом по валовому составу и минералам. В результате были получены 2 предполагаемых периода становления святоноситов. По валовому составу и четырём минералам (гранат, пироксен, калиевый полевой шпат, апатит) возраст составил 262 ± 21 млн лет (СКВО = 1.6), а по валовому составу и гранату – 274 ± 25 млн лет (СКВО = 0.0). Полученные результаты совпадают с рубежами проявления тектоно-метаморфических и магматических процессов, связанных с формированием Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского (Монголо-Охотского) складчатого пояса. Святоноситы в комплексах подвижных (складчатых) поясов в обрамлении Сибирского кратона являются индикаторными породами, отражающими проявление мантийно-корового взаимодействия.

Ключевые слова: Байкал, святоноситы, Sm–Nd-возраст, 262–274 млн лет

DOI: 10.31857/S2686739724100051

ВВЕДЕНИЕ

Святоноситы (андрадитовые сиениты) были открыты на Байкальском п-ове Святой Нос П. Эсколя [1] во время его работы в 1913 году составе Радиевой экспедиции, руководимой В.И. Вернадским, и названы по месту обнаружения. Интерес П. Эсколя к этим породам был обусловлен вопросом, почему темноцветный минерал в магматических породах гранитного ряда представлен андрадитом, который обычно присущ известковым низкотемпературным скарнам. По прошествии 100 лет после открытия святоноситов в мире обнаружено порядка 50 мест их нахождения. Байкальский регион является крупнейшей провинцией, включающей

не менее 17 массивов с присутствием святоноситов. Но наиболее крупными и самыми известными остаются проявления святоноситов на п-ове Святой Нос, включающие открытые П. Эсколя Эскольский [1] и А.Я. Жидковым – Марковский массивы [2] (рис. 1). Здесь обнаруживается весь спектр разновидностей святоноситов и сопряжённых с ними андрадитсодержащих скарнов или метасоматитов, которые в тех или иных сочетаниях встречаются в других проявлениях Восточной Сибири.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВЯТОНОСИТОВ

Условия залегания, петрография и геохимия святоноситов полуострова рассматривались ранее ([2–4] и др.). Отметим, что в массивах святоноситов залегают совместно с безгранатовыми сиенитами, образуя отдельные изолированные тела, часто граничащие с метаморфитами святоносской серии. В контактах святоноситов с мраморами развиты гранат-пироксеновые

¹Институт геохимии Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск, Россия

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

³Институт Земной коры Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: vlevit@igc.irk.ru

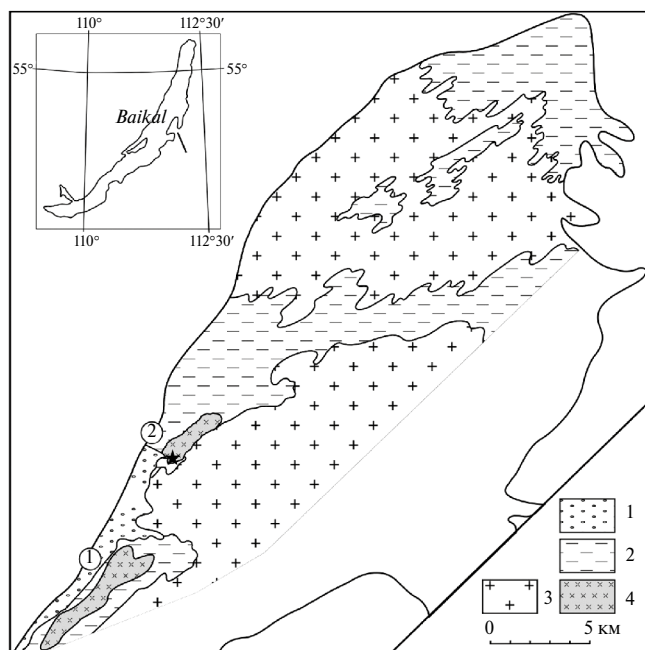


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта п-ова Святой Нос (показан стрелкой на врезке), по [3]. 1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфические породы святоносской серии; 3 — гранитоиды, нерасчленённые по составу и возрасту; 4 — проявления святоноситов (1 — Эскольский массив, 2 — Марковский массив). Звездочкой показано место отбора пробы СН-57.

и пироксеновые скарны с переходами соответственно к святоноситам или сиенитам. Скарны также присутствуют среди гнейсов и сланцев, образуя небольшие тела разнообразной формы и в виде включений в святоноситах и сиенитах.

По структурно-текстурным особенностям и геологическим соотношениям среди андрадит-содержащих пород п-ова Святой Нос выделяются: 1 — гранат-пироксеновые скарны; 2 — порфировидные пироксеновые святоноситы с реликтами ранних скарнов; 3 — порфировидные пироксеновые святоноситы с гломеропорфировыми обособлениями и включениями угловатых блоков скарнов; 4 — массивные пироксеновые святоноситы без включений скарнов; 5 — аплитовидные пироксеновые или амфиболовые святоноситы. Между перечисленными выше разновидностями наблюдаются сложные соотношения, но в целом ряд от гранат-пироксеновых скарнов к аплитовидным святоноситам отражает пространственно-временную последовательность формирования пород и увеличение степени замещения скарнов, что указывает на их формирование в результате единого процесса петрогенезиса. Породы, относимые к 1–2 группе

связаны постепенными переходами и формировались преимущественно метасоматическим путём, а святоноситы 3–5 групп между собой и породами 1–2 групп имеют резкие интрузивные контакты, что указывает на их формирование при участии магматических расплавов. Именно присутствие угловатых включений меланократовых андрадит-пироксеновых скарнов, как впервые отметил ещё П. Эсколя [1], свидетельствует о принадлежности святоноситов к магматическим породам, а многочисленные прожилки магматических пород во включениях скарнов позволяют отнести последние к редко наблюдаемым в природе, известковым скарнам магматической стадии. Порфировидные святоноситы с включениями скарнов и массивные без включений являются пара- и автохтонными фациями, а аплитовидные святоноситы — аллохтонными.

Тектурно-структурные особенности и минеральный состав святоноситов и скарнов сильно варьируют. В целом от ранних пород к поздним, отмечается уменьшение содержаний граната и пироксена и увеличение калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Типичные скарны содержат более 70% темноцветных минералов, а святоноситы, напротив, — до 70% лейкократовых.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста использована проба СН-57, представляющая наиболее распространённый в Эскольском и Марковском массивах тип святоноситов — пироксеновые, с массивной текстурой, порфировидной с гломеропорфировыми выделениями структурой и угловатыми включениями пироксен-гранатовых скарнов. Святоноситы и сиениты, ассоциирующие с ними, являются более молодыми образованиями, чем гранитоиды чивыркуйского комплекса, доминирующего на п-ове Святой Нос. Хотя содержания Zr в святоноситах достигает 1000 г/т, циркон в протоочках проб нами не обнаружен. Весь цирконий изоморфно входит в силикаты, особенно в гранат, что исключает наиболее надежное датирование U-Pb-методом по циркону. Из других методов достаточно приемлемым, благодаря присутствию граната, является самарий-неодимовый.

Этот тип резко доминирует среди святоноситов, сечёт более ранние автохтонные сиениты и, в свою очередь, пересекается жилами аплитовидных амфиболовых святоноситов, т.е. относится к параавтохтонным образованиям. Святоносит

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в святоносите (проба СН-57)

SiO ₂	57.29	U	0.5	V	110
TiO ₂	1.10	Th	3.5	Ni	7.6
Al ₂ O ₃	15.40	Li	11	Co	11
Fe ₂ O ₃	4.26	Rb	52	Sc	4.6
FeO	2.38	Ba	6200	La	150
MnO	0.17	Sr	6300	Ce	300
MgO	1.28	Nb	2.5	Pr	29
CaO	8.10	Y	35	Nd	130
Na ₂ O	4.37	Zr	260	Sm	21
K ₂ O	4.07	Be	1.7	Eu	4.3
P ₂ O ₅	0.45	Cu	4	Gd	22
п.п.п.	0.40	Zn	42	Er	4.6
F	0.11	Pb	24	Yb	3.7
Сумма	99.38	Cr	10	Lu	0.35

сложен микроклин-мезопертитом и олигоклазом (в сумме до 80%), клинопироксеном (8–9%) и андрадитом (5–8%), образующими совместные скопления, и титанитом (1–2%). Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом и магнетитом, вторичные (поздне- или постмагматические) минералы – амфиболом (0.5–1) и эпидотом (1–3%). В шлифах циркон не встречен. Химический состав святоносита приведён в таблице 1.

Выделение мономиральных фракций проводилось путём ручной отборки концентратов, последующего дробления до фракции – 0.1–0.15 мм и очисткой магнитной сепарацией и в тяжёлых жидкостях. Чистота монофракций проверялась в иммерсионных препаратах и для граната, пироксена составляла не ниже 99.5%, полевого шпата 98–99%.

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН. Перед разложением монофракции минералов, кроме граната, обрабатывались в особо чистом ацетоне, а затем в 1-нормальном (1N) HCl. Для удаления возможных включений монацита монофракция растёртого граната подвергалась кислотному выщелачиванию в 1N HCl при температуре около 90°C в течение одного часа, а затем в разбавленной HF при комнатной температуре. Навески в 100 мг растёртых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор

¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd, разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HCl+HF+HN₃ при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы “Eichrom”. Изотопные составы Sm и Nd были определены на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan” MAT-261 в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ±0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – ±0.5%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ±0.005%. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте La Jolla по результатам четырёх измерений отвечает 0.511849±8. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. При расчёте величин ε_{Nd}(t) использованы современные значения для однородного хондритового резервуара по [5]. Для расчёта параметров изохрон использовались программа ISOPLOT [6]. Погрешности приведены для 95%-ного доверительного интервала. Результаты измерений и расчётов приведены в таблице 2 и на рисунке 2а, б.

Таблица 2. Sm–Nd-изотопные данные для святоносита (проба СН-57)

Обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
Порода (WR)	25.7	157.4	0.0987	0.512219 ± 5	–4.8	1238
Пироксен (Cpx)	1.83	9.04	0.1223	0.512299 ± 10	–4.0	
Апатит (Ap)	140.4	649	0.1307	0.512294 ± 6	–4.4	
Полевой шпат (Fsp)	0.33	1.80	0.1097	0.512261 ± 8	–4.3	
Гранат (Grt)	87.3	164.3	0.3211	0.512617 ± 3	–4.8	

Примечание. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитана на возраст 274 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm–Nd ИЗОТОПНЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Рассчитано два варианта изохроны: 1) по валовому составу и четырём минералам; 2) по валовому составу и гранату. Для первого варианта (рис. 2 а) получен возраст 262 ± 21 млн лет ($\text{СКВО} = 1.6$), для второго (рис. 2 б) – 274 ± 25 ($\text{СКВО} = 0.0$). В пределах ошибки эксперимента полученные оценки возраста совпадают и однозначно свидетельствуют о позднепалеозойском возрасте святоноситов. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в святоносите и минералах в нем, гранитах Чивыркуйского комплекса [11] отражают значительную роль метаосадочных пород при их становлении. Предполагалось формирование андрадит-пироксеновых скарнов за счёт кальцитовых мраморов [4]. При этом святоносит и его минералы характеризуются близкими отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – соответственно –4.8 (табл. 2) и гранитов чивыркуйского комплекса –3.2 – –7.2 [11], отражая в обоих случаях влияние метаосадочных протолитов в близких по возрасту образованиях.

В Восточно-Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса в период с верхнего палеозоя по средний мезозой проявились интенсивные тектоно-метаморфические и магматические процессы, связанные с закрытием Монголо-Охотского океана и формированием одноимённого складчатого пояса. Представления о динамике проявления которых детально рассмотрены в работе [7] и ряде других. Крупномасштабное магнообразование контролировалось кинетическими особенностями субдуцирующей под Сибирский континент Монголо-Охотской океанической коры [8]. Погружение стагнирующего слэба в верхнюю мантию

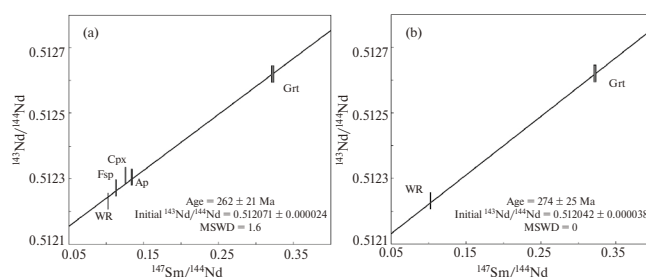


Рис. 2. Sm–Nd-изохроны для святоносита СН-57.

(а) по четырём минералам и породе в целом;
(б) по гранату и породе в целом. Условные обозначения в таблице 2.

в конечном счёте приводило к проникновению мантийных магматических расплавов в нижнюю кору. При этом наряду с деструкцией стагнирующего слэба признаётся контроль магматической активности мантийным плюмом [9–11]. В связи с этим имеет место достаточно значимое развитие в Западном Забайкалье магматических пород со щелочным “уклоном”. Среди последних заметное место занимают интрузивы возрастного диапозона, совпадающего с возрастом, установленным для святоноситов – 260–280 млн лет, или, с учётом погрешностей, несколько более широкого [7, 11]. Однозначным является более позднее образование святоноситов относительно пород гранитоидов Чивыркуйского комплекса.

Геохимическая специфика святоноситов характерна для щелочных магматических пород и близких образований (карбонатиты, кимберлиты), имеющих мантийные источники: аномально высокие концентрации TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Sr, TR при низких Rb и Pb [2, 4, 12]. Предполагается, что формирование святоноситов в этом и других комплексах обрамления Сибирского кратона [12, 13], происходило при взаимодействии мантийных флюидов или магм мантийной природы

с обогащённым кальцием коровым протолитом. Это проявилось в образовании метасоматически-магматогенных серий от меланократовых метасоматитов (in situ) до лейкократовых автохтонных и аллохтонных магматических святоносителей. В целом, святоносители можно рассматривать как наиболее значимый и объективный индикатор мантийно-корового взаимодействия, которое может фиксироваться непосредственно в обнажениях уже по их присутствию.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Геохронологические исследования выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН при финансовой поддержке государственной темы НИР FMUW-2022-0003. Петролого-минералого-геохимические исследования проведены с использованием оборудования ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Eskola P.* On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia // *Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl.* 1921. Bd. LXIII, avd A. № 1. 100 p.
2. *Петрова З. И., Жидков А. Я., Левицкий В. И. и др.* Святоносители п-ва Святой Нос (Байкал) // *Известия АН СССР. Сер. Геол.* 1981. № 3. С. 26–40.
3. *Литвиновский Б. А., Занвиевич А. Н., Ащепков И. В.* О природе байкальских святоносителей // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 2. С. 31–44.
4. *Левицкий В. И., Петрова В. И.* Эволюция вещества при формировании святоносителей // *Геохимия.* 1982. № 10. С. 1525–1530.
5. *Jacobsen S. B., Wasserhurg G. J.* Sm-Nd Evolution of Chondrites and Achondrites // *Earth and Planetary Science Letters.* 1984. 67. P. 137–150.
6. *Ludwig K. R.* Isoplot for MS-DOS, version 2.5 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 88–557. 1991. 64 p.
7. *Цыганков А. А., Бурмакина Г. Н., Хубанов В. Б., Буянтуева М. Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // *Петрология.* 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
8. *Мазукабзов А. М., Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Падерин И. П.* Геодинамика Западно-Забайкальского Сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 5. С. 615–628.
9. *Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Mazukabzov A. M., Ivanov A. V.* Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Journ. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 79–97.
10. *Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Science Reviews.* 2010. V. 102. P. 29–59.
11. *Цыганков А. А.* Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // *Геология и геофизика,* 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.
12. *Плюснин Г. С., Левицкий В. И., Пахольченко Ю. А., Кузнецова С. В.* Rb-Sr-возраст и генезис сиенитов Быстринского массива в Юго-Западном Прибайкалье // *Доклады АН СССР.* 1991. Т. 316. № 2. С. 440–443.
13. *Левицкий В. И., Резницкий Л. З., Котов А. Б., Ковач В. П., Сальникова Е. Б., Макагон В. М., Конев А. А., Сандимирова Г. П.* Возраст формирования и изотопные характеристики святоносителей Байкальской провинции / Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма (Материалы Всероссийской конференции “Изотопное датирование” – III. 6–8 июня. Москва). М.: ИГЕМ, 2006. С. 153–158.

Sm-Nd AGE OF THE SVIATONOSSITES OF THE SVIATOI NOSE PENINSULA (EASTERN BAIKAL REGION)

**V. I. Levitskiy^{a, #}, V. P. Kovach^b, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^b,
L. Z. Reznitskiy^c, I. V. Levitskiy^a, N. Y. Zagornaya^b**

^a*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

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

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

[#]*E-mail: vlevit@igc.irk.ru*

Sviatonossites are syenites with andradite garnet, a rare type of igneous rocks described by P. Eskol in 1913 on the Sviatoy Nose peninsula (Lake Baikal). Due to the absence of zircon in the rocks, which makes it possible to date the age of rocks using a reliable U-Pb method, geochronological studies of Sm and Nd by the gross composition and minerals were carried out. As a result, 2 estimated periods of the formation of the Saints were obtained. According to the gross composition and four minerals (garnet, pyroxene, potassium feldspar, apatite), the age was 262 ± 21 million years (SQUAW = 1.6), and according to the gross composition and garnet – 274 ± 25 million years (SQUAW = 0.0). The results obtained coincide with the boundaries of the manifestation of tectonic-metamorphic and magmatic processes associated with the formation of the East Trans-Baikal segment of the Central Asian (Mongol-Okhotsk) folded belt. Sviatonossites in complexes of mobile (folded) belts framed by the Siberian craton are indicator rocks reflecting the manifestation of mantle-crustal interaction.

Keywords: Baikal sviatonossites, Sm-Nd age, 262–274 million years

УДК 551.736.1(571.65).02

Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ С МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ

© 2024 г. А. С. Бяков^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов², В. Г. Ганелин³,
И. В. Брынько¹, В. А. Чеботарева², И. Л. Ведерников¹

Поступило 06.05.2024 г.

После доработки 25.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Впервые получена Sr-хемостратиграфическая характеристика морских отложений нижней перми Омолонского массива Северо-Востока Азии на основе изучения раковин брахиопод хорошей сохранности. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в брахиоподах из нижнепермских региональных горизонтов (региоурсов) заключено в пределах: ороцкий – 0.70786–0.70794, огонерский – 0.70744–0.70786, коаргычанский – 0.70745–0.70748, халалинский – 0.70742–0.70735. Полученные Sr-изотопные данные демонстрируют хорошую сходимость со стандартной кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пермском океане. Новые Sr-изотопные данные могут быть использованы для прямой корреляции подразделений Региональной стратиграфической шкалы Северо-Востока России с ярусами Международной стратиграфической шкалы перми. На основе новых данных доказан ассельский возраст ороцкого региоуруса нижней части пермского разреза Омолонского массива, а также уточнена региональная корреляция верхнесакмарского интервала, установленного ранее по биостратиграфическим данным.

Ключевые слова: Sr-хемостратиграфия, брахиоподы, Региональная стратиграфическая шкала, нижняя пермь, Омолонский массив, Северо-Восток Азии

DOI: 10.31857/S2686739724100066

Пермские отложения Северо-Востока России являются единственной полной морской осадочной последовательностью пермской системы в Северной Евразии и поэтому во многом уникальны. Они хорошо охарактеризованы ископаемой фауной – мелкими фораминиферами, брахиоподами, двустворчатыми моллюсками, а в нижней части перми и её верхах – и амmonoидеями. По этим группам разработаны детальные биостратиграфические подразделения, составляющие Региональную стратиграфическую шкалу (РСШ) перми и позволяющие проводить

надёжную корреляцию разрезов в пределах высокоширотной части Бореальной палеобиогеографической надобласти. В то же время вследствие очень большого эндемизма северо-восточно-азиатской фауны прямая корреляция пермских отложений Северо-Востока России с Международной стратиграфической шкалой (МСШ) крайне затруднена.

В последнее десятилетие проблема корреляции средне- и верхнепермского интервала разрезов Северо-Востока России успешно решается благодаря использованию прецизионных методов U–Pb-изотопного датирования цирконов из пермских туфов ([1] и др.) и методов углеродной и стронциевой изотопной хемостратиграфии ([2–4] и др.). Однако, в нижнепермских отложениях до сих пор не найдены прослойки синхронных туфов. Находки амmonoидей, особенно в разрезах Колымо-Омолонского региона,

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Магадан, Россия

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

³Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: abiaikov@mail.ru

крайне редки, а сами они эндемичны. Особенно это касается ассельско-артинского интервала и положения каменноугольно-пермской границы в регионе, которое вызывало и вызывает много споров [5–7].

В условиях отсутствия вулканогенных туфов и редкой встречаемости руководящей фауны, одним из действенных подходов для межрегиональной корреляции и уточнения возраста морских отложений является метод стронциевой

изотопной хемотратиграфии (strontium isotope stratigraphy – SIS). Метод SIS опирается на стандартную кривую вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане и применяется для датирования и корреляции морских карбонатных отложений и ископаемых остатков с карбонатной раковиной [8, 9]. Специальные исследования показали, что ископаемые остатки раковин двустворок, брахиопод, аммоноиндей и белемнитов могут сохранять первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среды обитания при отсутствии диагенетических и эпигенетических изменений [8, 10–13]. Начиная с конца карбона и на протяжении всей ранней перми, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане устойчиво и быстро понижалось, благодаря чему его можно с успехом использовать для определения возраста отложений [8].

Недавно нами были опубликованы результаты определения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раковинах брахиопод из верхов средней и верхней перми Омолонского массива, позволившие установить хорошую применимость SIS для решения стратиграфических задач в Колымо-Омолонском регионе [3]. В настоящей статье мы представляем первые результаты Sr-изотопного изучения брахиопод из нижней перми этого региона.

Омолонский массив является лучшим объектом на Северо-Востоке Азии для проведения Sr-хемотратиграфических исследований. Пермские отложения, входящие в состав чехла массива, имеют хорошую охарактеризованность остатками фауны и спокойные условия залегания. Сами окаменелости, значительную часть которых представляют брахиоподы-спирифериды, одни из лучших объектов для изучения изотопного состава Sr, поскольку почти не подвержены процессам эпигенеза.

Объектом изучения предлагаемой статьи послужили раковины брахиопод, преимущественно спириферид хорошей сохранности, происходящие из трёх разрезов нижней перми южной части Омолонского массива и его юго-восточного обрамления (рис. 1).

Материал был отобран во время комплексных полевых исследований пермских отложений в 2006, 2014 и 2015 гг. В процессе отбора образцов особое внимание уделялось отсутствию признаков вторичных изменений раковинного вещества: ожелезнения, окремнения и перекристаллизации. Всего из нижнепермских отложений было отобрано 19 образцов. Определённая неравномерность отбора образцов обусловлена разной встречаемостью пригодных для изучения брахиопод (рис. 2).



Рис. 1. Географическое положение изученных разрезов на территории Северо-Востока России. 1 – разрез по р. Русская-Омолонская, 2 – разрез по р. Мунгуджак, 3 – разрез по р. Парень. Пунктирной линией показан контур Омолонского массива.

(6 шт.) были изучены в Университете Лидса, в котором карбонатные порошки предварительно выщелачивали, а изотопный состав Sr измеряли на термоионизационном масс-спектрометре Triton [3]. Точность измерений составляла менее 0.000009. Все измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах приведены к значению 0.710248 в стандарте SRM-987.

Отбор образцов, пригодных для оценки изотопного состава Sr в морской воде проведён на основе геохимического изучения. Раковины

брахиопод, также как и карбонатные породы, в ходе вторичных преобразований обычно обогащаются Mn и Fe и теряют часть Sr, поэтому эти элементы использованы для диагностики диагенетической перекристаллизации ископаемых остатков [9].

Содержание Sr в большинстве изученных раковин брахиопод варьирует от 590 до 1300 ppm (таблица 1), что в среднем ниже, чем в раковинах современных моллюсков (1100–2200 ppm) [10], но сопоставимо с древними ископаемыми

Таблица 1. Содержания Mg, Mn, Fe, Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раковинах брахиопод из нижнепермских разрезов Омолонского массива и его юго-восточного обрамления, Северо-Восток Азии

Образец	Разрез*	Брахиоподы	Mg %	Mn ppm	Fe ppm	Sr ppm	Mn/Sr	Fe/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Русско-омолонский горизонт									
90/АБ-14	1	Tumarinia sp.	0.09	45	130	880	0.05	0.1	0.70708
Халалинский горизонт									
83-2/АБ-14	1	Tumarinia sp.	0.26	690	4600	700	0.99	6.6	0.70720
87а/АБ-14	1	Tumarinia sp.	0.15	120	350	860	0.14	0.4	0.70739
87в/АБ-14	1	Tumarinia sp.	0.12	100	210	900	0.11	0.2	0.70735
89-2/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.11	200	500	1000	0.20	0.5	0.70742
62-1/АБ-14	2	Tumarinia sp.	0.12	82	930	890	0.09	1.0	0.70736
Коаргычанский горизонт									
80-7/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.13	67	300	1300	0.05	0.2	0.70745
80-5/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.09	11	150	1100	0.01	0.1	0.70748
80-4/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.11	10	120	1200	0.01	0.1	0.70746
82-4/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.24	—	2200	900	—	2.5	0.70747
82-1/АБ-14	1	Neospirifer sp.	—	—	—	—	—	—	0.70744
Огонерский горизонт									
81-2/АБ-14	1	Pterospirifer sp.	0.40	—	2100	760	—	3.8	0.70755
79-5/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.15	90	1700	1100	0.08	1.5	0.70756
79-4/АБ-14	1	Neospirifer sp.	—	—	—	—	—	—	0.70784
79-3/АБ-14	1	Pterospirifer sp.	0.32	—	3500	590	—	5.9	0.70786
79-1/АБ-14	1	Neospirifer sp.	0.46	—	—	60	—	—	0.70775
Орочский горизонт									
4-9/АБ-06	3	Verchojania sp.	0.16	770	1100	1200	0.64	0.9	0.70771
4-6/АБ-06	3	Neospirifer sp.	0.16	120	3100	1100	0.11	2.8	0.70794
4-4/АБ-06	3	Verchojania sp.	0.21	260	1900	1300	0.20	1.5	0.70786

Примечание. *Разрезы: 1 — р. Русская-Омолонская, 2 — р. Мунгуджак, 3 — р. Парень. Курсивом показаны образцы, не удовлетворяющие геохимическим критериям и не пригодные для целей SIS.

кальцитовыми раковинами [12, 13]. При этом, содержание Sr в изученных брахиоподах существенно ниже этого содержания в аммоноидеях и арагонитовых раковинах (рис. 3). Исключение составляет лишь один образец 79-1/АБ-14, в котором концентрация Sr опускается до 60 ppm (таблица 1). Важно отметить, что среди изученных раковин содержание Sr у представителей разных родов пермских брахиопод значительно различаются. Так, раковины брахиопод *Neospirifer* и *Verhojania* имеют наиболее высокие концентрации Sr — 900–1300 ppm, а *Tumarinia* и *Pterospirifer* значительно меньшие — 590–900 ppm (см. рис. 3). Это различие может объясняться либо особенностями метаболизма, либо разной степенью диагенетической перекристаллизации.

Содержания Mn и Fe в изученных брахиоподах остаются в пределах 10–260 ppm и 120–3100 ppm, но в некоторых образцах повышается до 690–770 ppm и 3500–4600 ppm, соответственно. Столь широкие вариации указывают на диагенетическую перекристаллизацию раковин. Однако большинство образцов соответствуют геохимическим критериям пригодности материала для целей SIS (таблица 1): $Mn/Sr < 0.2$ и $Fe/Sr < 3$ (рис. 3). Эти параметры соответствуют наиболее

жёстким критериям, применяемым при изучении даже докембрийских известняков [14].

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в брахиоподах хорошей сохранности определяет Sr-изотопную специфику каждого регионаруса разреза нижней перми Омолонского массива. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в орочском горизонте заключено в пределах 0.70786–0.70794, в огонерском — 0.70744–0.70786, в коаргычанском — 0.70745–0.70748, в халалинском — 0.70742–0.70735 (рис. 4). Построенный нами тренд понижения $^{87}Sr/^{86}Sr$ обнаруживает хорошую сходимость с опубликованной стандартной кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в раннепермском океане [8]. Это указывает на то, что Колымо-Омолонский палеобассейн свободно сообщался с Мировым океаном в раннепермское время.

Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для раковин брахиоподы-спирифериды *Pterospirifer terekhovi* Zavadowsky и брахиоподы-продуктиды *Verkhoyania mirandus* Ganelin из самых древних пермских отложений региона равны 0.70786–0.70794. Это доказывает, что верхи региональной зоны *Verchojania mirandus* — *Prothyris elongatus* и основание региональной зоны *Verchojania expositus* — *Euchondria? mira* (верхняя часть орочского

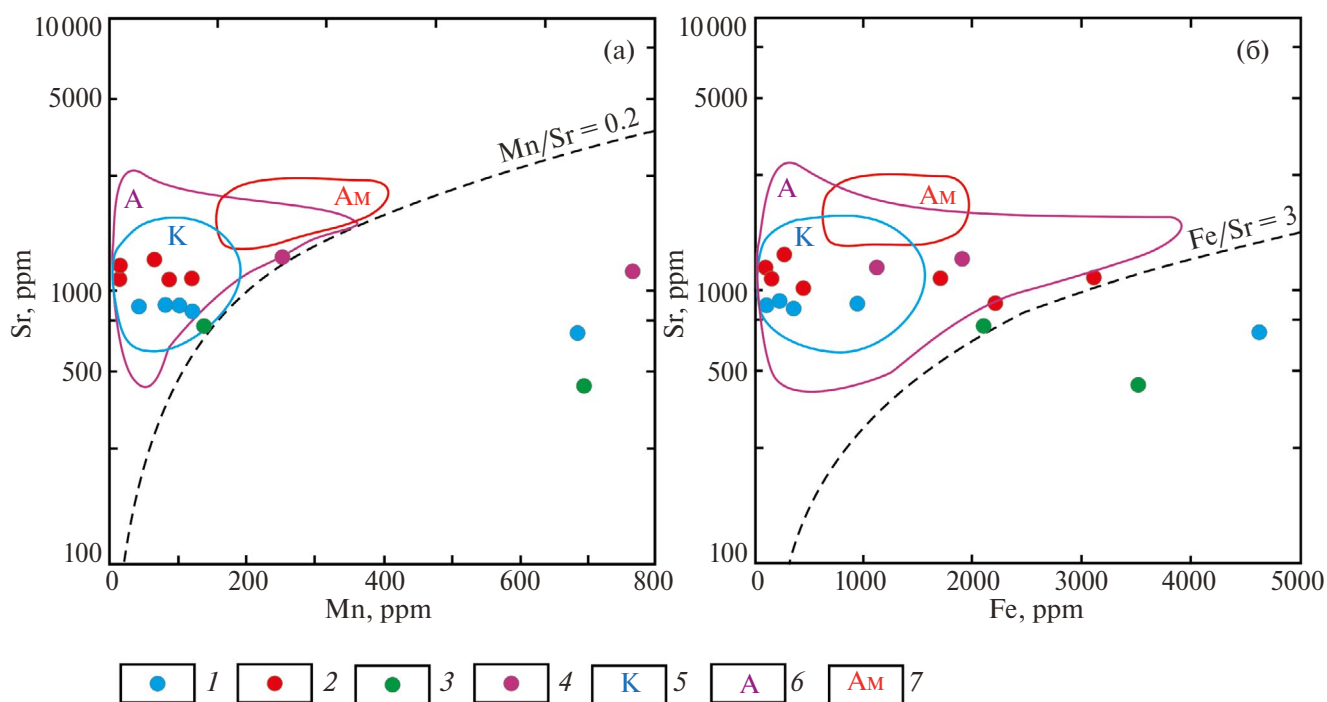


Рис. 3. Сравнение содержаний Mn, Fe и Sr в изученных раковинах брахиопод с опубликованными данными по древним морским ископаемым [10–13]. Пунктирные линии на диаграммах отделяют области наименее изменённых образцов, использованных для SIS-корреляции. 1 — *Tumarinia* sp., 2 — *Neospirifer* sp., 3 — *Pterospirifer* sp., 4 — *Verchojania* sp., 5 — кальцитовые раковины, 6 — арагонитовые раковины, 7 — аммоноидеи.

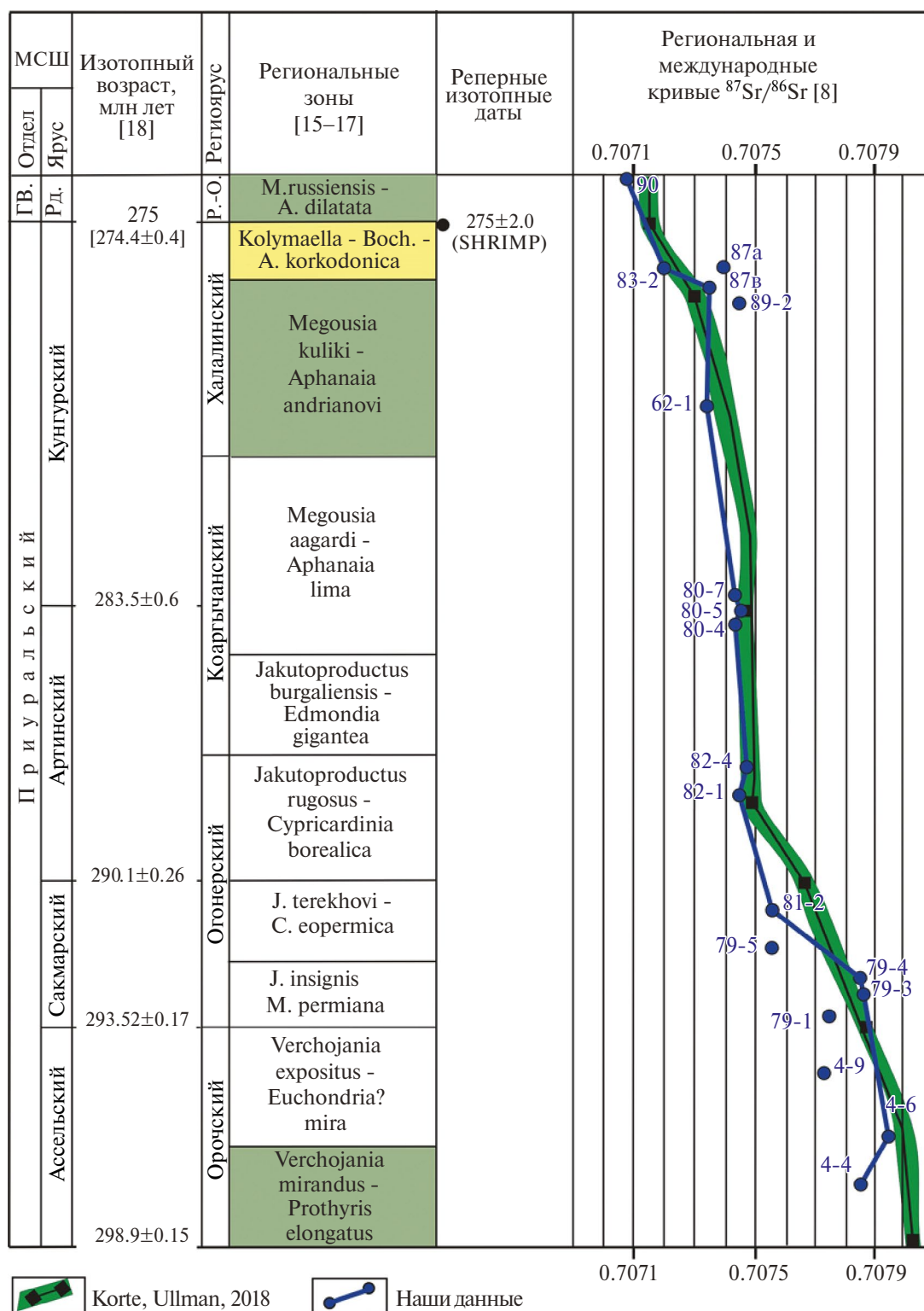


Рис. 4. Сопоставление кривых вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для нижней перми. Сокращения: ГВ. — гваделупский отдел (нижняя часть), Рд. — роудский ярус (нижняя часть), Р.-О. — русско-омолонский горизонт. (нижняя часть), Boch. — Bocharella. В графе “региональные зоны” тёмно-зелёным цветом показаны зональные интервалы увеличения таксономического разнообразия, жёлтым — вымирания. Реперная изотопная дата принята по (Бяков А.С., Ведерников И.Л., Брынько И.В. На пути совершенствования Региональной стратиграфической схемы перми Северо-Востока России: результаты и достижения последнего десятилетия // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2020 № 1. С. 47–56).

региоруса) относятся ко второй половине ассельского яруса (см. рис. 4).

Другой важный вывод, вытекающий из полученных результатов — нами подтвержден раннеартинский возраст региональной зоны *Jakutoproductus rugosus* — *Cypricardina borealica* [19] (см. рис. 4), а не позднеасакмарский, как это предполагалось рядом исследователей [20]. Полученные Sr-изотопные данные также хорошо демонстрирует соответствие региональной зоны *Megousia aagardi* — *Aphanaia lima* переходным верхнеартинско-нижнекунгурским слоям.

Таким образом, проведённое исследование позволило доказать соответствие нижней части разработанной авторами РСШ ассельскому ярусу МСШ пермской системы и подтвердить сделанные ранее датировки других установленных биостратиграфических зон. Дальнейшие хеомстратиграфические исследования изотопного состава Sr необходимо сосредоточить в пограничном гжельско-артинском интервале для более точного установления в регионе границы карбона и перми.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны Д.П.Г. Бонду (Университет Халла, Великобритания) за финансовую помощь при проведении полевых работ 2014 и 2015 гг., Я. Харви (Университет Лидса, Великобритания) за аналитические исследования Sr в ряде проб и Т.В. Филимоновой (ГИН РАН), участвовавшей в полевых работах.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 24-27-00180).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Davydov V. I., Biakov A. S., Schmitz M. D., Silantiev V. V. Radioisotopic calibration of the Guadalupian Series: review and updates // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 176. P. 222–240.
2. Бяков А. С., Horacek M., Горячев Н. А., Ведерников И. Л., Захаров Ю. Д. Первая детальная запись $\delta^{13}C_{org}$ в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // *ДАН.* 2017. Т. 474. № 3. С. 347–350.
3. Бяков А. С., Брынько И. В., Бонд Д. (Bond D. P. G.), Харвей Д. (J. Harvey), Горячев Н. А., Ведерников И. Л., Филимонова Т. В. Новые минимальные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в биогенных карбонатах перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // *ДАН.* 2019. Т. 488. № 4. С. 397–402.
4. Бяков А. С., Захаров Ю. Д., Хорачек М., Горячев Н. А. О положении границы вучапинского и чансинского ярусов на Северо-Востоке России по радиоизотопным и хеомстратиграфическим данным // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2021. Т. 500. № 2. С. 131–134.
5. Котляр Г. В., Пухонто С. К., Бураго В. И. Межрегиональная корреляция континентальных и морских пермских отложений Северо-Востока России, юга Дальнего Востока, Сибири и Печорского Приуралья // *Тихоокеан. геол.* 2018. Т. 37. № 1. С. 3–21.
6. Бяков А. С. Двустворчатые моллюски Северо-Востока Азии на рубеже карбона и перми // *Палеонтол. журн.* 2019. № 3. С. 27–35.
7. Макошин В. И., Кутыгин Р. В. Зональная шкала ассельско-асакмарских (нижнепермских) отложений Верхоянья (Северо-Восток России) по брахиоподам // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2020. Т. 28. № 4. С. 43–72.
8. Korte C., Ullmann C. V. Permian strontium isotope stratigraphy. London: Geol. Soc. (Spec. Publ.), 2018. V. 450. P. 105–118.
9. Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Стронциевая изотопная хеомстратиграфия: основы метода и его современное состояние // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
10. Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хеомстратиграфии // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
11. Рудько С. В., Кузнецов А. Б., Покровский Б. Г. Sr и C-хеомстратиграфия отложений карбонатной платформы в задуговом бассейне северной окраины Тетиса (поздняя юра Горного Крыма) // *Литология и полезн. ископ.* 2017. № 6. С. 58–77.
12. Zakharov Y. D., Kuznetsov A. B., Seltser V. B., Ivanov A. V., Gavrilova A. A., Chebotareva V. A., Smyshlyaeva O. P., Kirienko A. P. The problem of isolation and freshening of the Jurassic–Early Cretaceous Middle Russian Sea: A new $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ record from the Saratov Volga region // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology.* 2024. V. 635. P. 111934.
13. Zakharov Y. D., Kuznetsov A. B., Gavrilova A. A., Stativko V. S. A new $^{87}Sr/^{86}Sr$ record of Cretaceous marine invertebrates from the Palaeopacific and its

- implication for stratigraphic and palaeoenvironmental reconstruction // *Cretaceous Research*. 2022. V. 139. P. 105298.
14. Кузнецов А. Б., Кочнев Б. Б., Васильева И. М., Овчинникова Г. В. Верхний рифей Енисейского края: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.
 15. Ганелин В. Г., Бяков А. С., Караваева Н. И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии / Пути детализации стратиграфических схем. Отв. ред. Ю. Б. Гладенков, К. И. Кузнецова. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.
 16. Ganelin V. G., Biakov A. S. The Permian biostratigraphy of the Kolyma-Omolon region, Northeast Asia // *Journ. Asian Earth Sci.* 2006. V. 26. № 3–4. P. 225–234.
 17. Бяков А. С. Новая зональная схема пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам. Статья 1. Зональное расчленение // *Тихоокеан. геол.* 2012. Т. 31. № 5. С. 13–40.
 18. Henderson C. M., Shen S. Z. The Permian Period / In: Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg, G. M. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Boston: Elsevier, 2020. V. 2. Chap. 11. P. 875–902.
 19. Ганелин В. Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–142.
 20. Budnikov I. V., Kutygin R. V., Shi G. R., et al. Permian stratigraphy and paleogeography of Central Siberia (Angaraland) – A review // *Journ. Asian Earth Sci.* 2020. V. 196. Article 104365. P. 1–21.

Sr CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE LOWER PERMIAN OF THE OMOLON MASSIF (NORTHEAST ASIA): FIRST DATA AND IMPORTANCE FOR CORRELATION WITH THE INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC SCALE

A. S. Biakov^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^b,
V. G. Ganelin^c, I. V. Brynko^a, V. A. Chebotareva^b, I. L. Vedernikov^a

^a*N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute,
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation*

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

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

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

For the first time, Sr chemostratigraphic characteristics of marine sediments of the Lower Permian of the Omolon massif of Northeast Asia have been obtained based on the study of well-preserved brachiopod shells. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in brachiopods from the Lower Permian regional horizons (regional stages) is within the following range: Orochian – 0.70786–0.70794, Ogonerian – 0.70744–0.70786, Koargychanian – 0.70745–0.70748, Khalalian – 0.70742–0.70735. The obtained Sr isotope data demonstrate good agreement with the standard variation curve of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in the Permian Ocean. New Sr isotope data can be used to directly correlate units of the Regional Stratigraphic Scale of Northeast Russia with the stages of the International Permian Stratigraphic Scale. Based on new data, the Asselian age of the Orochian regional stage of the lower part of the Permian section of the Omolon massif has been proven, and the regional correlation of the Upper Sakmarian interval, previously established from biostratigraphic data, has been clarified.

Keywords: Sr chemostratigraphy, brachiopods, Regional stratigraphic scale, Lower Permian, Omolon massif, Northeast Asia

ПОСТ-КОЛЛИЗИОННАЯ W–Mo–Cu–Au-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КЕНСУЙСКОГО ПЛУТОНА (ВОСТОЧНЫЙ КЫРГЫЗСТАН)

© 2024 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³,
Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 05.04.2024

После доработки 05.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Приведены данные впервые выполненного изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Кенсуйского плутона, расположенного в восточной части системы глубинных разломов “линии В.А. Николаева”. С этим плутоном высококалийных (шошонитовой серии) пород связаны месторождение Кенсу и иные проявления скарновой и порфировой W–Mo–Cu–Au-минерализации. Наряду с другими Au-, W- и Cu-месторождениями, они входят в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона для пород последовательных интрузивных фаз охватывают интервал от примерно 325 до 302 млн лет. Этот интервал включал кристаллизацию монцогаббро (321 ± 4 млн лет), монцонитов (319 ± 4 млн лет), камптонитов (306 ± 4 млн лет), сиенитов (307 ± 6 млн лет), кварцевых сиенитов (305.5 ± 2 млн лет) и кварцевых монцонитов (305 ± 3 млн лет). Установлены также антекристы циркона с возрастом от 316–325 млн лет до 335–345 млн лет. Эти датировки совпадают с возрастом субдукционных процессов в западной части Срединного Тянь-Шаня. Однако как геохимические характеристики пород Кенсуйского плутона, так и связанная с ним молибден-вольфрамовая минерализация не свойственны субдукционной природе плутона и, напротив, указывают на пост-коллизийную обстановку внедрения интрузий. Такое противоречие может быть объяснено “ножницевидным” (с востока на запад) закрытием Туркестанского палеоокеана, в результате чего на востоке “линии В.А. Николаева” уже наступил пост-коллизийный режим, тогда как в её западной части сохранялась обстановка субдукции. В породах обнаружены также ксенокристы циркона с более древним возрастом (порядка 1.9 млрд лет), вероятно, представляющим возраст пород фундамента Таримского кратона, что указывает на вовлечение древнего материала в генерацию магм.

Ключевые слова: изотопная U–Pb-геохронология, метод LA-ICP-MS, циркон, гранитоиды, W–Mo–Cu–Au-месторождения, Кыргызстан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739724100072

ВВЕДЕНИЕ

Определение возраста рудных месторождений и длительности их образования является

важнейшей проблемой металлогении. Её решение имеет не только фундаментальное значение, но и важно для практики геолого-поисковых работ, т. к. для успешного прогноза перспективных территорий необходимо выявить геологические события, которые привели к скоплению аномальных количеств металлов в геологических структурах. Число минералов-геохронометров, позволяющих датировать процессы рудообразования, невелико. Одним из наиболее благоприятных для этих целей является циркон. Он распространён в магматических породах

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

²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия,

*E-mail: sergei07@mail.ru

в многофазных плутонах, с которыми связаны магматогенно-флюидные минералообразующие системы, формирующие рудные месторождения. Интересными объектами исследования являются месторождения Восточного Кыргызстана, приуроченные к системе глубинных разломов “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” (или “линии В.А. Николаева”). Они входят в состав крупнейшего медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2]. В нём сконцентрированы рудные месторождения, связанные с интрузиями монцитонитов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста. Среди них — гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др.), порфировые и скарновые

Си-Мо-Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфировые месторождения Алма-лыка), а также многочисленные месторождения вольфрама разных типов (рис. 1) ([1, 2] и др.). Становление рудоносных интрузий происходило в субдукционных условиях при конвергенции Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизии обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3].

Система глубинных разломов “линии В.А. Николаева” протягивается в субширотном направлении на более чем 500 км и разделяет орогенные сооружения Среднего и Северного Тянь-Шаня (рис. 1, 2 А). К этой системе приурочены около 15 позднепалеозойских интрузивных массивов и связанных с ними месторождений

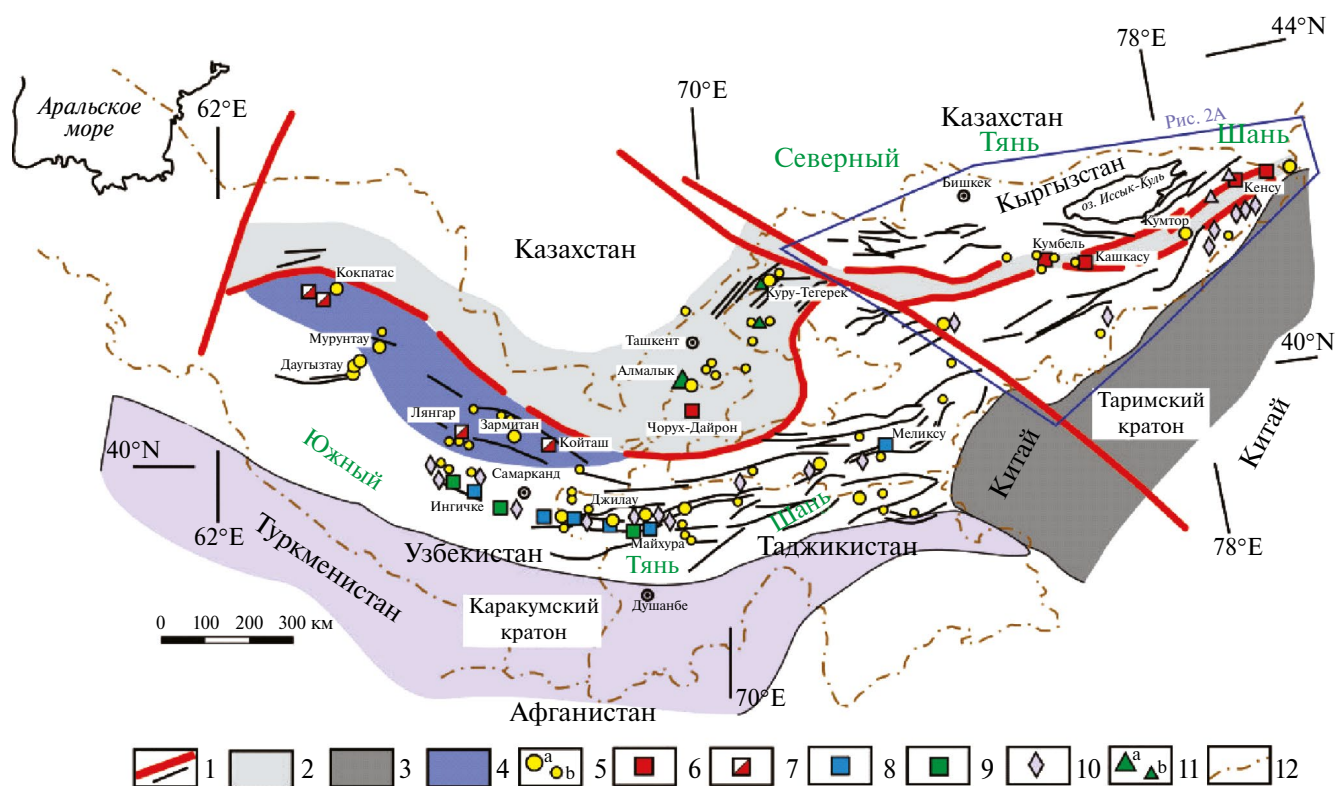


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 — разломы разных порядков, 2 — позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 — континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 — террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 — главные (а) и второстепенные (b) месторождения золота, 6 — золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения, 7 — молибден-вольфрамовые месторождения, 8 — полиметалльно-вольфрамовые месторождения, 9 — олово-вольфрамовые месторождения, 10 — месторождения олова, 11 — главные (а) и второстепенные (b) медно-молибденовые и золото-медные порфировые месторождения, 12 — государственные границы.

и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu-и Mo-минерализации, которые выделяются как протяжённая (более 500 км) Сонкуль-Кенсуйская металлогеническая зона [1]. Несмотря на важное металлогеническое значение этой системы глубинных разломов и приуроченных к ней интрузивных массивов, изотопный U-Pb-возраст циркона был установлен лишь для единичных плутонов, находящихся преимущественно в западной части “линии В.А. Николаева” ([4] и др.). Ограниченные сведения недостаточны для понимания особенностей магматизма и металлогении столь крупной системы глубинных разломов, так и для более широкой тектонической и металлогенической корреляции. В настоящей работе приведены первые данные изотопного датирования пород Кенсуйского плутона в восточной части “линии В.А. Николаева” (рис. 2 А).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И СВЯЗАННОЙ С НИМИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Кенсуйский и Джолколотский плутоны прорывают нижнекаменноугольные осадочные породы (углистые и кремнистые сланцы, песчаники, доломиты и известняки) Турукского шовного (сутурного) прогиба, приуроченного к системе разломов “линии В.А. Николаева” (рис. 2 Б). Эти осадочные породы несогласно залегают на неопротерозойский-кембрийской толще доломитов, глинистых сланцев и чёрных углистых сланцев. В свою очередь, данная толща подстилается палеопротерозойскими (до архейских?) гранитно-метаморфическими породами древнего континентального основания Срединного Тянь-Шаня, тектонические блоки которых, возможно, были отколоты от Таримского кратона по системе рифтов [5].

Совместно, эти плутоны образуют очаговую структуру, по-видимому, приуроченную к пересечению разломов “линии В.А. Николаева” поперечным разломом субмеридионального простирания (рис. 2 Б). Кенсуйский плутон находится в южной части этой структуры и имеет удлинённую линейную или слабо-дуговидную форму, и в целом протягивается на 10 км при ширине 0.5–2 км. Он включает несколько интрузивных тел, соответствующих последовательным фазам внедрения магмы, а также обширные участки развития гибридных пород. Характерной особенностью плутона является наличие обособленных “центров повышенной магматической

активности”, представляющих собой группы небольших “спаянных” и/или прорывающих друг друга интрузивных штоков, иногда — дуговидных и неполнокольцевых даек, в совокупности напоминающих корневые части вулканических аппаратов, или “порфиновые центры”, известные на многих порфировых месторождениях. В составе плутона выявлено несколько интрузивных фаз, в том числе (от ранних к поздним): монцогаббро (“шонкиниты” и “эссекситы”), монцодиориты, монцониты, камптониты (штоки и дайки — промежуточная дайковая серия), сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, монцограниты, лейкограниты-аляскиты (сиенограниты), а также монцогаббровые и монцодиоритовые порфириты (поздние дайки) [6].

Монцогаббро, монцодиориты и монцониты — это мелано- до мезократовых средне-мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных (с редкими и мелкими фенокристами, преимущественно плагиоклаза, реже клинопироксена) породы. В них обычно присутствуют три темноцветных минерала (клинопироксен, амфибол, биотит), с растущим содержанием амфибола (5–35 об. %) и биотита (10–25 об. %) и убывающим содержанием клинопироксена (от 60 об. % до 5 об. %) в данной последовательности пород. Породы содержат призматический до удлинённо-призматического плагиоклаз (лабрадор-андезин в монцогаббро до андезин-олигоклаза в монцонитах), слабо до отчётливо-зональный, и обычно интерстициальный калиевый полевой шпат (ортоклаз до санидина). С монцодиоритами тесно пространственно связаны гибридные разновидности, которые содержат амфибол и биотит (20–30 об. % каждого), а также кварц (5–15 об. %), и характеризуются гнейсовидной до пятнистой текстурой, обусловленной сегрегациями темноцветных минералов, с постепенными переходами к вмещающим биотитовым (кварц-полевошпат-биотитовым) роговикам. Камптониты характеризуются присутствием удлинённо-призматических до игольчатых кристаллов красно-коричневого амфибола (30–60 об. %), развитых в мелкозернистой основной массе плагиоклаза (лабрадора), калиевого полевого шпата, биотита (часто с рутилом) и магнетита.

Сиениты и кварцевые сиениты — это мезолейкократовые породы, средне-крупнозернистые и резко-порфировидные, с характерными крупными (до 2–3 см) порфировидными выделениями калиевого полевого шпата (микроклин и микроклин-пертит, реже ортоклаз-пертит).

Они содержат амфибол, биотит, причём амфибол преобладает в сиенитах, а биотит — в кварцевых сиенитах, а также короткопризматический плагиоклаз (андезин-олигоклаз), причём последний развит и в виде пойкилитовых включений в калиевом полевоом шпате. Интрузивные тела этих пород часто окружены ореолами инъекционно-прожилковой и порфиروبластической калишпатизации (в алюмосиликатных породах), иногда — зонами магнезиальных скарнов (в карбонатных породах). Иногда с телами сиенитов связаны тела магматических брекчий с сиенитовым цементом.

Кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты-аляскиты — это лейкократовые породы (содержание темноцветных минералов не более 15–20 об. %, а в лейкогранитах — 5 об. %), обычно — мелко-среднезернистые и порфировидные (с фенокристаллами плагиоклаза), с преобладанием биотита над амфиболом, преобладанием таблитчатых и короткопризматических кристаллов олигоклаза (15–35 мол. % анортита) среди полевых шпатов и присутствием как ортоклаза, так и микроклина. Местами в породах развиты графические и пегматоидные кварц-полевошпатовые агрегаты, иногда — мирмекитовые кварц-полевошпатовые срастания. В кварцевых монцонитах иногда присутствуют обособления-энклавы, сложенные темноцветными минералами (амфиболом и биотитом) и подчинённым плагиоклазом, с небольшой примесью калиевого полевого шпата. Кроме мезо-лейкократовых кварцевых монцонитов, обычно слагающих сравнительно более крупные интрузивные тела, распространены также меланократовые афировые до резкопорфировидных, мелкозернистые кварцевые монцониты, которые слагают небольшие дайки, а также иногда внешние “закалочные” зоны “быстрой кристаллизации” в более крупных интрузивах кварцевых монцонитов. Кварцевые монцониты отчётливо пересекают тела известковых скарнов.

Заключительные дайки основных пород (монцогаббровые и монцодиоритовые порфириды) характеризуются мелкозернистой основной массой, сложенной тонкими лейстами плагиоклаза, амфиболом и подчинённым калиевым полевым шпатом. Фенокристаллы представлены амфиболом, плагиоклазом и изредка кадмиевым полевым шпатом. В некоторых разновидностях развиты клинопироксен и, возможно, оливин. В некоторых основных породах присутствуют крупные (до 5 мм) бипирамидальные (но часто округлые или с “заливами”) фенокристаллы

кварца, а также округлые (каплевидные до гороховидных) агрегаты кварца, местами содержащие включения магнетита и, возможно, сульфидных минералов.

Акцессорные минералы интрузивных пород включают магнетит, апатит, титанит, циркон, в монцонитах, сиенитах и кварцевых сиенитах присутствуют также алланит и эпидот, а в кварцевых монцонитах, монцогранитах и лейкогранитах-аляскитах — также монацит, алланит, изредка пироклор, флюорит и шеелит. Все породы относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и высококалиевой известково-щелочной сериям, умеренно-глинозёмистому I-типу. Они обогащены лёгкими РЗЭ, при обычном лишь слабым дефиците Eu в более дифференцированных породах [6]. Калий-аргоновые датировки пород Кенсуйского плутона указывают, что возраст его становления составляет порядка 330–324 млн лет [7].

С Кенсуйским плутоном пространственно ассоциируют скарновое молибден-вольфрамовое месторождение Кенсу и связанная с ним штокверковая Mo-W-Cu-Au-минерализация (рис. 2В) [6]. Ресурсы руд этого месторождения, приуроченных к телам гидротермально-изменённых скарнов, оценены в ~35–50 тыс. т WO_3 (среднее содержание 0.41% WO_3 при бортовом содержании 0.10% WO_3) [6]. Среди скарнов различаются существенно гранатовые, скаполит-гранатовые и пироксен-гранатовые разновидности. В замесивших их послескарновых метасоматитах широко развиты андрадитовый гранат, калиевый полевой шпат, магнетит, гематит и кварц, а также молибдошеелит, халькопирит и молибденит. Эти рудные минералы развиты и в пропилитах, также наложенных на скарны и прилегающие к ним вмещающие породы. В целом, состав скарнов и послескарновых метасоматитов подчёркивает весьма окислительные условия минералообразования, как и обстановку повышенной щёлочности, что согласуется со спецификой рудоносных интрузий высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Изменённые скарны пересекаются зонами карбонат-серицит-кварцевых (карбонат-филлизитовых) жил и прожилков, которые в контурах скарнов и за их пределами содержат шеелит, самородное золото, минералы Cu, Bi, Ag, As, Zn-Pb и др. [6]. Соответственно, изменённые скарны содержат в среднем также 0.25% Cu и 0.03% Mo и находятся внутри обширного ореола прожилково-вкрапленной (порфировой) Mo-W-Cu-Au-минерализации, связанной с зонами калиевых, пропиловых

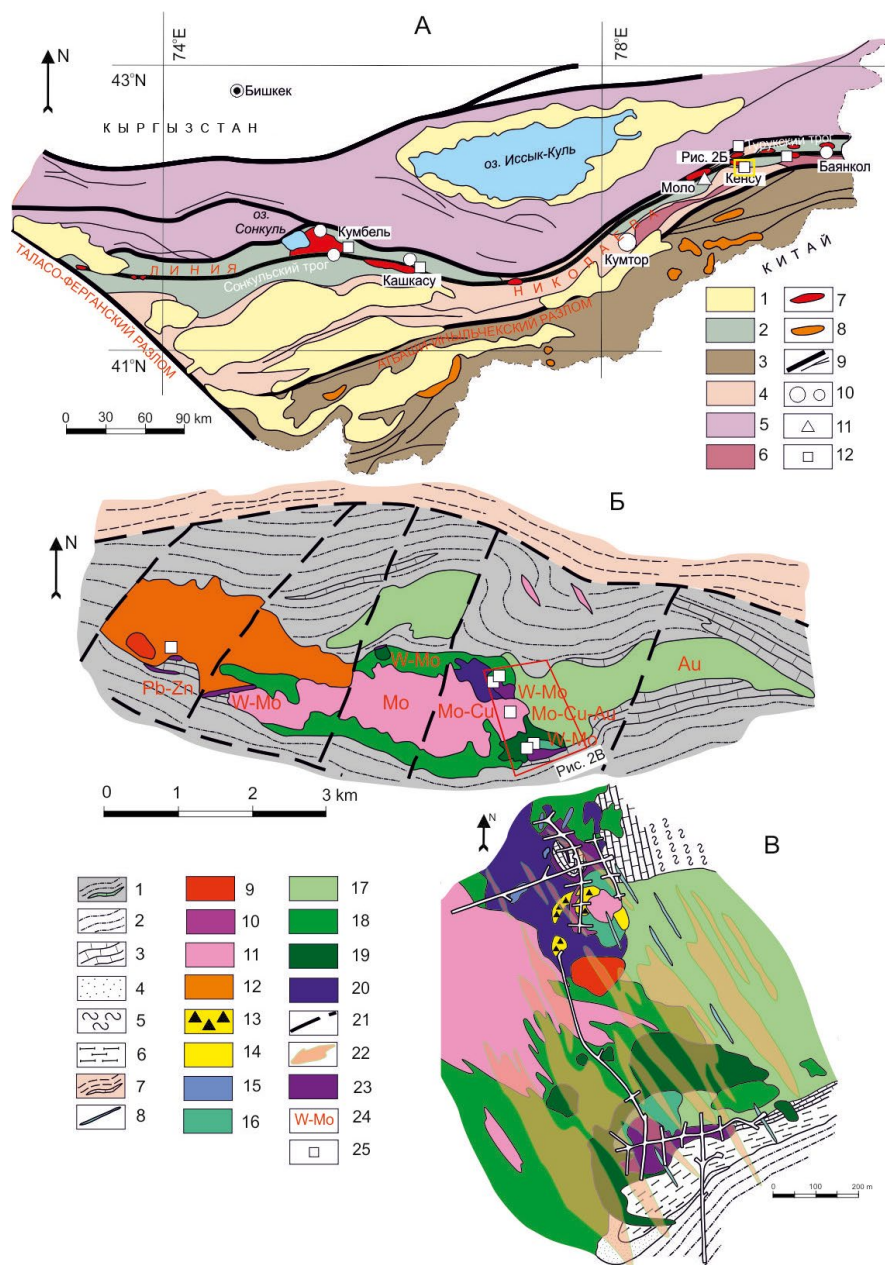


Рис. 2. Геологические схемы (А) Восточного Кыргызстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, (Б) строение Кенсуйского plutона, и (В) строение части Кенсуйского plutона. А: 1 – кайнозойские отложения, 2 – позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные трог (Сонкульский, Турукский), 3 – террейны Южного Тянь-Шаня, 4 – террейны Среднего Тянь-Шаня, 5 – террейны Северного Тянь-Шаня, 6 – палеопротерозойские (до архейских?) гнейсы, амфиболиты, мигматиты (блоки основания Таримского кратона, отчленённые по системам рифтов), 7 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шшонитовой и высококальциевой известково-щелочной серий, 8 – отдельные позднекаменноугольные-пермские гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня, 9 – разломы, 10–12 – месторождения и рудопроявления (10 – золота, 11 – вольфрама, 12 – молибдена). Б–В: 1–6 – нижнекаменноугольные отложения Турукского прогиба (1 – нерасчленённые, 2 – чередование сланцев и песчаников, 3 – доломитовые и кальцитовые мраморы, 4 – кварциты, 5 – кварц-полевошпат-биотитовые роговики, 6 – тонкое чередование скарнов, мраморов, роговиков и кварцитов), 7 – верхнепротерозойские-кембрийские сланцы, песчаники, основные вулканиты, доломиты, песчаники, 8–20 – позднепалеозойские породы Кенсуйского plutона (8 – поздние дайки основных пород, 9 – лейкограниты-аляскиты, 10 – монцограниты, 11 – кварцевые монцониты, 12 – кварцевые сиениты, 13 – магматические брекчии с сиенитовым цементом, 14 – сиениты, 15 – камптониты, 16 – монцониты, 17 – гибридные монцодиориты, 18 – монцодиориты, 19 – “эссекситы”, 20 – “шонкиниты”), 21 – разломы, 22 – зоны карбонат-филлизитовых гидротермальных изменений, 23 – скарны, 24 – рудопроявления и зоны минерализации, 25 – места отбора проб пород на изотопные U–Pb-исследования цирконов.

и карбонат-филлизитовых метасоматитов. В последних отмечаются содержания порядка 0.05–0.15% WO_3 , 0.01–0.06% Mo, 0.1–5.0% Cu и до 0.5–1 г/т Au, местами до 3–5 г/т Au [6]. Такие же жильно-штокверковые зоны распространены и далеко за пределами контуров скарнов, причём на значительном (километры) протяжении, где с ними связана преимущественно медно-молибденовая минерализация (рис. 2 В).

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Зёрна циркона были выделены и отобраны из монцодиоритов, монцонитов, камптонитов, сиенитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов Кенсуйского плутона (рис. 2 Б). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведён в табл. 1. Были изучены соответственно 10 (монцодиориты), 11 (монцониты), 9 (камптониты), 23 (сиениты), 16 (кварцевые сиениты) и 17 (кварцевые монцониты) зёрен циркона (табл. 2). Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Зёрна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных минералов, бледно-розовые до розовых и бледно-жёлтых, характеризуются таблитчатой до призматической и удлинённо-призматической формой длиной 80–700 мкм и коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:3 (изредка до 1:9) (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается небольшое тёмное (реже светлое) незональное до неясно-зональное ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы.

Изотопные U-Pb-исследования кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой HeEx II. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съёмка проводилась в режиме

E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счёта (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [8]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$ [9]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U-Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [10]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [11]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [12], для которого получен возраст 418 ± 3.7 млн лет (2σ , $n = 11$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии (рис. 3). При этом для монцодиоритов, монцонитов и кварцевых сиенитов Кенсуйского плутона характерна малая дисперсия значений изотопного возраста, и изученные кристаллы циркона могут быть отнесены к “автокрстам”, т.е. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заключительных) и наиболее дифференцированных порций магмы соответствующих интрузивных фаз [13]. Как следствие, указанные конкордантные значения изотопного U-Pb-возраста могут рассматриваться как возраст кристаллизации пород этих интрузивных фаз, соответственно, 321 ± 3 млн лет (СКВО = 0.48) (монцодиориты), 319 ± 4 млн лет (СКВО = 0.18) (монцониты) и 305.5 ± 2 млн лет (СКВО = 8.4). Напротив, для камптонитов, сиенитов и кварцевых монцонитов Кенсуйского плутона характерны широкие вариации изотопного возраста циркона, с обособлением двух и более максимумов значений: от 302–307 млн лет до 316–334 млн лет (рис. 3). В этом случае, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокрстов”, а, следовательно, и пород, в которых они обнаружены, а более древние — времени кристаллизации “антекрстов”, которые образовались в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном развитии крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma” [13]. Соответственно,

Таблица 1. Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученных пробах пород Кенуйского плутона (вес. %, г/т)

№ проб	1	2	3	4	5	6		1	2	3	4	5	6
породы	монцо-диорит	монцо-нит	кампто-нит	сиенит	квар-цевый сиенит	квар-цевый монционит		монцо-диорит	монцо-нит	кампто-нит	сиенит	квар-цевый сиенит	квар-цевый монционит
SiO ₂	53.23	55.36	47.58	58.86	62.05	62.78	Nb	29.4	25.4	28.6	36.3	29.2	56.3
TiO ₂	1.05	0.83	1.55	0.52	0.46	0.32	Y	27.6	26.8	25.0	18.3	17.1	17.5
Al ₂ O ₃	15.73	17.28	15.32	16.38	16.77	17.99	Mo	4.75	3.82	4.31	4.19	3.81	4.99
Fe ₂ O ₃	2.84	2.31	3.43	1.93	1.94	1.99	W	2.01	2.54	1.86	1.56	1.82	5.11
FeO	4.06	3.23	5.08	2.38	2.08	1.04	Sn	3.19	4.82	4.93	5.44	5.35	5.40
MnO	0.10	0.09	0.12	0.07	0.08	0.05	Cs	1.94	1.57	1.64	2.10	1.86	1.82
MgO	4.82	3.07	5.90	2.62	1.93	1.13	Hf	5.21	9.58	6.63	8.19	6.37	8.29
CaO	7.31	4.80	7.80	4.73	3.74	3.19	Ta	0.98	1.26	1.29	1.88	1.63	2.15
Na ₂ O	3.81	4.50	3.60	4.79	4.89	5.20	Ga	21.8	19.3	18.8	16.2	14.6	20.6
K ₂ O	4.22	4.96	2.46	5.39	3.95	3.87	Th	11.4	10.1	9.74	18.7	16.1	32.5
P ₂ O ₅	0.99	0.61	1.14	0.47	0.39	0.25	U	2.20	2.37	1.79	10.4	4.31	6.19
F	0.160	0.099	0.120	0.120	0.110	0.040	Cu	19.3	44.3	20.1	21.7	49.9	22.3
CO ₂	<0.20	0.49	2.85	<0.20	<0.20	0.39	Zn	119	99.4	125	54.6	40.2	83.2
S _{total}	<0.10	<0.10	0.22	<0.10	<0.10	<0.10	Pb	22.7	28.3	16.6	25.7	36.0	29.5
H ₂ O ⁻	<0.10	<0.10	0.10	0.12	0.11	0.15	La	217	82.8	125	181	127	137
H ₂ O ⁺	0.24	0.90	1.00	0.56	0.58	0.70	Ce	319	164	215	227	219	201
Total	98.96	98.73	98.27	99.24	99.38	99.19	Pr	50.8	31.9	25.7	32.1	28.4	30.2
							Nd	123	60.7	79.8	89.3	80.5	85.4
Ba	3438	2928	1921	3419	2782	3137	Sm	19.8	8.43	12.0	10.9	12.4	9.58
Sr	3975	1344	1456	2230	1839	1872	Eu	4.44	2.19	3.47	3.59	3.29	2.31
Co	39.8	35.9	30.9	9.19	7.99	6.19	Gd	12.7	8.81	7.44	6.19	5.72	5.19
Ni	38.0	40.4	54.1	29.5	33.0	21.8	Tb	0.99	0.79	0.95	0.79	0.91	0.80
V	186	165	183	81.0	54.9	55.8	Dy	5.95	7.11	5.11	3.99	3.28	3.01
Cr	174	155	149	110	94.3	71.2	Ho	1.04	1.24	0.94	0.89	0.72	0.69
Rb	138	110	54.4	132	104	108	Er	2.75	3.12	2.33	2.01	1.73	1.72
Li	24.3	17.9	9.65	8.28	5.83	6.53	Tm	0.30	0.33	0.32	0.27	0.25	0.29
Be	2.18	1.43	2.43	2.83	3.11	4.19	Yb	2.12	1.97	2.47	2.99	1.87	1.82
Zr	216	431	318	383	331	392	Lu	0.28	0.26	0.31	0.29	0.20	0.24

Примечание. Анализы породобразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, F – методом ионной хроматографии, CO₂ – методом кислотного титрования, S_{общ.} – методом йодного титрования, H₂O[±] – гравиметрическим методом, рассеянных, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лабораториях ВИМСа и ЦНИГРИ.

возраст кристаллизации “автокрисов” циркона составляет 306 ± 4 млн лет (СКВО = 0.94) (камptonиты), 307 ± 6 млн лет (СКВО = 3.8) (сиениты) и 305 ± 3 млн лет (СКВО = 0.65) (кварцевые монцониты) (рис. 3). Полученные значения не позволяют различить время кристаллизации разных интрузивных фаз, т.к. они совпадают в пределах погрешности определения.

В монцонитах и камptonитах установлены зёрна циркона с гораздо более древним (порядка 0.80 и 1.9 млрд лет) изотопным возрастом, которые могут быть отнесены к “унаследованным” (по [13]), захваченным из пород, через которые внедрялась магма монцонитов и камptonитов или её материнские расплавы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения (в диапазоне 325–302 млн лет для “автокрисов” циркона) возраста кристаллизации изученных интрузивных пород показывают длительное (в целом не менее 20 млн лет) становление Кенсуйского плутона. С учётом данных, полученных для “антекрисов” циркона, время становления плутона может быть увеличено ещё, по крайней мере, на 5–10 млн лет, таким образом, составив порядка 25–30 млн лет. Именно длительная магматическая дифференциация и кристаллизация, по-видимому, является необходимым условием для аккумуляции флюидов и металлов в остаточных расплавах, приводящей к формированию крупных плутоногенных месторождений вольфрама, золота и ассоциирующих металлов. Это согласуется с длительной историей магмато-генно-флюидной эволюции месторождения Кенсу, связанного с этим плутоном, где вольфрамоносные скарны являются ранними, а основные концентрации сульфидов связаны с более поздними жильно-штокерковыми системами низкотемпературных карбонат-серцит-кварцевых метасоматитов [6].

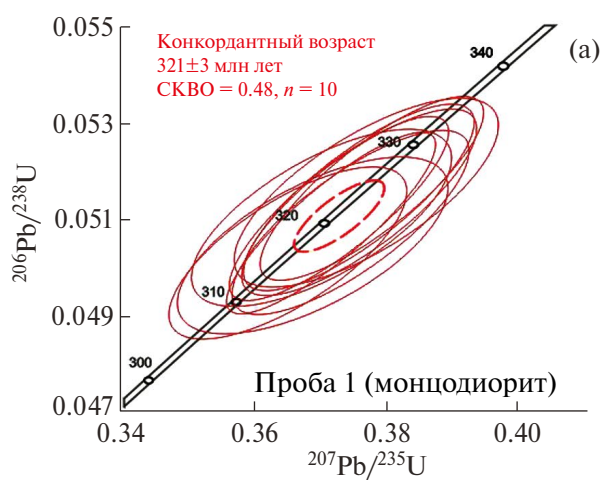
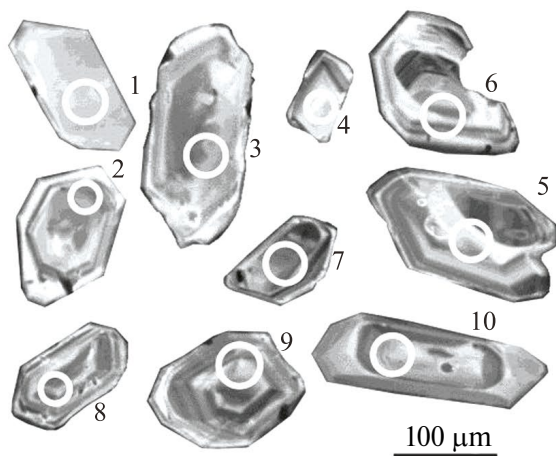
Полученные данные изотопного возраста позволяют провести корреляцию времени становления Кенсуйского плутона в рамках принятых в настоящее время моделей тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня [2, 3]. При этом начало позднепалеозойской субдукции в регионе проявлено в накоплении флишевых толщ и развитии олистостром в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня, что протекало в интервале времени порядка 330–325 млн лет в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в интервале около 315 млн лет — в восточном сегменте последнего [3, 14]. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского

палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В раннепермское время (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало интенсивного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [3, 14]. В данном контексте, установленный возраст становления Кенсуйского плутона (порядка 325–302 млн лет), ближе соответствует времени проявления субдукции, с погружением субдуцируемой пластины в северном направлении, под структуры Среднего Тянь-Шаня.

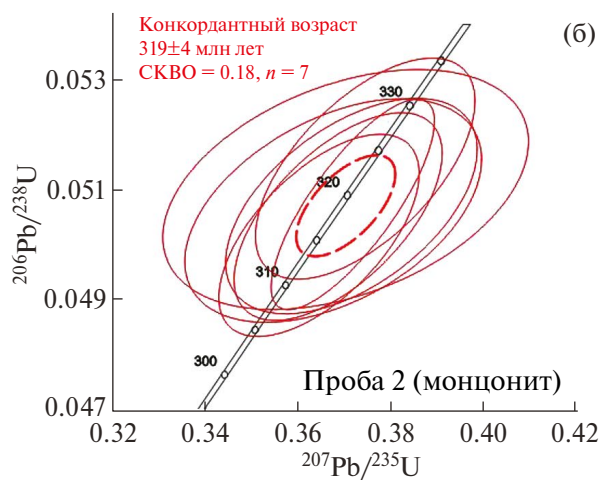
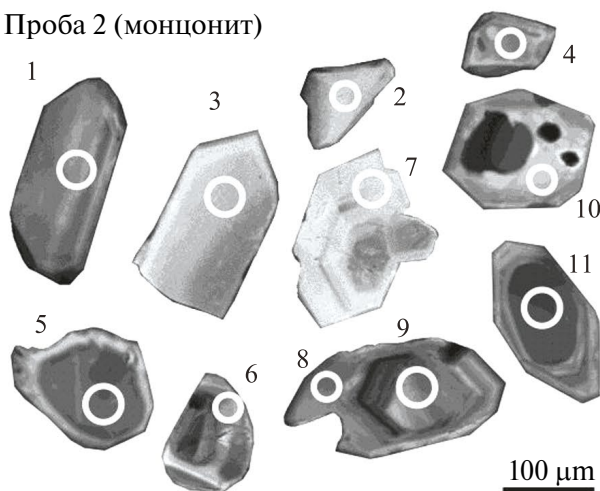
Вместе с этим, имеются свидетельства о более раннем начале коллизионных процессов в восточном сегменте Тянь-Шаня [15, 16], с “ножницевидным” закрытием весьма узкого океанического бассейна (Туркестанского палеоокеана) между Таримским кратоном и Казахстан-Северо-Тяньшаньским палеоконтинентом уже начиная, по крайней мере, с раннего карбона [17]. Это закрытие палеоокеана прогрессировало начиная с востока региона и далее на запад [15, 16], с соответствующим установлением коллизионного и затем пост-коллизионного режимов в западном направлении. Как следствие среди близких по возрасту (порядка 330–300 млн лет) плутонов Среднего Тянь-Шаня, становление тех, что расположены в его западной части, отвечало субдукционному режиму, тогда как тех, расположенных в восточной части региона — коллизионной и пост-коллизионной обстановке.

Особенности химического состава пород Кенсуйского плутона согласуются с возможностью его формирования в пост-коллизионной обстановке, определяемой прекращением субдукции и формированием разрывов сплошности субдуцированного слэба. Именно в этих условиях, под влиянием поднимавшейся горячей астеносферной мантии и при частичном плавлении литосферной мантии, модифицированной при субдукции, могли формироваться магматические породы сложного состава. В частности, содержания Zr и Ta в интрузивных породах Кенсуйского плутона скорее невысоки (порядка 200–400 ppm и <1–2 ppm, соответственно; табл. 1; см. также [6]), что характерно для магм, связанных с субдукцией [17]. Напротив, содержания Nb и Y в этих породах отчётливо повышены (до 56 ppm и 27 ppm, соответственно; табл. 1; см. также [6]), что характерно для производных пост-коллизионного магматизма [18].

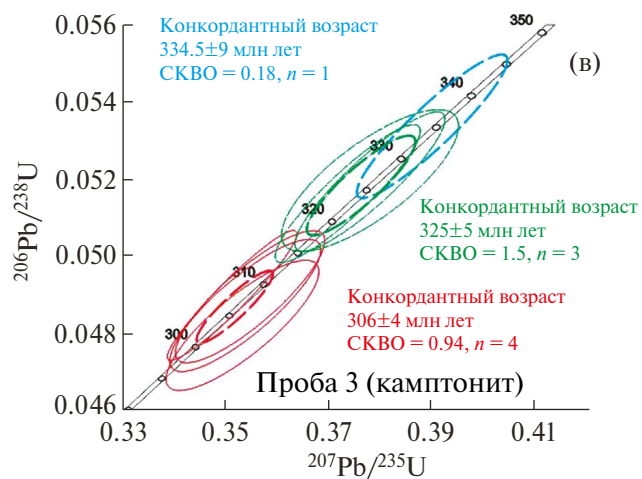
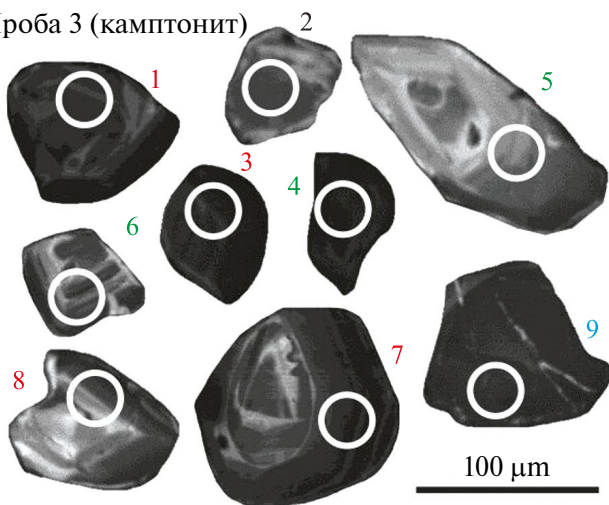
Проба 1 (монцодиорит)



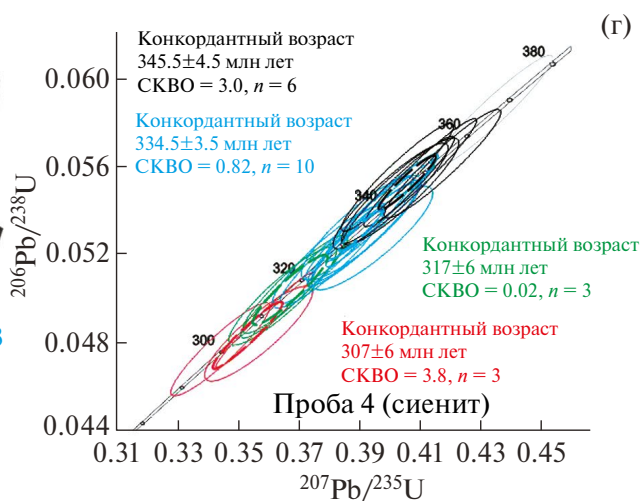
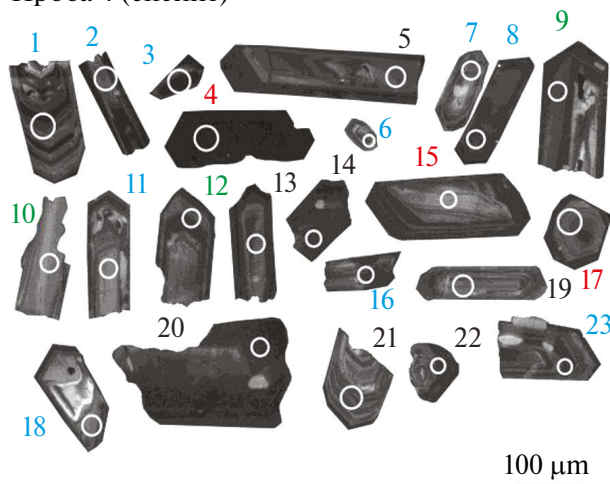
Проба 2 (монцонит)



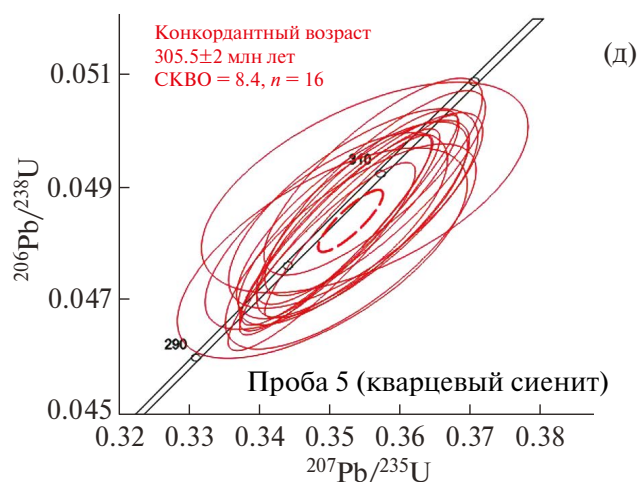
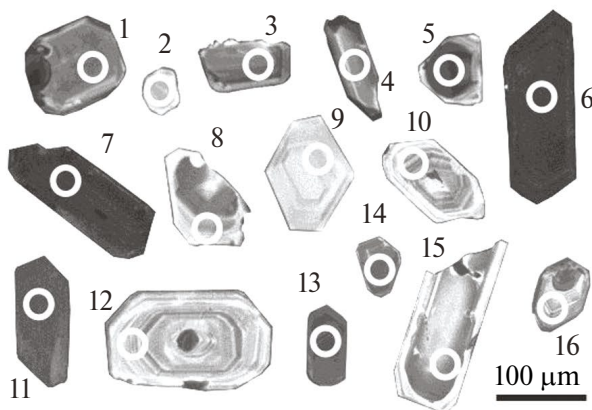
Проба 3 (камптонит)



Проба 4 (сиенит)



Проба 5 (кварцевый сиенит)



Проба 6 (кварцевый монзонит)

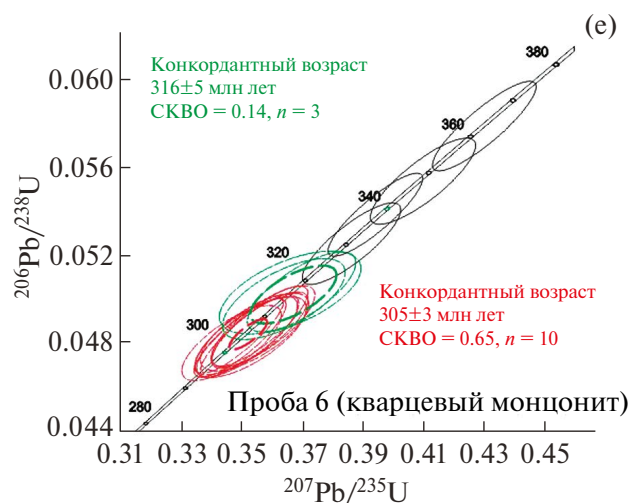
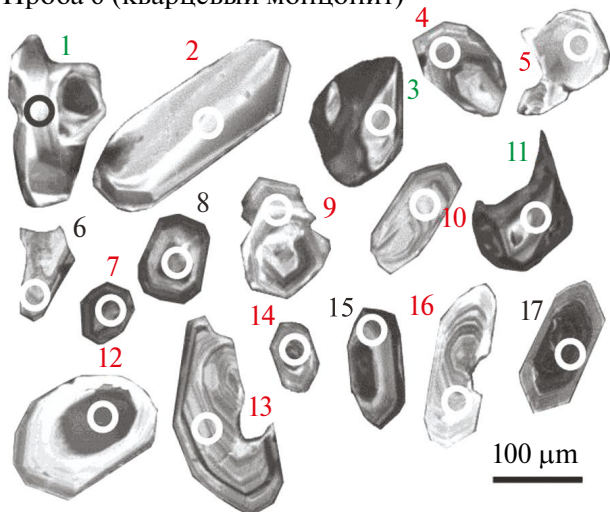


Рис. 3. Католюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблице 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Кенсуйского плутона (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ).

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород Кенуйского плутона

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
Проба 1 (мондиорит)													
1	10	128	223	0.57	0.37768	1.8	0.05162	1.5	0.82	325	10	325	10
2	12	230	265	0.87	0.36871	2.3	0.05044	1.5	0.65	319	13	317	9
3	13	253	282	0.90	0.37149	1.7	0.05090	1.5	0.86	321	10	320	9
4	11	160	236	0.68	0.37007	2.2	0.05101	1.5	0.67	320	12	321	9
5	9	193	209	0.92	0.37580	1.9	0.05133	1.5	0.79	324	11	323	10
6	7	149	157	0.95	0.37575	1.9	0.05143	1.5	0.80	324	11	323	10
7	9	162	203	0.80	0.37268	1.8	0.05120	1.5	0.83	322	10	322	10
8	17	213	395	0.54	0.36491	2.0	0.05028	1.5	0.72	316	11	316	9
9	15	167	328	0.51	0.37689	2.2	0.05153	1.6	0.71	325	12	324	10
10	8	108	180	0.60	0.37448	2.0	0.05091	1.5	0.78	323	11	320	10
Проба 2 (монцит)													
1	6	81	140	0.58	0.37162	1.9	0.05073	1.5	0.79	321	11	319	10
2	3	46	74	0.62	0.36736	3.6	0.05062	1.6	0.46	318	20	318	10
3	3	45	66	0.68	0.37432	2.6	0.05138	1.6	0.61	323	14	323	10
4	11	82	246	0.34	0.36838	2.5	0.05051	1.5	0.61	319	14	318	9
5	61	92	201	0.46	5.66143	1.6	0.34673	1.5	0.96	1926	27	1919	50
6	123	76	404	0.19	5.66940	1.5	0.34858	1.4	0.95	1927	26	1928	47
7	7	61	162	0.37	0.36424	2.4	0.05017	1.5	0.61	315	13	316	9
8	6	97	144	0.67	0.37134	3.0	0.05070	1.6	0.52	321	17	319	10
9	14	27	123	0.22	1.20239	1.8	0.13055	1.5	0.85	802	20	791	23
10	2	22	55	0.41	0.37008	4.4	0.05100	1.7	0.40	320	24	321	11
11	82	225	277	0.81	5.54747	1.6	0.34135	1.5	0.95	1908	27	1893	50
Проба 3 (кампит)													
1	31	262	723	0.36	0.35349	1.7	0.04872	1.4	0.84	307	9	307	9
2	74	129	249	0.52	5.57456	1.6	0.34329	1.4	0.91	1912	27	1903	48
3	32	436	754	0.58	0.35441	1.7	0.04895	1.4	0.85	308	9	308	9
4	74	750	1632	0.46	0.37352	1.6	0.05162	1.4	0.91	322	9	324	9

Продолжение таблицы 2

5	15	265	337	0.79	0.37790	1.9	0.05196	1.4	0.77	326	10	327	9
6	66	685	1444	0.47	0.37790	1.6	0.05193	1.4	0.90	326	9	326	9
7	344	1283	8004	0.16	0.35088	1.5	0.04898	1.4	0.95	305	8	308	9
8	34	218	807	0.27	0.35294	1.7	0.04820	1.4	0.83	307	9	304	9
9	112	316	2388	0.13	0.39006	1.5	0.05337	1.4	0.92	334	9	335	9
Проба 4 (сиенит)													
1	419	1830	9150	0.20	0.38963	1.9	0.05324	1.8	0.96	334	11	334	12
2	737	8524	15901	0.54	0.39650	1.9	0.05388	1.8	0.97	339	11	338	12
3	882	8240	18882	0.44	0.39754	1.9	0.05426	1.8	0.96	340	11	341	12
4	3437	10332	81345	0.13	0.35806	1.8	0.04906	1.8	0.98	311	10	309	11
5	852	5328	17717	0.30	0.40985	1.9	0.05578	1.8	0.96	349	11	350	12
6	302	7405	6598	1.12	0.39089	1.9	0.05298	1.8	0.94	335	11	333	12
7	202	1299	4435	0.29	0.39392	2.1	0.05281	1.8	0.87	337	12	332	12
8	600	5460	12840	0.43	0.39592	1.9	0.05410	1.8	0.96	339	11	340	12
9	336	1468	7705	0.19	0.36734	1.9	0.05049	1.8	0.94	318	10	318	11
10	135	697	3117	0.22	0.36401	2.0	0.05018	1.8	0.90	315	11	316	11
11	150	1486	3254	0.46	0.39027	2.1	0.05328	1.8	0.87	335	12	335	12
12	267	1986	6075	0.33	0.36826	1.9	0.05071	1.8	0.93	318	11	319	11
13	637	5326	12575	0.42	0.43402	1.9	0.05855	1.8	0.95	366	12	367	13
14	730	9457	15295	0.62	0.40271	1.9	0.05500	1.8	0.96	344	11	345	12
15	130	609	3098	0.20	0.35617	2.1	0.04847	1.8	0.88	309	11	305	11
16	2153	9048	47521	0.19	0.38060	1.9	0.05212	1.8	0.95	328	10	328	11
17	301	3935	7250	0.54	0.34341	2.0	0.04776	1.8	0.92	300	10	301	11
18	199	365	4413	0.08	0.37917	2.0	0.05194	1.8	0.90	326	11	326	11
19	228	1686	4763	0.35	0.40322	2.0	0.05494	1.8	0.91	344	12	345	12
20	803	3643	16420	0.22	0.41739	1.9	0.05619	1.8	0.95	354	11	352	12
21	306	1216	6420	0.19	0.39997	2.0	0.05472	1.8	0.92	342	11	343	12
22	1255	11063	25909	0.43	0.40224	1.9	0.05558	1.8	0.95	343	11	349	12
23	1518	15900	32869	0.48	0.39206	1.9	0.05313	1.8	0.94	336	11	334	12
Проба 5 (кварцевый сиенит)													
1	14	374	340	1.10	0.35628	1.8	0.04892	1.5	0.83	309	10	308	9
2	8	225	192	1.18	0.35478	2.7	0.04902	1.6	0.57	308	14	309	9

Окончание таблицы 2

3	25	660	578	1.14	0.35600	1.8	0.04921	1.4	0.80	309	10	310	9
4	18	495	419	1.18	0.35301	1.9	0.04844	1.5	0.76	307	10	305	9
5	42	667	1007	0.66	0.35117	1.7	0.04827	1.5	0.90	306	9	304	9
6	144	374	3422	0.11	0.35430	1.6	0.04851	1.5	0.94	308	9	305	9
7	104	293	2481	0.12	0.35070	1.6	0.04818	1.5	0.93	305	9	303	9
8	11	275	264	1.04	0.34925	2.0	0.04825	1.5	0.72	304	11	304	9
9	6	114	132	0.86	0.34870	2.4	0.04786	1.6	0.65	304	13	301	9
10	20	857	448	1.91	0.35314	2.1	0.04865	1.5	0.72	307	11	306	9
11	171	541	3835	0.14	0.34862	1.6	0.04780	1.4	0.90	304	8	301	8
12	11	373	275	1.36	0.35279	2.1	0.04798	1.5	0.74	307	11	302	9
13	249	748	5937	0.13	0.35073	1.6	0.04827	1.4	0.90	305	8	304	9
14	62	2563	1415	1.81	0.35374	1.7	0.04867	1.4	0.86	308	9	306	9
15	16	448	390	1.15	0.35326	1.9	0.04840	1.5	0.80	307	10	305	9

Проба 6 (кварцевый монцитит)

1	8	186	184	1.01	0.36546	2.6	0.05035	1.5	0.58	316	14	317	10
2	5	150	123	1.22	0.35101	2.0	0.04844	1.5	0.77	306	11	305	9
3	12	306	279	1.10	0.36331	2.3	0.05005	1.5	0.65	315	12	315	9
4	16	301	367	0.82	0.34592	2.0	0.04805	1.5	0.75	302	10	303	9
5	9	241	205	1.18	0.35220	2.2	0.04832	1.6	0.72	306	11	304	9
6	28	783	598	1.31	0.38590	1.7	0.05257	1.4	0.83	331	10	330	9
7	52	1275	1217	1.05	0.34949	1.6	0.04839	1.4	0.89	304	8	305	9
8	73	2251	1539	1.46	0.39376	1.6	0.05388	1.4	0.88	337	9	338	9
9	12	322	270	1.19	0.35358	2.1	0.04856	1.5	0.71	307	11	306	9
10	9	185	202	0.91	0.35643	2.0	0.04882	1.5	0.78	310	11	307	9
11	16	447	358	1.25	0.36928	2.0	0.05038	1.5	0.73	319	11	317	9
12	14	561	338	1.66	0.34884	1.8	0.04829	1.5	0.84	304	9	304	9
13	10	250	244	1.02	0.35536	1.8	0.04883	1.5	0.83	309	10	307	9
14	21	574	479	1.20	0.35526	1.8	0.04864	1.5	0.79	309	10	306	9
15	53	1198	1040	1.15	0.43005	1.6	0.05792	1.4	0.88	363	10	363	10
16	7	174	157	1.11	0.35119	1.9	0.04834	1.5	0.79	306	10	304	9
17	68	2219	1457	1.52	0.40969	1.7	0.05541	1.4	0.83	349	10	348	10

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений, D – дискордантность.

Особенностям металлогении пост-коллизиионного этапа соответствует и явно выраженная молибден-вольфрамовая специфика минерализации, связанной с Кенсуйским плутоном [6], как и других рудных объектов Сонкуль-Кенсуйской металлогенической зоны, трассирующей систему глубинных разломов “линии В.А. Николаева” [1]. Как было показано в ряде других регионов, скарново-порфировые золото-медно-молибден-вольфрамовые или золото-медные (с W и Mo) месторождения, связанные с интрузиями пород высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий, формируются именно на пост-коллизиионном этапе вдоль орогенных поясов и крупных структурных неоднородностей, главным образом, во внутри- и окраинноконтинентальных обстановках — вдоль кратонных и перикратонных тектонических границ, которые подверглись серии тектонических трансформаций, включая субдукцию, коллизиию конвергентных плит, соответствующий рост мощности коры и последующий пост-коллизиионный коллапс, последний в том числе отражающий апвеллинг астеносферы и формирование рифтогенных структур [19, 20]. По-видимому, такую или близкую последовательность тектонических событий следует допускать и для позднепалеозойской эволюции рассматриваемого региона Тянь-Шаня.

Установленный наиболее древний изотопный U-Pb-возраст (1.9 млрд лет) “унаследованного” циркона в породах Кенсуйского плутона, по-видимому, соответствует возрасту пород фундамента Срединного Тянь-Шаня. В качестве последнего рассматриваются, в частности, метаморфические породы блоков-фрагментов основания Таримской платформы, которые были отделены от последней по системе рифтов, и возраст циркона в которых составляет 1.85–2.33 млрд лет [4]. Формирование коровых магматических очагов в субстрате данных пород могло быть инициировано при эволюции высококальциевого известково-щелочного и шошонитового магматизма, связанного с глубинными (мантийными) магматическими очагами. Развитие коровых магматических очагов могло явиться дополнительным фактором формирования соответствующей молибден-вольфрамовой “специализации” изученных магматических пород.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН и ИГМ СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // Internat. Geol. Rev. 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.), Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication. 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 821–838.
4. Алексеев Д. В., Дегтярев К. Е., Котов А. Б., Сальникова Е. В., Третьяков А. А., Яковлева С. З., Анисимова И. В., Шатагин К. Н. Позднепалеозойские субдукционные и коллизиионные магматические комплексы в Нарынском сегменте Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2009. Т. 427. № 2. С. 219–223.
5. Kröner A., Alexeiev D. V., Kovach V. P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A. A., Mikolaichuk A. V., Xie H. Q., Sobel E. R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuitlyu Complex, East Kyrgyzstan — the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 135. P. 122–135.
6. Soloviev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kensu W-Mo skarn and Mo-W-Cu-Au alkalic porphyry deposit, Tien-Shan, Kyrgyzstan // Economic Geology. 2011. V. 106. P. 193–222.
7. Соломович Л. И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис и рудоносность) / Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Бишкек: Институт Геологии Кыргызстана, 1997. 42 с.
8. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation

- ICP-MS / P. Sylvester (Ed.). Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40. P. 307–311.
9. *Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R.* $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science*. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
 10. *Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al.* Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
 11. *Ludwig K.* User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.
 12. *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* 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.
 13. *Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
 14. *Буске Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПГУ, 1996. 192 с.
 15. *Charvet J., Shu L., Laurent-Charvet S., Wang B., Faure M., Cluzel D., Chen Y., De Jong K.* Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China // *Science China, Earth Sciences*. 2011. V. 54 (2). P. 166–184.
 16. *Biske Y.S., Konopelko D.L., Seltmann R.* Paleozoic collisional belt of the South Tien Shan: A review // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 248. Paper 104637.
 17. *Pearce J.A., Peate D.W.* Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. V. 23. P. 251–285.
 18. *Lustrino M., Wilson M.* The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province // *Earth-Science Reviews*. 2007. V. 81. P. 1–65.
 19. *Pirajno F., Zhou T.F.* Intracontinental porphyry and porphyry-skarn mineral systems in eastern China: scrutiny of a special case “made-in-China” // *Economic Geology*. 2015. V. 110. P. 603–639.
 20. *Zhou T., Wang S., Fan Y., Yuan F., Zhang D., White N.C.* A review of the intracontinental porphyry deposits in the Middle-Lower Yangtze River Valley metallogenic belt, Eastern China // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 433–456.

POST-COLLISIONAL W-Mo-Cu-Au MINERALIZATION IN THE MIDDLE TIEN SHAN: FIRST DATA ON ISOTOPIC U-Pb DATING (LA-ICP-MS METHOD) OF ZIRCON FROM INTRUSIVE ROCKS OF THE KENSU PLUTON (EASTERN KYRGYZSTAN)

**S. G. Soloviev^{a, #}, S. G. Kryazhev^b, D. V. Semenova^c,
Y. A. Kalinin^c, Academician of the RAS N.S. Bortnikov^a**

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

^b*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals,
Moscow, Russian Federation*

^c*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch,
Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: sergei07@mail.ru*

The paper presents first data on isotopic U-Pb study (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Kensu pluton situated in the eastern part of the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line”. This pluton of high-potassic (shoshonitic series) rocks is accompanied by the Kensu deposit and other occurrences of skarn and porphyry W-Mo-Cu-Au mineralization. Together with the other Au, W and Cu deposits and occurrences, they are parts of the extended metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U-Pb age data for zircon autocrysts from the rocks of the consecutive intrusive phases span over the interval of approximately 325 to 302 Ma. This interval comprised the crystallization of monzogabbro (321 ± 4 Ma), monzonite (319 ± 4 Ma), camptonite (306 ± 4 Ma), syenite (307 ± 6 Ma), quartz syenite (305.5 ± 2 Ma), and quartz monzonite (305 ± 3 Ma). Zircon antecrysts dated at 316–325 Ma to 335–345 Ma have also been identified. The age data obtained are consistent with the age of subduction processes

defined for the western part of the Middle Tien Shan. However, both geochemical characteristics of the rocks from the Kensu pluton and a distinct W-Mo mineralization related to this pluton contradict the subduction-related setting of the pluton emplacement but, instead, point out the post-collisional setting of the intrusion emplacement. This discrepancy can be explained by a “scissor-like” (from east to west) closure of the Turkestan paleo-ocean that has resulted in the post-collisional regime in the eastern part of the “Nikolaev Line”, whereas subduction continued in its western part. The rocks also contain zircon xenocrysts with a much older age (in to order of 1.9 Gb) that probably represents the age of the Tarim craton basement rocks; this indicates an involvement of the ancient material in the magma generation.

Keywords: isotopic U-Pb geochronology, LA-ICP-MS method, zircon, granitoids, W-Mo-Cu-Au deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan

УДК 552.3:550.42:546.291/.292(470.21)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ И ОТНОШЕНИЕ $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ В ПИРИТЕ И МАГНЕТИТЕ ЭКСПЛОЗИВНОЙ КАРБОНАТИТОВОЙ БРЕКЧИИ МАССИВА САЛЛАНЛАТВА, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

© 2024 г. Е. Н. Козлов^{1,*}, Е. Н. Фомина¹, М. Ю. Сидоров¹,
А. В. Гудков¹, В. В. Колобов²

Представлено академиком РАН С.В. Кривовичевым 15.06.2024 г.

Поступило 15.06.2024 г.

После доработки 16.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

Изучены изотопный состав гелия и соотношения гелия и неона во флюидных включениях в магнетите и пирите из карбонатитовых брекчий щёлочно-ультраосновного комплекса Салланлатва, Кольская щелочная провинция (северо-запад России), с применением метода ступенчатого дробления. Полученные результаты указывают на высокую вероятность участия в формировании explosивных карбонатитовых брекчий Салланлатвы флюидов из нескольких источников, захваченных в различных пропорциях. Отношение R/Ra (R — измеренное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, а $Ra = 1.382 \times 10^{-6}$ — то же отношение в атмосферном воздухе) достигает величины 2.3, что является надёжным индикатором присутствия мантийных газов. Низкое (от 1 до 44) значение отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ позволяет предполагать участие атмосферных газов, растворённых в палеометеорных водах. Сочетание этих двух фактов говорит в пользу гипотезы о фреатомагматической природе исследованных брекчий, т. е. об их формировании за счёт взаимодействия внедрявшегося горячего ортомагматического флюида с метеорными водами, несущими растворённые атмосферные газы.

Ключевые слова: карбонатиты, explosивные брекции, сульфиды, магнетит, изотопы гелия, Салланлатва, Кольская щелочная провинция

DOI: 10.31857/S2686739724100087

Благородные газы являются неотъемлемой составляющей флюидов, а их изотопные характеристики несут ценную петрологическую информацию [1]. В природе есть несколько глобальных резервуаров, в которых изотопные характеристики и элементная распространённость благородных газов значительно различаются (порой — на порядки): (1) мантия, (2) кора, (3) атмосфера (в том числе газы, растворённые в метеорных водах) [2]. Благодаря этому изучение благородных газов может указать на источники флюидов, вовлечённых в формирование геологических

объектов [1]. Карбонатитовые системы в целом и карбонатиты Кольской щелочной провинции в частности являются примером взаимодействия вещества трёх этих источников [3].

Кольская щелочная провинция (КЩП), сформировавшаяся 360–380 млн лет назад в девоне [4], включает в себя множество комплексов [5], многие из которых содержат карбонатиты. Породы (в т.ч. карбонатиты) комплексов КЩП стали объектом для детального изучения изотопных характеристик захваченных ими благородных газов, что позволило выявить на региональном уровне признаки плюм-литосферного взаимодействия, породившего первичные расплавы для комплексов КЩП, вклад различных источников в эти первичные расплавы и их дальнейшую эволюцию [3, 6]. Не меньший интерес представляют и результаты изучения

¹Геологический институт Кольского научного центра Российской Академии наук, Апатиты, Россия

²Центр физико-технических проблем энергетики Севера Кольского научного центра Российской Академии наук, Апатиты, Россия

*E-mail: kozlov_e.n@mail.ru

благородных газов на уровне отдельных комплексов КЩП, позволяющие глубже понять механизмы их формирования. Так, на примере массива Себляяр в работах [7, 8] продемонстрировано смешение флюидов с изотопными метками мантийного и атмосферного резервуаров. При изучении карбонатитов массива Вуориярви [9] также был установлен вклад в их формирование и коровых (метеорных) вод, и модифицированных мантийных флюидов. В рамках настоящей работы в фокусе исследования оказались карбонатиты, слагающие эксплозивную брекчию ещё в одном комплексе КЩП — массиве Салланлатва. Геология массива Салланлатва описана в работах [10, 11], а описание эксплозивных брекчий Салланлатвы представлены в работе [12].

Изучение таких относительно редко встречающихся брекчий представляет интерес для понимания того, какие геохимические преобразования осуществляются при переходе от интрузивного внедрения карбонатитовых расплавов к эффузивному, что сопровождается дегазацией и сопутствующим ей фракционированием элементов [13]. В дополнение к этому эксплозивные брекчии Салланлатвы заинтересовали геологов находками муассанита и алмаза [12]. Была изучена одна из разновидностей брекчий с цементом, сложенным тонкозернистым анкеритом (доминирующий минерал), хлоритом, баритом, стронцианитом, анкилитом-(Ce) $\text{CeSr}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гидроксилпатитом. В массе цемента наблюдаются угловатые фрагменты сидеритовых карбонатитов, единичные лейсты флогопита, а также крупные (до 10 мм в поперечнике) идиоморфные кристаллы магнетита и пирита и их обломки. Как известно [14], и магнетит, и пирит надёжно удерживают захваченные флюиды. Цель настоящего исследования состояла в изучении этих флюидов в попытке определить природу изученных брекчий. Необходимо отметить, что обогащённые Fe, Mg и в меньшей мере Mn ортомагматические флюиды с высоким содержанием H_2O и CO_2 играли ведущую роль в становлении комплекса Салланлатвы и в формировании его руд [11].

Для изотопного анализа гелий был извлечён из мономинеральных фракций магнетита и пирита (размерность кристаллов от 0.25 до 1.0 мм) трёх образцов керна карбонатитовой брекчии массива Салланлатва, отобранных при бурении разведочной скважины № 50 с разных глубин (186.0, 187.6 и 229.5 м). Содержание и

изотопный состав He и Ne определены на газовом масс-спектрометре МИ–1201(ИГ) в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Экстракция благородных газов проводилась в высоковакуумных условиях путём ступенчатого дробления с применением электромеханической дробилки [15], позволяющей измельчать образцы в ручном и автоматическом режиме непосредственно в системе напуска масс-спектрометра. Метод ступенчатого дробления позволяет из захваченных минералами флюидных включений выделять газы поэтапно (от крупных включений к мелким, от более плотных к менее плотным и, соответственно, от менее к более прочно удерживаемым образцам), отделяя их от газовых компонентов, связанных в кристаллической решетке минерала [8]. В состав последних входят радиогенные изотопы благородных газов, образованные *in situ* за счёт процессов радиоактивного распада U, Th и других элементов. Примесь таких радиогенных газов искажает первичные изотопные характеристики захваченных флюидов [8]. Содержания U и Th в пудре, оставшейся после дробления, определялись методом ИСП-МС (ЦКП ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты). Для минимизации вклада радиогенных газов нами измерялся изотопный состав только первой порции газа, выделившейся после 1000 ударов. Эта порция газа изучалась дробно: первое измерение проводилось после 100 ударов, второе — также после 100 ударов, а третье — после 800 ударов. Газ, выделившийся в каждой серии ударов, поступал в цельнометаллическую линию и очищался от активных газов (в первую очередь водорода) с помощью Ti–Zr-геттеров. Аргон и более тяжёлые газы осаждались на криогенной ловушке (активированный уголь, охлаждённый жидким азотом при 77°K). Калибровка чувствительности прибора и масс-дискриминации контролировалась регулярным измерением эталона с воздушным изотопным составом гелия и неона по схеме стандарт–образец–стандарт. Значения бланка для ^4He не превышали 1×10^{-9} см³/г, для ^{20}Ne — 2×10^{-10} см³/г. Ошибка измерения концентрации благородных газов (метод высоты пика) и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ не превышала 10%, отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ — 15% (1σ). Результаты анализа приведены в табл. 1. Содержания изотопов ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar и ^{40}Ar не определялись по техническим причинам. В настоящий момент приборы МИ–1201(ИГ) в ГИ КНЦ РАН проходят глубокую техническую модернизацию. Настоящая работа содержит первые результаты,

Таблица 1. Концентрация изотопов ⁴He, ³He и ²⁰Ne (см³/г), а также отношения ³He/⁴He и ⁴He/²⁰Ne во флюидах, извлечённых ступенчатым дроблением из магнетита и пирита из карбонатитовых взрывчатых брикетов щелочно-ультраосновного массива Салланлата

Кумуля- тивное кол-во ударов	⁴ He × 10 ⁻⁶ , см ³ /г STP*	³ He × 10 ⁻¹² , см ³ /г STP*	²⁰ Ne × 10 ⁻⁷ , см ³ /г STP*	⁴ He/ ³ He × 10 ⁶	±	<i>R/Ra</i>	⁴ He/ ²⁰ Ne	±
SAL_50/186.0-Mag#1 [масса пробы 0.12 г, U – 6.1 ppm, Th – 286 ppm]**								
100	13.0 (25.0%)	15.6 (45.4%)	4.84 (41.0%)	0.833	0.7	0.049	26.9	2.3
200	13.7 (26.3%)	10.3 (30.0%)	3.68 (31.2%)	1.33	0.08	0.544	37.2	3.6
1000	25.4 (48.8%)	8.43 (24.6%)	3.29 (27.9%)	3.01	0.24	0.240	77.2	8.0
Итого:	52.1	34.3	11.8	1.52	0.17	0.477	44.2	3.9
SAL_50/186.0-Mag#2 [масса пробы 0.12 г, U – 8.5 ppm, Th – 698 ppm]								
100	8.61 (28.6%)	27.9 (72.5%)	149 (45.6%)	0.309	0.022	2.34	0.578	0.045
200	3.88 (12.9%)	2.94 (7.6%)	60.7 (18.6%)	1.32	0.12	0.548	0.639	0.051
1000	17.6 (58.5%)	7.63 (19.8%)	117 (35.9%)	2.30	0.17	0.314	1.50	0.12
Итого:	30.1	38.5	326	0.781	0.080	0.926	0.923	0.071
SAL_50/187.6-Пу [масса пробы 0.09 г, U – 0.82 ppm, Th – 15.7 ppm]								
100	5.34 (25.7%)	19.2 (61.5%)	60.6 (92.1%)	0.278	0.016	2.60	0.881	0.060
200	2.36 (11.3%)	4.75 (15.2%)	1.74 (2.6%)	0.498	0.035	1.46	13.6	1.0
1000	13.1 (63.0%)	7.23 (23.2%)	3.44 (5.2%)	1.81	0.14	0.399	38.1	2.6
Итого:	20.8	31.2	65.8	0.667	0.071	1.09	3.16	0.24
SAL_50/187.6-Mag [масса пробы 0.14 г, U – 0.63 ppm, Th – 9.10 ppm]								
100	4.82 (37.1%)	28.4 (69.1%)	30.9 (91.4%)	0.170	0.007	4.26	1.56	0.19
200	1.47 (11.3%)	4.98 (12.1%)	0.786 (2.3%)	0.295	0.019	2.45	18.7	2.0
1000	6.70 (51.6%)	7.74 (18.8%)	2.11 (6.2%)	0.862	0.089	0.836	31.8	4.6
Итого:	13.0	41.1	33.8	0.316	0.039	2.29	3.85	0.36
SAL_50/229.5-Пу [масса пробы 0.29 г, U – 10.9 ppm, Th – 36.3 ppm]								
100	22.9 (56.5%)	15.3 (69.9%)	0.592 (5.5%)	1.50	0.09	0.483	387	27
200	4.43 (10.9%)	2.53 (11.6%)	0.362 (3.4%)	1.75	0.12	0.413	122	9
1000	13.2 (32.6%)	4.05 (18.5%)	9.75 (91.1%)	3.26	0.23	0.222	13.5	1.0
Итого:	40.5	21.9	10.7	1.85	0.18	0.391	37.9	2.6
SAL_50/229.5-Mag [масса пробы 0.12 г, U – 10.8 ppm, Th – 112 ppm]								
100	4.30 (33.8%)	8.78 (48.6%)	55.2 (83.2%)	0.490	0.034	1.48	0.779	0.08
200	1.66 (13.0%)	2.66 (14.7%)	5.77 (8.7%)	0.625	0.059	1.16	2.88	0.41
1000	6.77 (53.2%)	6.61 (36.6%)	5.39 (8.1%)	1.02	0.02	0.706	12.6	1.9
Итого:	12.7	18.1	66.4	0.699	0.073	1.03	1.91	0.22

Примечание. Погрешности измерения концентраций составляют ±10%. Ошибки определения изотопных соотношений находятся на уровне достоверности 1σ. * В круглых скобках приведена доля от суммарного объёма изотопа, выделившегося после 1000 ударов. ** В квадратных скобках приведены масса пробы и содержания U и Th, измеренные в пудре, оставшейся после дробления.

полученные на обновлённых масс-спектрометрах, однако для перечисленных изотопов методики анализа, учитывающие новые технические характеристики приборов, находятся на стадии тестирования.

Из исследованных образцов по итогам 1000 ударов суммарно выделилось $n \times 10^{-11}$ см³/г ³He и $m \times 10^{-5}$ см³/г ⁴He, где наименьшие и наибольшие значения n различались в 2 раза, а m — в 4 раза (табл. 1). На фоне этого наибольшее измеренное значение содержания ²⁰Ne отличается от наименьшего более чем в 30 раз. По этой причине установлен относительно узкий диапазон вариаций значений ³He/⁴He (R/Ra от 0.4 до 2.3 Ra), в то время как отношение ⁴He/²⁰Ne изменялось от 1 до 44. При этом какой-либо связи между измеренными концентрациями благородных газов, их изотопными отношениями и тем, какой минерал-хозяин исследовался (пирит или магнетит), не обнаружено. Так, результаты изучения двух образцов магнетита с глубины 186.0 м различаются между собой не меньше, чем результаты изучения пар пирит–магнетит с глубин 187.6 м и 229.5 м (табл. 1). Отметим, что к настоящему моменту для карбонатитов лишь трёх комплексов КЩП (Ковдора, Себлявры и Вуориярви) у единичных образцов были определены значения ³He/⁴He выше такового в воздухе (т. е. > 1 Ra) [3, 7, 9], в то время как для карбонатитов Хибин, Озёрной Вараки и Салмагоры эти значения << 1 Ra [3]. Данное сравнение носит оценочный характер. Минералы всех перечисленных комплексов, за исключением Себлявры [7], исследовались с применением метода дробления в одну ступень. Для более корректного сопоставления требуется ревизия уже имеющихся данных путём повторного изучения в коллекциях каменного материала из комплексов КЩП газов, извлечённых ступенчатым дроблением, желательно выполненным по единой методике.

Исследование содержания U и Th в пудре (см. табл. 1) показало присутствие заметного количества тория (до 700 ppm) при меньшем содержании урана (от 0.6 до 11 ppm). Одновременно установлены повышенные содержания целого ряда элементов, не типичных ни для пирита, ни для магнетита (например, Nb, Ba, Sr, REEs). Это позволяет предполагать, что и U, и Th содержатся в минеральных включениях, предположительно в пирохлоре. Столь высокие содержания тория способны вырабатывать *in situ* существенный объём ⁴He, тем самым понижая значение R/Ra и ретушируя мантийные

метки. Действительно, наблюдается отчетливая тенденция “чем выше значение U+0.24Th, тем ниже отношение R/Ra ” (рис. 1 а). При этом, как сказано выше, содержание ³He оказалось очень выдержанным. Это позволяет предполагать, что за вариации R/Ra ответственен именно ⁴He, образовавшийся *in situ*. Мы рассмотрели большую выборку данных по изотопному составу гелия в карбонатитах и комплементарных им щелочных породах комплексов КЩП из работы [3]. Анализ этих данных (рис. 1 б) показал, что все изученные образцы, содержащие < 10⁻¹¹ см³/г ³He, характеризуются значением R/Ra ниже воздушного. Среди проб с ³He < 10⁻¹⁰ см³/г большинство имеют $R/Ra = n \times 10^{-1}$. И лишь для проб, содержащих > 10⁻¹⁰ см³/г ³He, в большинстве случаев можно уверенно говорить о присутствии мантийного компонента. По всей видимости, при содержании ³He ниже, чем 10⁻¹⁰ см³/г, наблюдается влияние *in situ* радиогенного гелия. Результаты нашего исследования подтверждают это правило. Однако ступенчатое дробление может несколько смягчить этот эффект, позволяя выявить присутствие мантийных газов. В нашем случае лишь у одной пробы изотопный состав валового гелия оказался заметно больше 1 Ra . В то же время порции газа, проанализированные после первых 100 ударов, имели значение R/Ra существенно выше воздушного (от 1.5 до 4.3 Ra) в четырёх пробах из шести.

Во всех экспериментах в первых порциях газа выделялась существенная доля (от 25% до 56%) от суммарного объёма ⁴He, выделившегося после 1000 ударов. Соответствующая доля ³He была ещё выше (от 45% до 72%). Именно по этой причине первые порции извлечённых флюидов характеризовались наиболее высоким значением отношения ³He/⁴He, которое по мере дробления снижалось в 2–7 раз. При этом фигуративные точки анализов расположились вблизи линии смешения между веществом Кольского плюма с отношением ⁴He/³He ~30000 [3] (~24 Ra) и радиогенным гелием, образованным в минерале *in situ* и выделившимся из кристаллической решетки при дроблении (рис. 1 в). Данная линия, выявленная при изучении пород Себлявры, и её природа подробно описаны в работе [8].

В большинстве случаев наибольшая доля (до 92%) изотопа ²⁰Ne также выделялась на первой ступени дробления и при дальнейшем измельчении образца резко падала. При этом наблюдается согласованное снижение значений отношений R/Ra и ⁴He/²⁰Ne (рис. 1 г). Привлекают внимание низкие значения ⁴He/²⁰Ne

(в индивидуальных ступенях дробления до 0.6), установленные для некоторых образцов (табл. 1). Известно, что гелий быстрее диффундирует из пород и минералов, чем неон [14]. Поэтому диффузионная потеря гелия из образцов может с течением времени приводить к понижению отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ [14]. Однако, как было

отмечено ранее, вариации отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ обусловлены не различиями в содержании гелия, а разным количеством неона. Это плохо согласуется с моделью избирательной потери гелия. Более реалистичным представляется вовлечение атмосферных газов, которые характеризуются исключительно низким значением $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$,

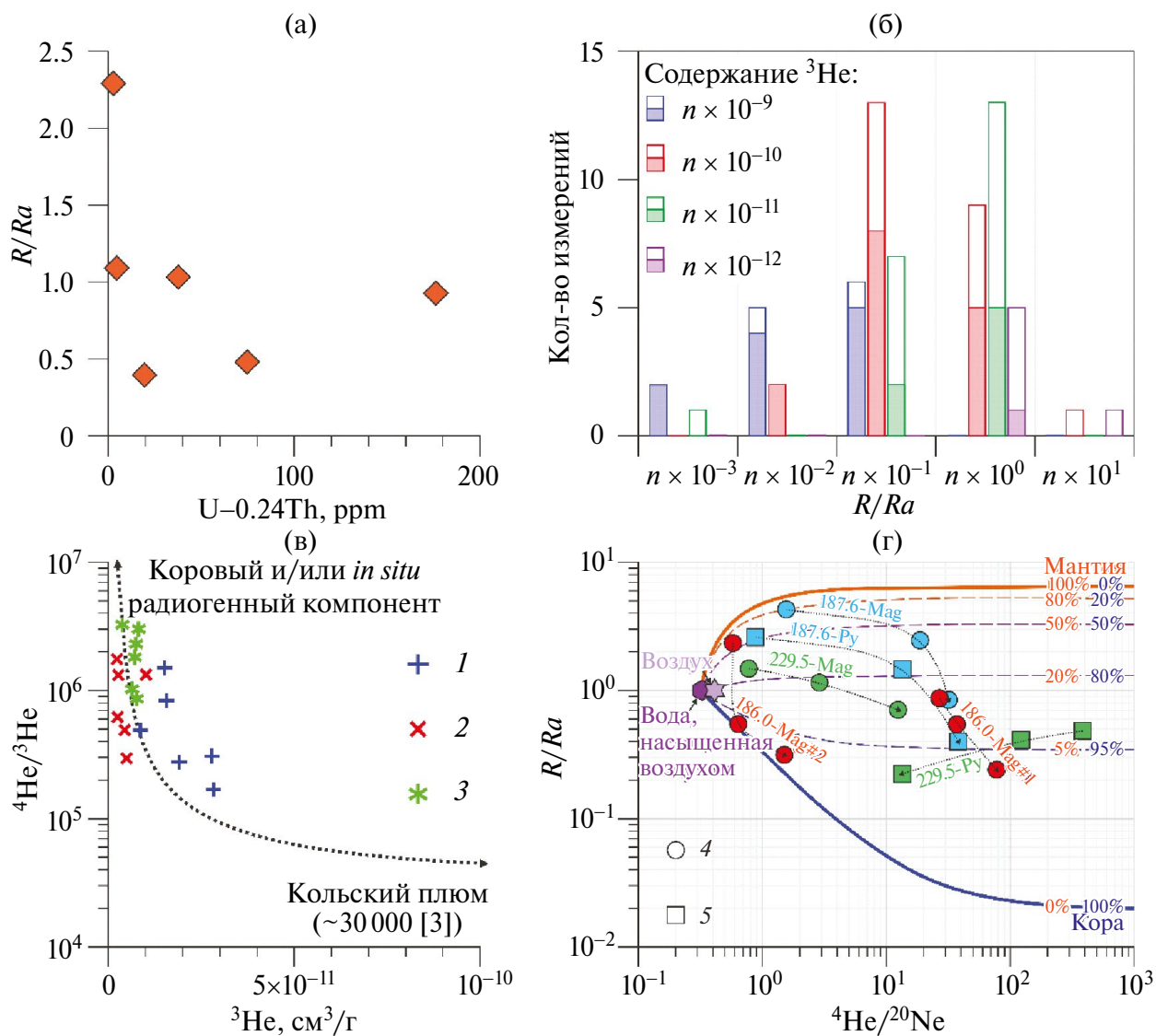


Рис. 1. (а) Сопоставление отношения R/Ra в валовом газе, извлечённом при дроблении, с содержанием $U+0.24Th$ (ppm), определённым в пудре, оставшейся после дробления. (б) Гистограмма, отражающая связь частоты встречаемости определённых значений отношения R/Ra в зависимости от содержания ^3He для минералов и валовых проб карбонатов (закрашенные области столбиков) и комплементарных им пород (пустые области) из комплексов КЩП по данным из работы [3]. Сопоставление (в) концентрации ^3He с изотопным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ и (г) отношений R/Ra и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ во флюидах, извлечённых ступенчатым дроблением из пирита и магнетита взрывчатых карбонатитовых брекчий массива Салланлатва. Основные обозначения: 1 — первая ступень дробления (до 100 ударов), 2 — вторая ступень (от 100 до 200 ударов), 3 — третья ступень дробления (от 200 до 1000 ударов), 4 — магнетит (Mag), 5 — пирит (Py). На рисунке (в) приведена линия смешения, построенная по данным из работы [8], между веществом Кольского плюма [3] и радиогенным гелием, образованным в минерале in situ. На рисунке (г) цвет символов соответствует исследованному образцу (красный — 186.0 м, голубой — 187.6 м, зелёный — 229.5 м), а стрелки отражают последовательность ступеней дробления от первой к третьей. На рисунке (г) также приведены линии смешения между водой, насыщенную воздухом, корой и верхней мантией ([1, 16] и ссылки там), а также изотопные характеристики воздуха атмосферы [17]

отличающим атмосферу от прочих резервуаров (0.318 против >1000 в мантийных и коровых газах (см. [1, 16, 17] и ссылки там). Перенос атмосферных газов в глубинные слои осуществляется метеорными водами, причём растворённые в них газы характеризуются даже более низкими значениями $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -отношения. Положение фигуративных точек проанализированных образцов на диаграмме отношений R/R_a и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ (рис. 1г) позволяет предполагать, что захваченный неон имеет именно атмосферное происхождение.

В совокупности полученные результаты говорят в пользу гипотезы о фреатомагматической природе исследованных брекчий, т. е. об их формировании за счёт взаимодействия внедрявшегося горячего расплава/флюида с метеорными водами [13], несущими растворённые атмосферные газы. Исходя из имеющихся данных, в формировании карбонатитов комплекса Салланлатва активное участие принимал углекислотно-водный ортомагматический флюид, однородный при $T > 250^\circ\text{C}$, но гетерогенный при более низких температурах [11]. При этом предполагается, что трансформация флюида из однородного в гетерогенный может сопровождаться взрывными событиями. Таким образом, взаимодействие метеорных вод с ортомагматическим флюидом, вызвавшее резкое остывание последнего, могло стать триггером, вызвавшим взрывное событие.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам, чьи конструктивные критические замечания позволили улучшить текст. Глубокая признательность выражается Александру Борисовичу Верховскому за обсуждение рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт средств Российского научного фонда, проект № 19-77-10039-П. Методическая и инструментальная база исследований изотопов благородных газов разработаны и поддерживаются в рамках государственных заданий ГИ КНЦ РАН (Апатиты) FMEZ-2024-0004 и ЦЭС КНЦ РАН (Апатиты) FMEZ-2022-0014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ballentine C. J., Burgess R., Marty B. Tracing Fluid Origin, Transport and Interaction in

the Crust // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 47. №1. P. 539–614.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.13>

2. Mamyrin B. A., Tolstikhin I. N. Helium isotopes in nature. Amsterdam, New York: Elsevier, 1984. 288 p.
3. Tolstikhin I. N., Kamensky I. L., Marty B., Nivin V. A., Vetrin V. R., Balaganskaya E. G., Ikorsky S. V., Gannibal M. A., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. № 5. P. 881–901.
[https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(01\)00807-9](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(01)00807-9)
4. Kramm U., Kogarko L. N., Kononova V. A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // *Lithos*. 1993. V. 30. № 1. P. 33–44.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90004-v](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90004-v)
5. Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // *Lithos*. 2005. V. 85. № 1–4. P. 48–75.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020>
6. Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I. L., Nivin V. A., Balaganskaya E., Zimmermann J.-L. Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. № 1–2. P. 179–192.
[https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(98\)00202-7](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(98)00202-7)
7. Буйкин А. И., Верховский А. Б., Сорохтина Н. В., Когарко Л. Н. Состав и источники летучих и благородных газов во флюидных включениях в пироксенитах и карбонатитах Себлявского массива, Кольский полуостров // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 5. С. 546–560.
<https://doi.org/10.7868/s0869590314050033>
8. Буйкин А. И., Камалеева А. И., Сорохтина Н. В. К вопросу об эффективности разделения захваченных и образованных in situ компонентов благородных газов при дроблении образцов в вакууме // *Геохимия*. 2018. № 6. С. 586–593.
<https://doi.org/10.7868/s0016752518060079>
9. Kozlov E., Skiba V., Fomina E., Sidorov M. Noble gas isotopic signatures of sulfides in carbonatites of the Vuoriyarvi alkaline-ultrabasic complex (Kola Region, NW Russia) // *Arabian Journal of Geosciences*. 2021. V. 14. Art. № 1725.
<https://doi.org/10.1007/s12517-021-07884-9>
10. Кухаренко А. А., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледон-

- ский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
11. Zaitsev A. N., Sitnikova M. A., Subbotin V. V., Fernández-Suárez J., Jeffries T. E. Sallanlatvi Complex – a rare example of magnesite and siderite carbonatites // Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Eds. F. Wall, A.N. Zaitsev. London: Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, 2004. P. 201–245. <https://doi.org/10.1180/MSS.10.07>
 12. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб.: Изд-во “Роза ветров”, 2011. 224 с.
 13. Walter B. F., Giebel R. J., Siegfried P. R., Gudelius D., Kolb J. The eruption interface between carbonatitic dykes and diatremes – The Gross Brückaros volcanic field Namibia // Chemical Geology. 2023. V. 621. Art. № 121344. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121344>
 14. Wilske C., Suckow A., Gerber C., Deslandes A., Crane P., Mallants D. Mineral Crushing Methods for Noble Gas Analyses of Fluid Inclusions // Geofluids. 2023. V. 2023. Art. ID 8040253. P. 1–25. <https://doi.org/10.1155/2023/8040253>
 15. Скиба В. И., Каменский И. Л., Ганнибал М. А., Пахомовский Я. А. Распределение изотопов гелия и аргона в амфиболе из кварц-полевошпатовой жилы контактовой зоны Понойского массива (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2018. Т. 147. № 4. С. 96–107.
 16. Defourny A., Blard P.-H., Zimmermann L., Jobé P., Collignon A., Nguyen F., Dassargues A. $\delta^{13}\text{C}$, $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ and ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ratios reveal the presence of mantle gas in the CO_2 -rich groundwaters of the Ardennes massif (Spa, Belgium) // Hydrology and Earth System Sciences. 2022. V. 26. № 10. P. 2637–2648.
 17. Ozima M., Podosek F. A. Noble Gas Geochemistry (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 286 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511545986>

HELIUM ISOTOPE COMPOSITION AND ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ RATIO IN PYRITE AND MAGNETITE OF EXPLOSIVE CARBONATITE BRECCIAS OF THE SALLANLATVA MASSIF, KOLA REGION

E. N. Kozlov^{a, #}, E. N. Fomina^a, M. Yu. Sidorov^a,
A. V. Gudkov^a, V. V. Kolobov^b

Presented by Academician of the RAS S.V. Krivovichev June 15, 2024

^a*Geological Institute of Kola Science Centre of Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

^b*Northern Energetics Research Centre of Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

[#]*E-mail: kozlov_e.n@mail.ru*

We studied the isotopic composition and helium and neon ratios of fluid inclusions in magnetite and pyrite from carbonatite breccias of the Sallanlatva alkaline-ultrabasic complex using the step-crushing method. The results indicate a high probability that fluids from several sources, captured in different proportions, were involved in the formation of the Sallanlatva explosive carbonatite breccias. The R/R_a ratio (R is the measured ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ratio, and $R_a = 1.382 \times 10^{-6}$ is the same ratio in atmospheric air) reaches a value of 2.3, which is a reliable indicator of mantle gas involvement. The low (1 to 44) value of the ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ ratio suggests the contribution of atmospheric gases dissolved in paleometeoritic waters. The combination of these two facts supports the hypothesis of the phreatomagmatic nature of the studied breccias, i.e. their formation due to the interaction of infiltrated high-temperature orthomagmatic fluid with meteoric waters transporting dissolved atmospheric gases.

Keywords: carbonatites, explosive breccias, sulfides, magnetite, helium isotopes, Sallanlatva, Kola alkaline province

УДК 549.3

Ag-СОДЕРЖАЩИЙ ТЕТРАЭДРИТ-(Cd), $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, ИЗ ГАЛЕНИТ-ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОН-ДАРА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР) – ПЕРВАЯ НАХОДКА В ТАДЖИКИСТАНЕ

© 2024 г. Н. Г. Любимцева¹*, академик РАН Н. С. Бортников¹, В. М. Гекийянц², С. Е. Борисовский¹, П. Ю. Плечов²

Поступило 20.06.2024 г.

После доработки 26.06.2024 г.

Принято к публикации 27.06.2024 г.

Тетраэдрит-(Cd), $\text{Cu}_{10}\text{Cd}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, является представителем тетраэдритовой серии группы тетраэдрита с преобладанием Cd в позиции С, как правило, занимаемой двухвалентными металлами. Крайние кадмиевые минералы из группы тетраэдрита встречаются редко: они описаны в 15 месторождениях и рудопроявлениях. В статье сообщается о новом месте обнаружения Ag-содержащего тетраэдрита-(Cd) на месторождении Кон-Дара (Юго-Западный Памир, Таджикистан), и обобщены известные литературные сведения о редких Cd-содержащих блеклых рудах с содержанием Cd от 1 до 12.31 мас.%. Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) на месторождении Кон-Дара был обнаружен в виде ксеноморфных выделений размером 10–35 мкм в ассоциации с тетраэдритом-(Fe), тетраэдритом-(Zn), галенитом, полибазитом и халькопиритом, замещающих бурнонит. По данным PCMA, его состав, усреднённый по семи анализам (в мас.%): Ag 16.17, Cu 25.19, Cd 10.09, Fe 0.38, Zn 0.09, Pb 0.13, Sb 25.55, As 0.18, S 22.34. Исходя из расчёта 29 атомов, усреднённая химическая формула имеет вид $(\text{Cu}_{7.40}\text{Ag}_{2.80})\Sigma_{10.20}(\text{Cd}_{1.68}\text{Fe}_{0.13}\text{Zn}_{0.03}\text{Pb}_{0.01})\Sigma_{1.84}(\text{Sb}_{3.92}\text{As}_{0.04})\Sigma_{3.96}\text{S}_{13.00}$. По составу тетраэдрит-(Cd) из Кон-Дары близок к таковым из Pb-Zn-минерализации Тиндрума в Шотландии, барит-флюоритового-(Ag, Cu) месторождения Клара в Германии и Pb-Zn-месторождения Ксайтишань в Китае. Оценена температура образования Ag-содержащего тетраэдрита-(Cd) на месторождении Кон-Дара – около $(170\text{--}140)\pm 20^\circ\text{C}$.

Ключевые слова: группа тетраэдрита, блёклая руда, тетраэдрит-(Cd), полибазит, бурнонит, химический состав, температура образования, замещение, Кон-Дара, Памир, Таджикистан

DOI: 10.31857/S2686739724100097

ВВЕДЕНИЕ

Исследование образца фрейбергита из галенит-флюоритового (галенит-плавикового) месторождения Кон-Дара¹ (Западный Памир, Таджикистан) из коллекции Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН (Москва, Россия) привело к обнаружению тетраэдрита с высоким содержанием кадмия. Его название в соответствии с действующей номенклатурой группы тетраэдрита [1], одобренной Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации

Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA), – тетраэдрит-(Cd) (минеральный символ Ttr-Cd [2]). Авторы имеют отличные от CNMNC IMA взгляды относительно названия “группы минералов тетраэдрита”: считают, что у CNMNC IMA не было необходимости придумывать новое название для этой группы минералов, и настаивают на сохранении исторического названия “блёклая руда”².

¹Наряду с названием “Кон-Дара” в литературе для обозначения этого месторождения используется также название “Кан-Дара”.

²Предложенное CNMNC IMA название “минералы группы тетраэдрита” неудобно при описании минералов этой группы: оно совпадает с названиями серии и минерала; оно вносит путаницу и игнорирует огромное количество данных в опубликованной литературе, в которой название “тетраэдрит” применялось к крайнему сурьмяному члену блёклорудного твёрдого раствора.

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

²Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия

*E-mail: luy-natalia@yandex.ru

Блѣкые руды (минералы группы тетраэдрита) — наиболее распространѣнные сульфосоли во многих типах гидротермальных рудных месторождений. Эти халькогениды образуют сложный изотипический ряд с общей структурной формулой $M^{(2)}A_6M^{(1)}(B_4C_2)X^{(3)}D_4S^{(1)}Y_{12}S^{(2)}Z$, где $A = Cu^+, Ag^+, \square$ (вакансия) и кластер $(Ag_6)^{4+}$; $B = Cu^+$ и Ag^+ ; $C = Zn^{2+}, Fe^{2+}, Hg^{2+}, Cd^{2+}, Ni^{2+}, Mn^{2+}, Cu^{2+}, Cu^+$ и Fe^{3+} ; $D = Sb^{3+}, As^{3+}, Bi^{3+}$ и Te^{4+} ; $Y = S^{2-}$ и Se^{2-} ; $Z = S^{2-}, Se^{2-}$ и $\square$ [1]. Сложный химический состав минералов группы блѣлой руды обусловлен различными гомо- и гетеровалентными изоморфными замещениями, которые часто используются в качестве индикаторов условий минералообразования.

Кадмий в блѣлой руде не редкое явление, однако, чаще его содержание не превышает 0.3–0.6 мас. %, а его экономически значимым концентратом в месторождениях является сфалерит. Благодаря своему халькофильному поведению Cd концентрируется главным образом в сульфидах, в которых обычно изоморфно замещает Zn. Это происходит из-за близости ковалентных радиусов и подобия атомно-ионной структуры Cd и Zn. Поэтому эти два элемента демонстрируют схожее геохимическое поведение.

Блѣкые руды, содержащие высокие концентрации Cd (химические составы с преобладанием Cd в позиции C) описывались ранее. Согласно нынешней номенклатуре группы тетраэдрита [1], одобренной CNMNC IMA, это *тетраэдрит-(Cd)* [3–9], *теннантит-(Cd)* [10–12], *аргентотетраэдрит-(Cd)* [3, 13–16] и *хакит-(Cd)* [17]. Синтетические аналоги тетраэдрита с преобладанием Cd были изучены Патриком и Холлом [18]. Кроме того, в литературе встречаются блѣкые руды, в которых кадмий не играет видообразующей роли, но содержится в значительных концентрациях (от 1 до 3–5 мас. %) (например, [19, 20], [21, приложение 5]; ссылки выше и др.).

Имеющихся данных по Cd-содержащим минералам группы блѣлой руды недостаточно, чтобы установить предел вхождения Cd в структуру тетраэдрита, но на основании сходства Cd с Zn и Hg предполагается, что предел вхождения Cd в структуру тетраэдрита составляет два атома на единицу формулы ([22], приложение 5).

Цель статьи — описание первой находки редкого минерала Ag-содержащего тетраэдрита-(Cd) на территории Таджикистана и его необычных тесных сростаний с другими крайними членами серии тетраэдрита: тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn), предполагающих уникальные условия их образования.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) обнаружен в образце из галенит-флюоритового месторождения Кон-Дара (Таджикистан), находящегося на южном склоне Гиссарского хребта в 28 км к северу от г. Душанбе, вблизи автодороги, соединяющей г. Душанбе и г. Худжанд. Оно находится близ Варзобской горно-ботанической станции “Кондара”, которая была основана в 30-х годах прошлого века советскими учёными и функционирует и по сей день.

Гиссарский хребет является частью складчатой области Тянь-Шаня, в строении которой принимают толщи, различные по возрасту, степени дислоцированности и составу. Рудные жилы месторождения залегают в гранитах Южно-Варзобского интрузива. Известно, что по минеральному составу рудных тел и условиям их образования месторождение Кон-Дара схоже с более крупным месторождением Такоб³ ([23], приложение 5), с которым находится на расстоянии примерно 8 км.

ОБРАЗЕЦ И МЕТОДЫ

Характеристика образца

Образец хранится в коллекции Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН как фрейбергит из месторождения Кон-Дара (Таджикистан) под номером *FMM_1_74896*. Он поступил в музей в 1973 году от Г.С. Аверьянова, который работал в должности главного геолога Памирской геологоразведочной экспедиции с 1969 по 1992 гг.

Образец представляет собой агрегат равномернозернистого средне-крупнокристаллического (0.2–0.5 см) белого кварца и крупных (до нескольких см в поперечнике) выделений гигантокристаллического сидерита (размер отдельных индивидов достигает 1 см и более) (рис. 1). Сфалерит в виде отдельных зѣрен (не более 1 мм) или их гнезд (от 2–3 до 10 мм) образует обильную равномерную вкрапленность в кварце. Бурнонит, содержащий тетраэдрит в тесных сростаниях с полибазитом, галенитом, и халькопиритом, слагает отдельные вытянутые гнезда размером от 1 до 3 см.

³На месторождении работает Такобский горно-обогатительный комбинат (ОАО “Таджикская алюминиевая компания”), который производит флюоритовый и свинец-цинковый концентраты. <https://talco.com.tj/ru/about/talcogroup>

Исследование музейного образца “фрейбергита” было предпринято с целью усовершенствования существующих представлений о кристаллохимических особенностях фрейбергитовой серии блёклых руд. Из образца была выделена монофракция блёклой руды, состоящая из нескольких зёрен, которые были запрессованы в шашку для дальнейшего изучения под оптическим и электроно-сканирующим микроскопами и с помощью РСМА. В одном из этих зёрен (из монофракции FMM_FN1086 из образца FMM_1_74896) был диагностирован Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd).

Методы исследования

Оптическая и электроно-сканирующая микроскопия. Исследование и фотографии минералов в отражённом свете выполнены на микроскопе Olympus BX-53, оснащённом цифровой камерой, с программным обеспечением SIAMS в лаборатории геоинформатики ИГЕМ РАН. Изучение минералов в обратно-рассеянных электронах и качественная диагностика минералов проведено в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН (аналитик Л.А. Иванова) с помощью электронного микроскопа “JSM-IT500” (Япония) при ускоряющем напряжении в 20 кВ и рабочем расстоянии до образца 10 мм. Использовались следующие характеристические линии: K_{α} для S, Fe, Cu, Zn, As; L_{α} для Ag, Cd, Sb; M_{α} для Pb. Карты распределения элементов по блёклой руде и сфалериту накапливались в течение 1 часа для каждого минерала. Результаты съёмки обработаны при помощи программы Smile View Lab версии V1.4.9 японской фирмы JEOL Ltd.

Рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) выполнен с использованием электронно-зондового микроанализатора “JEOL” JXA-8200 в лаборатории анализа минерального вещества (Центр Коллективного пользования “ИГЕМ-аналитика”). Микроанализатор оборудован пятью волновыми спектрометрами. Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре зонда 1 мкм; анализ полибазита – при токе зонда 10 нА и расширенном диаметре зонда 10 мкм. Время экспозиции при анализе главных элементов составляло 10 с, для элементов-примесей – 20 с. Использовались следующие аналитические линии: L_{α} для Sb, Se, Ag, As и Te; K_{α} для Zn, S, Cu и Fe; M_{α} для Hg, Bi и Pb; L_{β} для Cd. Использовались кристаллы-анализаторы TAP (для As и Se), LIF (для Fe, Cu и Zn) и PET (для Sb, S, Ag, Te, Cd, Hg, Pb и Bi). Стандартами служили AgSbS₂ для Sb, Ag и S, CdSe для Se, CdS для Cd, ZnS для Zn,



Рис. 1. Образец FMM_1_74896 из месторождения Кон-Дара (Юго-Западный Памир, Таджикистан) с Ag-содержащим тетраэдритом-(Cd). Коллекция Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва, Россия). Обозначения минералов в соответствии с [2]: Bnn — бурнонит, Sp — сфалерит, Qz — кварц, Sid — сидерит.

GaAs для As, HgS для Hg, CuFeS₂ для Fe, PbS для Pb и сплавы химически чистых элементов для Cu, Bi и Te. Точность измерений $\pm 2\%$ для главных элементов и $\pm 3-5\%$ для элементов-примесей. Дискриминатор импульсов использовался в режиме *dif* mode для S, As, Se, Sb, Ag, Te, Hg, Pb и Bi и в режиме *int* для Fe, Cu, Zn и Cd. Расчёт поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программы фирмы “JEOL”.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минеральная ассоциация и особенности сростаний

Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) обнаружен в тонких прожилках, мощностью 0.1–0.3 мм, пересекающих агрегаты бурнонита-I, который находится в ассоциации со сфалеритом, галенитом-I и пиритом (рис. 2, 3). Прожилки сложены мелкозернистыми агрегатами тесно срастающихся друг с другом Ag-содержащими блёклыми рудами (тетраэдритом-(Cd), тетраэдритом-(Fe) и тетраэдритом-(Zn)), галенитом-II, халькопиритом, бурнонитом-II и полибазитом. Эти минералы образуют парагенетическую минеральную ассоциацию, отложившуюся близко по времени, в результате замещения бурнонита-I.

Блёклые руды (Ag-содержащие тетраэдриты) обнаружены в прожилках в бурноните-I, в которых встречены в тесных сростаниях с галенитом-II, халькопиритом, полибазитом

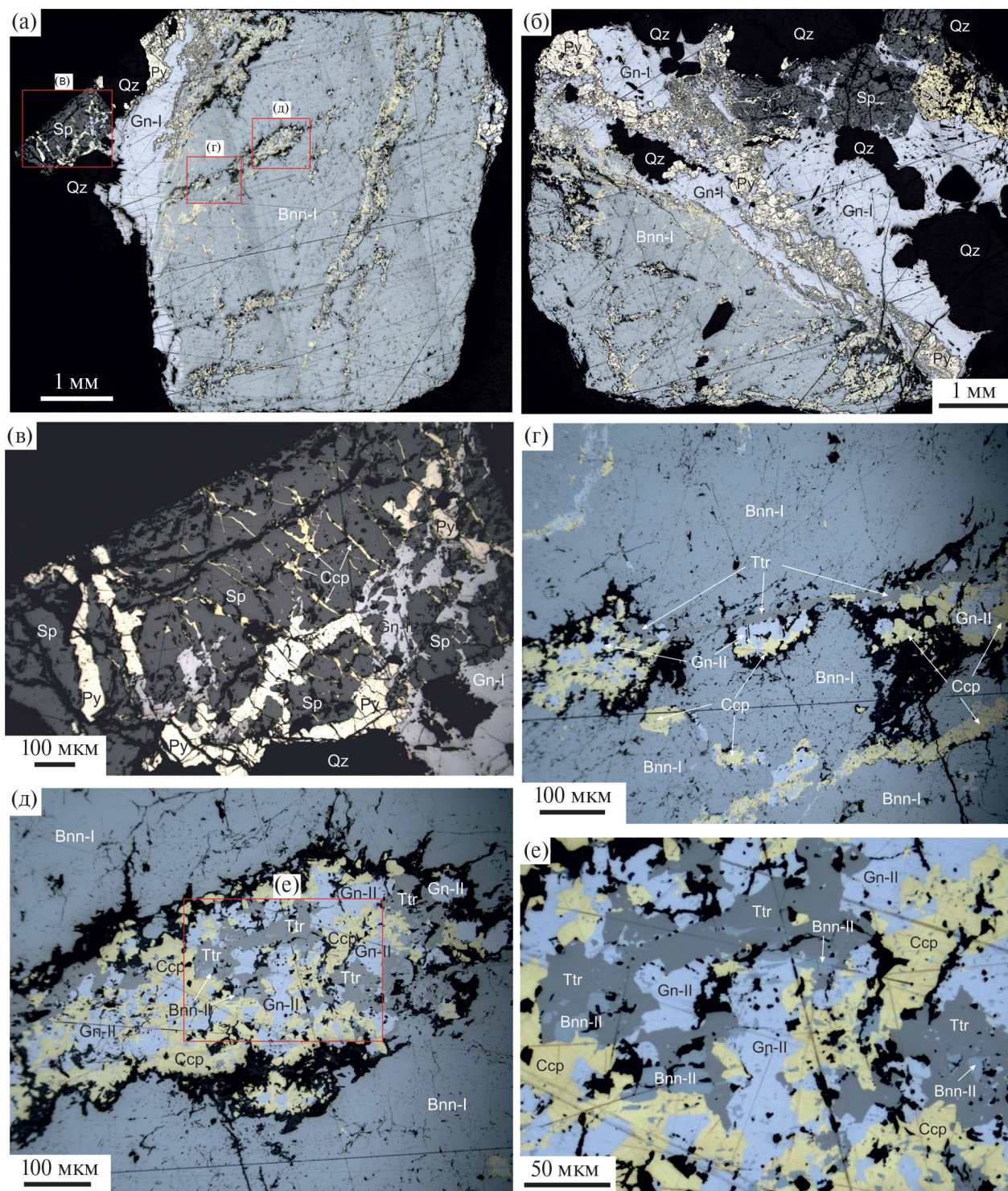


Рис. 2. Срастания минералов в аншлифе из образца FMM_1_74896 (Кон-Дара, Таджикистан). (а, б) Срастание бурнонита-I (Bnn), галенита-I (Gn), сфалерита (Sp) и пирита (Py). Бурнонит-I сечётся полиминеральными прожилками; (в) Сфалерит содержит сеть прожилков (систему трещин), заполненных пиритом, галенитом-II и халькопиритом. Пирит слагает прожилки мощностью 20–60 мкм. Галенит-II развивается по прожилкам мощностью 10–50 мкм в сфалерите и внутри прожилков пирита, частично замещая его. Халькопирит выполняет прожилки мощностью менее 5 мкм, которые секут сфалерит и прожилки пирита; (г) Бурнонит-I содержит галенит-халькопировые (10–20 мкм) и мономинеральные тетраэдритовые (5–10 мкм) прожилки, в раздувах которых тесные ксеноморфные срастания галенита-II, халькопирита и тетраэдрита (Ttr); (д, е) Участок полиминерального прожилка с раздувом мощностью 300 мкм в бурноните-I и его увеличенный фрагмент. Тесные срастания галенита-II, халькопирита, тетраэдрита и бурнонита-II. Фотографии в отражённом свете.

и бурнонитом-II. Они выполняют интерстиции между зёрнами галенита и халькопирита, тяготея к периферийной части прожилков, к контакту с бурнонитом-I. К выделениям тетраэдритов приурочены агрегаты полибазита, совместно с которым они замещают и корродируют галенит (рис. 2 г–е). Замещая галенит, тетраэдрит наследует включения бурнонита, содержащиеся в галените (рис. 4 в).

Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) образует ксеноморфные зёрна размером 10–35 мкм, приуроченные к выделениям тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn). Малые размеры зёрен и тесные взаимопрорастания с другими минералами, в том числе и с блёклыми рудами не позволили провести рентгеновские исследования. Под микроскопом минерал изотропный. Его цвет тёмно-серый без оттенков, очень схож и не отличим от цвета тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn) (рис. 4 а). Отражение тетраэдрита-(Cd) ниже, чем у галенита и бурнонита. Следовательно, оптические свойства этого минерала идентичны таковым для минералов из группы блёклых руд. На изображениях в обратно-рассеянных электронах (BSE) тетраэдрит-(Cd) серого цвета, который несколько светлее более тёмных тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn) (рис. 4 б–г). Выделения тетраэдрита-(Cd) совместно с тетраэдритом-(Fe) и тетраэдритом-(Zn) и полибазитом образуют тесные срастания. Тетраэдрит-(Cd)

имеет нечёткую размытую границу с тетраэдри-том-(Fe) и тетраэдри-том-(Zn) и чуть более чёткую границу с полибазитом. Тетраэдрит-(Cd), располагается ближе всех из трёх тетраэдритов к выделениям бурнонита-I, но не имеет непосредственного контакта с ним. Вдоль границы тетраэдрита-(Cd) и бурнонита-I присутствуют поры и полости (рис. 4).

Бурнонит встречен в виде крупнозернистых агрегатов в ассоциации со сфалеритом, ранним крупнозернистым галенитом-I и пиритом (генерация I) (рис. 2) и в виде включений внутри полиминеральных прожилков, секущих ранний бурнонит-I (генерация II) (рис. 4 в). Бурнонит-I сечётся различными по минеральному составу прожилками, среди которых галенит-халькопиритовые, мономинеральные тетраэдритовые и полиминеральными с бурнонит-халькопирит-тетраэдрит-полибазит-галенитовыми срастаниями. На изображениях в скрещенных николях бурнонит-I проявляет блочное строение и полисинтетическое двойникование (рис. 3 б). Бурнонит-II присутствует в виде включений различной формы в галените, тетраэдрите, халькопирите и полибазите (рис. 2 е, 4 в–г). Вероятно, присутствуют 2 типа включений бурнонита-II: одни представляют собой реликты бурнонита-I (они в большем количестве приурочены к выделениям тетраэдрита, имеют трещины и поры), другие — являются новообразованным

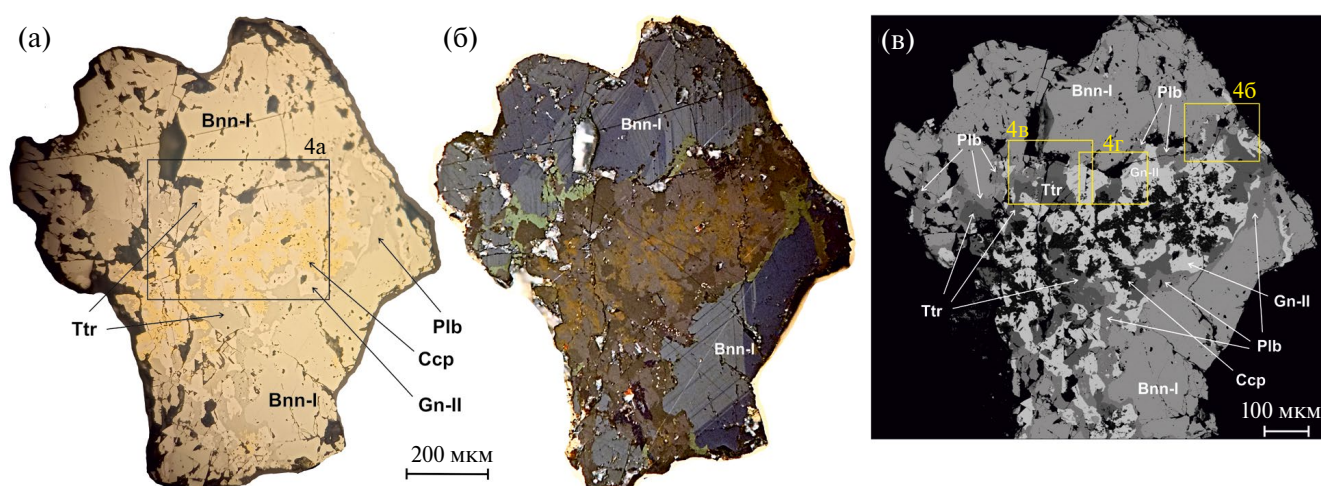


Рис. 3. Зерно из монофракции FMM_FN1086 (образец FMM_1_74896, Кон-Дара, Таджикистан), в котором был обнаружен Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd). (а) Бурнонит-I (Bnn) замещается агрегатом, сложенным галенитом-II (Gn), халькопиритом (Ccp), тетраэдритом (Ttr), полибазитом (Plb) и бурнонитом-II. Фрагмент прожилка, подобного тем, которые представлены на рис. 2. Изображение в отражённом свете; (б) То же в скрещенных николях. В бурноните-I проявлено полисинтетическое двойникование; (в) То же в обратно-рассеянных электронах (BSE). Центральная часть прожилка сложена галенитом и приуроченным к нему халькопиритом. Тетраэдрит выполняет интерстиции между зёрнами галенита и халькопирита, тяготея к периферийной части прожилка. Полибазит развит вдоль контакта тетраэдрита (и/или галенита-II) и бурнонита-I.

бурнонитом-II (они преимущественно развиты в галените и халькопирите, имеют изометричные и вытянутые формы, чистую без пор поверхность и ровную границу с минералом-хозяином.

Сфалерит слагает крупнозернистые агрегаты с системой трещин, прожилки в которой частично заполнены пиритом, халькопиритом и галенитом (рис. 2 а, в), и раздробленные мелкозернистые (размер зёрен ≤ 50 мкм) агрегаты, цементированные пиритом, халькопиритом и галенитом (рис. 2 б).

Пирит слагает раздробленные агрегаты, мелкозернистые мозаичные сростания со сфалеритом

и прожилки внутри сфалерита мощностью 20–60 мкм (рис. 2 а–в). Крупные зёрна пирита секутся прожилками халькопирита, агрегаты из мелких зёрен пирита в сростании со сфалеритом цементируются халькопиритом.

Галенит, вероятно, присутствуют в виде двух генераций. Галенит-I отлагался в ассоциации со сфалеритом, бурнонитом-I и пиритом (рис. 2 а, б). Галенит-II встречается внутри прожилков, замещающих сфалерит и бурнонит-I (рис. 2 в, г). В сфалерите галенит-II слагает прожилки мощностью 10–50 мкм и частично внутри пиритовых прожилков замещает пирит

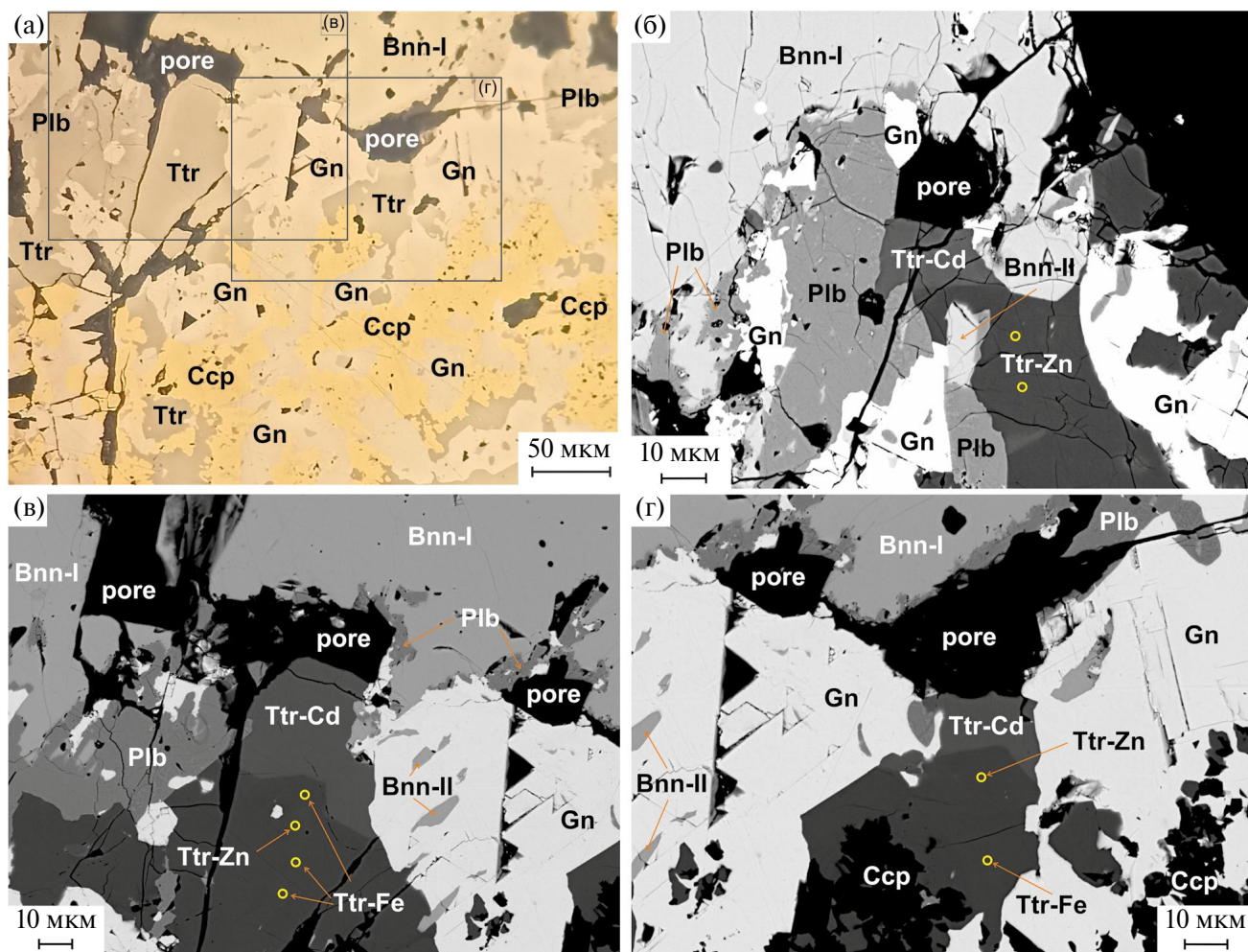


Рис. 4. Увеличенные фрагменты зерна, представленного на рис. 3, с Ag-содержащим тетраэдритом-(Cd). (а) Увеличенный фрагмент зерна с рис. 3 а. Тесные сростания тетраэдрита, галенита-II, халькопирита и полибазита внутри агрегата бурнонита-I. Халькопирит имеет дендритоподобные выделения, которые внедряются и секут галенит-II, а также врастают в тетраэдрит. (б-г) Укрупнённые фрагменты рис. 3 в и 4 а: (б) Полибазит образует тесные сростания с тетраэдритом и галенитом-I на контакте с бурнонитом-II. (в-г) Тесные сростания тетраэдрита, сложенного тремя крайними Fe-, Zn- и Cd-членами тетраэдритового твёрдого раствора, галенита-II, полибазита, бурнонита-II и халькопирита внутри агрегата бурнонита-I. Тетраэдрит-(Cd) образует тесные сростания с полибазитом и располагается ближе всех из трёх тетраэдритов к контакту бурнонита-I. Вдоль границы тетраэдрита-(Cd) и бурнонита-I характерно наличие пор и отсутствие непосредственного контакта этих двух минералов. Тетраэдрит-(Fe) тяготеет к контакту с халькопиритом. Тетраэдрит-(Zn) занимает промежуточное между тетраэдритом-(Cd) и тетраэдритом-(Fe) положение. Бурнонит-II присутствует в галените, тетраэдрите и полибазите в виде вытянутых включений.

(рис. 2 в). В прожилках, развитых по бурнонит-у-I, галенит-II представлен ксеноморфными и угловатыми разобщёнными зёрнами, которые сцементированы тетраэдритом и халькопиритом (рис. 2д, е). Галенит-II содержит изометричные и вытянутые включения новообразованного бурнонита-II (рис. 4 в, г).

Халькопирит встречается в виде тонких прожилков мощностью менее 5 мкм секущих сфалерит (рис. 2 в), прожилков, замещающих и цементирующих пирит (рис. 2 б) и полиминеральных прожилков, секущих бурнонит-I (рис. 2 г–е). Внутри последних халькопирит образует дендритоподобные ветвистые с фестончатыми краями выделения, которые внедряются и секут галенит, а также “врастают” в тетраэдрит. Выделения халькопирита всегда приурочены к агрегатам галенита (рис. 2, 4 а). К контакту с халькопиритом приурочены выделения тетраэдрита-(Fe) (рис. 4 г). На картинах BSE халькопирит имеет неоднородное мозаичное строение.

Полибазит развит вдоль контакта тетраэдрита (или галенита) и бурнонита-I, в виде реакционной каймы, поскольку почти нет участков, в которых тетраэдрит (а также галенит) контактировал бы непосредственно с бурнонитом-I, везде между ними располагаются полибазит или поры (рис. 3, 4 б–г). Полибазит тесно сростается с тетраэдритом и галенитом-I на контакте с бурнонитом-I (рис. 4 б–г). Полибазит содержит включения галенита и бурнонита-II.

Исходя из описанных взаимоотношений, следует, что минералы, слагающие прожилки в бурноните-I (галенит-II, халькопирит, Ag-содержащие тетраэдриты, полибазит и бурнонит-II), отложились позднее в результате его замещения. Занимаемое одинаковое положение в пространстве (прожилки) и тесные сростания галенита-II, халькопирита, Ag-содержащих тетраэдритов, полибазита и бурнонита-II указывают на одну парагенетическую ассоциацию, минералы в которой отлагались близко по времени. Вновь образованные минералы содержат металлы бурнонита: Cu, Pb, Sb и S, а также металлы, не характерные для бурнонита: Ag, Cd, Fe и Zn. Прожилки, секущие бурнонит-I и сфалерит отличаются. В прожилках, секущих сфалерит, отсутствует тетраэдрит и полибазит, и присутствует пирит. Всё это свидетельствует о преобразовании ранних минералов (перераспределении химических элементов) благодаря ретроградным реакциям в результате поступления позднего флюида и определённых *PT*-условий, из-за которых ранние минералы (сфалерит, пирит, бурнонит-I

и галенит-I) стали неустойчивы и замещались поздней минеральной ассоциацией.

Расчёт химической формулы минералов группы блёклой руды

Существуют разные подходы к пересчёту химической формулы блёклой руды ($^{M(2)}A_6^{M(1)}(B_4C_2)^{X(3)}D_4^{S(1)}Y_{12}^{S(2)}Z$): на 29 атомов в формуле (1), на $\Sigma(Me^+ + Me^{2+} + PMe) = 16$ атомов (2), на $\Sigma PMe_{(As+Sb+Te+Bi)} = 4$ атомов (3), на 13 атомов серы (4). Последний подход расчёта формулы, на наш взгляд, изжил себя, поскольку было доказано наличие вакансий серы в позиции S(2). Третий основан на незначительных изменениях идеального числа катионов, находящихся в позиции X(3), отмеченных при наблюдениях Джонсоном с соавторами ([22], приложение 5). Первый подход наиболее универсальный, но может “замаскировать” дефицит серы в позиции S(2), особенно при расчёте химической формулы обогащённых серебром минеральных видов из группы тетраэдрита (например, [24], приложение 5); и/или дефицит серебра в позиции M(2). Поэтому чаще всего при расчёте формул Ag-содержащих блёклых руд, чтобы не пропустить наличие вакансий в позиции S(2) используют второй подход, предполагая отсутствие вакансий в позициях M(2), M(1) и X(3).

Результаты нашего исследования и обзора литературы по Cd-содержащим блёклым рудам показывают, что содержания Ag в них не настолько велико, чтобы в позиции S(2) появлялись значимые содержания вакансий серы (приложение 3). По данным ([24], приложение 5) появление вакансий серы (0.5 ф.к. □ S) начинается при содержаниях серебра ≈ 4.5 ф.к. и выше, а концентрации серебра в известных кадмиевых минералах группы блёклых руд в единичных случаях достигает 6.7 ф.к. и 5.6–5.1, а в основном меньше 4 ф.к. (см. приложения 3 и 4), что исключает наличие вакансий. Поэтому для блёклой руды из месторождения Кон-Дара был выбран способ пересчёта химической формулы на основе 29 атомов в формуле.

Химический состав

В изученном образце по данным РСМА и согласно номенклатуре группы тетраэдрита [1] обнаружено три практически крайних члена тетраэдритовой серии блёклорудного твёрдого раствора: тетраэдрит-(Cd), тетраэдрит-(Fe) и тетраэдрит-(Zn). Составы тетраэдритов и ассоциирующих с ними минералов приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Результаты РСМА блёклой руды и ассоциирующих с ней минералов в образце FMM_1_74896 из месторождения Кон-Дара

№ п/п	Минерал	Содержание, мас. %									Сумма
		Ag	Cu	Zn	Fe	Pb	Cd	Sb	As	S	
1	Ttr-Cd	16.28	25.10	—	0.15	0.15	10.43	25.44	0.21	22.25	100.06
2	Ttr-Cd	16.18	25.21	0.16	0.49	0.20	10.36	25.81	0.12	22.34	100.88
3	Ttr-Cd	16.66	25.02	0.09	0.44	0.12	10.13	25.59	0.15	22.37	100.56
4	Ttr-Cd	16.38	25.20	0.13	0.28	0.17	10.01	25.28	0.19	22.35	99.99
5	Ttr-Cd	15.59	25.37	0.06	0.36	0.17	10.00	25.50	0.18	22.37	99.60
6	Ttr-Cd	15.83	25.37	0.12	0.53	—	9.93	25.51	0.22	22.36	99.85
7	Ttr-Cd	16.29	25.03	0.07	0.39	0.12	9.81	25.74	0.16	22.33	100.01
8	Ttr-Zn	15.99	27.19	5.54	0.47	0.15	1.43	26.61	0.15	23.25	100.78
9	Ttr-Zn	15.54	27.38	5.51	0.39	0.10	1.40	26.76	0.09	23.39	100.56
10	Ttr-Zn	15.44	27.65	3.20	2.18	0.13	0.68	26.62	0.19	23.66	99.74
11	Ttr-Zn	15.19	27.74	5.72	0.60	0.05	0.62	26.75	0.13	23.64	100.51
12	Ttr-Fe	16.00	28.36	1.02	3.58	0.09	1.12	26.66	0.25	23.71	100.76
13	Ttr-Fe	15.56	29.20	0.21	4.07	0.10	0.72	27.04	0.29	23.75	101.00
14	Ttr-Fe	15.47	28.73	1.24	4.10	0.10	—	26.91	0.24	23.85	100.68
15	Ttr-Fe	17.12	26.90	0.08	5.83	0.13	—	26.74	0.18	23.65	100.63
16	Ccp ($n=3$)	—	34.15	0.02	28.79	—	—	1.38	0.05	34.97	99.34
17	Ccp ($n=2$)	—	34.19	0.02	29.28	—	—	0.65	—	35.22	99.36
18	Ccp ($n=3$)	—	34.38	0.03	30.06	—	—	0.34	—	35.36	100.17
19	Ccp	—	34.22	0.05	29.86	—	—	0.09	—	35.60	99.82
20	Bnn ($n=2$)	—	13.21	0.05	—	41.79	—	23.82	0.28	20.14	99.37
21	Gn ($n=3$)	0.04	0.11	—	0.11	85.27	—	0.12	—	13.52	99.22
22	Plb	61.68	7.67	—	—	0.10	—	10.62	—	15.51	95.74
23	Plb	58.41	8.31	0.06	0.04	0.24	—	11.17	—	16.12	94.44
24	Plb	58.38	7.87	—	—	0.09	—	10.38	—	15.15	92.14
25	Plb	57.65	8.33	—	0.04	0.07	—	10.55	—	15.38	92.42
26	Plb	57.56	8.26	—	—	0.07	—	11.15	—	15.94	93.19
27	Sp ($n=5$)	—	0.18	65.16	1.20	—	0.32			32.58	99.51
28	Sp	—	—	66.12	0.13	—	0.27			33.12	99.75

Примечание. Содержание (в мас.%) Hg 0.06 (ан. 13), Bi 0.05 (ан. 1), 0.06 (ан. 7, 25), 0.07 (ан. 11), 0.13 (ан. 24) и 0.08 (ан. 26), Se 0.05 (ан. 14), Te 0.05 (ан. 21), 0.16 (ан. 22), 0.09 (ан. 23), 0.14 (ан. 24, 26) и 0.23 (ан. 26), In 0.06 (ан. 27) и 0.11 (ан. 28). n — количество усреднённых анализов, “—” ниже предела обнаружения 2σ . Пределы обнаружения по 2σ (мас. %): Ag 0.04, Cu 0.05, Hg 0.06, Zn 0.06, Fe 0.04, Pb 0.05, Cd 0.09, Sb 0.06, As 0.07, Bi 0.05, S 0.01, Se 0.05 и Te 0.04. Анализы тетраэдрита 2, 8, 9 относятся к области рис. 4 б, ан. 1, 4, 5, 7, 11–14 — рис. 4 в, ан. 3, 6, 10, 15 — рис. 4 г.

Таблица 2. Формулы блёклой руды и ассоциирующих с ней минералов в образце FMM_1_74896 из месторождения Кон-Дара

№ п/п	Минерал	Формула	Sb/ (Sb + As)	Zn/ (Fe + Zn + Cd)	Ag/ (Ag + Cu)
1	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.40}\text{Ag}_{2.83})_{\Sigma 10.23}(\text{Cd}_{1.74}\text{Fe}_{0.05})_{\Sigma 1.80}(\text{Sb}_{3.91}\text{As}_{0.05})_{\Sigma 3.97}\text{S}_{13.00}$	0.99	0.00	0.28
2	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.37}\text{Ag}_{2.79})_{\Sigma 10.15}(\text{Cd}_{1.71}\text{Fe}_{0.16}\text{Zn}_{0.05})_{\Sigma 1.94}(\text{Sb}_{3.94}\text{As}_{0.03})_{\Sigma 3.97}\text{S}_{12.94}$	0.99	0.02	0.27
3	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.33}\text{Ag}_{2.88})_{\Sigma 10.20}(\text{Cd}_{1.68}\text{Fe}_{0.15}\text{Zn}_{0.03})_{\Sigma 1.86}(\text{Sb}_{3.91}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 3.95}\text{S}_{12.99}$	0.99	0.01	0.28
4	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.41}\text{Ag}_{2.84})_{\Sigma 10.25}(\text{Cd}_{1.66}\text{Fe}_{0.09}\text{Zn}_{0.04})_{\Sigma 1.81}(\text{Sb}_{3.88}\text{As}_{0.05})_{\Sigma 3.93}\text{S}_{13.02}$	0.99	0.02	0.28
5	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.47}\text{Ag}_{2.70})_{\Sigma 10.17}(\text{Cd}_{1.66}\text{Fe}_{0.12}\text{Zn}_{0.02})_{\Sigma 1.82}(\text{Sb}_{3.92}\text{As}_{0.05})_{\Sigma 3.97}\text{S}_{13.05}$	0.99	0.01	0.27
6	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.44}\text{Ag}_{2.74})_{\Sigma 10.18}(\text{Cd}_{1.65}\text{Fe}_{0.18}\text{Zn}_{0.04})_{\Sigma 1.86}(\text{Sb}_{3.91}\text{As}_{0.05})_{\Sigma 3.96}\text{S}_{13.00}$	0.99	0.02	0.27
7	Ttr-Cd	$(\text{Cu}_{7.36}\text{Ag}_{2.82})_{\Sigma 10.19}(\text{Cd}_{1.63}\text{Fe}_{0.13}\text{Zn}_{0.02})_{\Sigma 1.79}(\text{Sb}_{3.95}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 4.00}\text{S}_{13.02}$	0.99	0.01	0.28
8	Ttr-Zn	$(\text{Cu}_{7.62}\text{Ag}_{2.64})_{\Sigma 10.26}(\text{Zn}_{1.51}\text{Cd}_{0.23}\text{Fe}_{0.15})_{\Sigma 1.90}(\text{Sb}_{3.89}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 3.93}\text{S}_{12.92}$	0.99	0.80	0.26
9	Ttr-Zn	$(\text{Cu}_{7.67}\text{Ag}_{2.56})_{\Sigma 10.23}(\text{Zn}_{1.50}\text{Cd}_{0.22}\text{Fe}_{0.12})_{\Sigma 1.85}(\text{Sb}_{3.91}\text{As}_{0.02})_{\Sigma 3.93}\text{S}_{12.98}$	0.99	0.81	0.25
10	Ttr-Zn	$(\text{Cu}_{7.73}\text{Ag}_{2.54})_{\Sigma 10.28}(\text{Zn}_{0.87}\text{Fe}_{0.69}\text{Cd}_{0.11})_{\Sigma 1.68}(\text{Sb}_{3.89}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 3.93}\text{S}_{13.11}$	0.99	0.52	0.25
11	Ttr-Zn	$(\text{Cu}_{7.72}\text{Ag}_{2.49})_{\Sigma 10.21}(\text{Zn}_{1.55}\text{Fe}_{0.19}\text{Cd}_{0.10})_{\Sigma 1.84}(\text{Sb}_{3.88}\text{As}_{0.03})_{\Sigma 3.92}\text{S}_{13.03}$	0.99	0.84	0.24
12	Ttr-Fe	$(\text{Cu}_{7.86}\text{Ag}_{2.61})_{\Sigma 10.47}(\text{Fe}_{1.13}\text{Zn}_{0.27}\text{Cd}_{0.18})_{\Sigma 1.58}(\text{Sb}_{3.86}\text{As}_{0.06})_{\Sigma 3.92}\text{S}_{13.03}$	0.99	0.17	0.25
13	Ttr-Fe	$(\text{Cu}_{8.06}\text{Ag}_{2.53})_{\Sigma 10.59}(\text{Fe}_{1.28}\text{Cd}_{0.11}\text{Zn}_{0.06})_{\Sigma 1.47}(\text{Sb}_{3.89}\text{As}_{0.07})_{\Sigma 3.96}\text{S}_{12.99}$	0.98	0.04	0.24
14	Ttr-Fe	$(\text{Cu}_{7.91}\text{Ag}_{2.51})_{\Sigma 10.42}(\text{Fe}_{1.28}\text{Zn}_{0.33})_{\Sigma 1.62}(\text{Sb}_{3.87}\text{As}_{0.05})_{\Sigma 3.92}\text{S}_{13.03}$	0.99	0.20	0.24
15	Ttr-Fe	$(\text{Cu}_{7.45}\text{Ag}_{2.79})_{\Sigma 10.24}(\text{Fe}_{1.84}\text{Zn}_{0.02})_{\Sigma 1.87}(\text{Sb}_{3.86}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 3.90}\text{S}_{12.98}$	0.99	0.01	0.27
16	Ccp (n=3)	$\text{Cu}_{1.00}(\text{Fe}_{0.96}\text{Sb}_{0.02})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{2.02}$			
17	Ccp (n=2)	$\text{Cu}_{0.99}(\text{Fe}_{0.97}\text{Sb}_{0.01})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{2.03}$			
18	Ccp (n=3)	$\text{Cu}_{0.99}(\text{Fe}_{0.99}\text{Sb}_{0.01})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{2.02}$			
19	Ccp	$\text{Cu}_{0.99}(\text{Fe}_{0.98}\text{Sb}_{0.02})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{2.03}$			
20	Bnn (n=2)	$\text{Cu}_{1.01}\text{Pb}_{0.98}(\text{Sb}_{0.95}\text{As}_{0.02})_{\Sigma 0.97}\text{S}_{3.04}$	0.98		
21	Gn (n=3)	$\text{Pb}_{0.98}\text{S}_{1.01}$			
22	Plb	$(\text{Ag}_{13.11}\text{Cu}_{2.77})_{\Sigma 15.87}\text{Sb}_{2.00}\text{S}_{11.09}$			
23	Plb	$(\text{Ag}_{12.36}\text{Cu}_{2.99})_{\Sigma 15.35}\text{Sb}_{2.09}\text{S}_{11.48}$			
24	Plb	$(\text{Ag}_{12.81}\text{Cu}_{2.93})_{\Sigma 15.74}\text{Sb}_{2.02}\text{S}_{11.19}$			
25	Plb	$(\text{Ag}_{12.54}\text{Cu}_{3.08})_{\Sigma 15.62}\text{Sb}_{2.03}\text{S}_{11.26}$			
26	Plb	$(\text{Ag}_{12.34}\text{Cu}_{3.00})_{\Sigma 15.34}\text{Sb}_{2.12}\text{S}_{11.50}$			
27	Sp (n=5)	$(\text{Zn}_{0.98}\text{Fe}_{0.02})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{1.00}$			
28	Sp	$\text{Zn}_{0.99}\text{S}_{1.01}$			

Примечание. Таблица 2 является приложением к Таблице 1. Номера анализов в табл. 2 соответствуют номерам в табл. 1. Формулы тетраэдрита рассчитаны на 29 атомов. В формулах тетраэдрита не отражены элементы $\text{Pb} \leq 0.02$ ф.к. и Bi , Se и $\text{Te} \leq 0.01$ ф.к., чтобы не усложнять их, но они учтены в суммах металлов и полуметаллов. В формуле полибазита содержания (в ф.к.) $\text{Te} 0.02\text{--}0.04$, $\text{Pb} 0.01\text{--}0.03$, Zn и $\text{Fe} \leq 0.02$, Bi и $\text{Hg} \leq 0.01$ также не вставлены в формулу, чтобы не усложнять её.

Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) по данным 7 анализов в трёх разобшённых зёрнах имеет примерно одинаковый химический состав (усреднённые содержания, мас.%): Ag 16.17, Cu 25.19, Cd 10.09, Fe 0.38, Zn 0.09, Pb 0.13, Sb 25.55, As 0.18, S 22.34 (табл. 1, ан. 1–7). Эмпирическая формула имеет вид $(\text{Cu}_{7.40}\text{Ag}_{2.80})_{\Sigma 10.20}(\text{Cd}_{1.68}\text{Fe}_{0.13}\text{Zn}_{0.03}\text{Pb}_{0.01})_{\Sigma 1.84}(\text{Sb}_{3.92}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 3.96}\text{S}_{13.00}$ (табл. 2, ан. 1–7), которая близка к идеальной формуле $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. По содержанию Sb (соотношение $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As})$ равно 0.99) является крайним сурьмяным членом тетраэдритовой серии. Концентрации Ag (соотношение $\text{Ag}/(\text{Ag} + \text{Cu})$ равно 0.28) являются высокими для тетраэдрита, что делает его ближе к аргентотетраэдриту. Содержание Fe немного преобладает над Zn, но из-за их низких концентраций и высоких содержаний Cd соотношение $\text{Zn}/(\text{Fe} + \text{Zn} + \text{Cd})$ низкое 0–0.02. Содержания полуметаллов и серы близки к идеальным стехиометрическим значениям. Концентрации одновалентных металлов выше, а двухвалентных ниже стехиометрических. Однако общая сумма металлов почти соответствует стехиометрическим значениям.

Состав *Ag–Cd-содержащего тетраэдрита-(Zn)* по данным 4 анализов варьирует в следующих интервалах (в мас. %): Ag 15.19–15.99, Cu 27.19–27.74, Zn 3.20–5.72, Fe 0.39–2.18, Cd 0.62–1.43, Pb 0.05–0.15, Sb 26.61–26.76, As 0.09–0.19, S 23.25–23.66; эмпирическая формула $(\text{Cu}_{7.73-7.62}\text{Ag}_{2.49-2.64})_{\Sigma 10.21-10.28}(\text{Zn}_{1.55-0.87}\text{Fe}_{0.69-0.12}\text{Cd}_{0.23-0.10}\text{Pb}_{0.01})_{\Sigma 1.68-1.90}(\text{Sb}_{3.91-3.88}\text{As}_{0.02-0.04})_{\Sigma 3.92-3.92}\text{S}_{12.92-13.11}$ (табл. 1, 2, ан. 8–11) близка к идеальной формуле $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4(\text{Zn}, \text{Cd})_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Минерал является крайним сурьмянистым членом тетраэдритовой серии, соотношение $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As})$ равно 0.99. Тетраэдрит-(Zn) имеет высокие концентрации Zn (соотношение $\text{Zn}/(\text{Fe}+\text{Zn}+\text{Cd})$ 0.52–0.84).

Состав *Ag–Cd-содержащего тетраэдрита-(Fe)* по данным 4 анализов варьирует в следующих интервалах (в мас. %): Ag 15.47–17.12, Cu 26.90–29.20, Zn 0.08–1.24, Fe 4.07–5.83, Cd н.п.о.⁴–1.12, Pb 0.09–0.13, Sb 26.66–27.04, As 0.18–0.29, S 23.65–23.85; эмпирическая формула $(\text{Cu}_{8.06-7.45}\text{Ag}_{2.51-2.79})_{\Sigma 10.24-10.59}(\text{Fe}_{1.84-1.13}\text{Zn}_{0.33-0.02}\text{Cd}_{0.18-0}\text{Pb}_{0.01})_{\Sigma 1.47-1.87}(\text{Sb}_{3.89-3.86}\text{As}_{0.04-0.07})_{\Sigma 3.90-3.96}\text{S}_{12.98-13.03}$ (табл. 1, 2, ан. 12–15) близка к идеальной формуле $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4(\text{Fe}, \text{Cd})_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Тетраэдрит-(Fe)

содержит высокие концентрации Sb и Fe (соотношения $\text{Sb}/(\text{Sb}+\text{As})$ 0.98–0.99 и $\text{Zn}/(\text{Fe}+\text{Zn}+\text{Cd})$ 0.04–0.20). Содержания Cd в нём ниже, чем в сосуществующих с ним тетраэдрите-(Zn) и тетраэдрите-(Cd).

Все обнаруженные блёклые руды являются крайними сурьмяными членами (относятся к тетраэдритовой серии). Содержание Ag во всех трёх тетраэдритах близко между собой, варьирует в незначительном интервале 13.70–18.60 мас. % (2.27–3.15 ф.к.). Главной особенностью обнаруженных на месторождении Кон-Дара блёклых руд является их различие по содержанию двухвалентных металлов: Cd 10.43–9.81 мас. % (1.74–1.63 ф.к.) в тетраэдрите-(Cd), Fe 5.83–3.58 мас. % (1.84–1.28 ф.к.) в тетраэдрите-(Fe) и Zn 5.72–3.20 мас. % (1.55–0.87 ф.к.) в тетраэдрите-(Zn). Во всех тетраэдритах присутствует примесь Pb в концентрациях до 0.14 мас. % (0.01 ф.к.). Обращает на себя внимание, что во всех тетраэдритах отмечается дефицит двухвалентных металлов ($\text{Cd}+\text{Fe}+\text{Zn}$) и избыток одновалентных металлов ($\text{Cu}+\text{Ag}$).

На картинах распределения элементов в характеристических лучах видно, что Cd сосредоточен главным образом в блёклой руде: контуры выделений блёклой руды, а также аномалий по Ag и Sb, совпадают с контурами высоких концентраций Cd (Приложение 1).

Бурнонит по данным двух анализов имеет усреднённый состав (в мас. %): Cu 13.21, Pb 41.79, Sb 23.82, As 0.28, S 20.14 и Zn 0.05, который рассчитывается на формулу, близкую к стехиометрической $\text{Cu}_{1.01}\text{Pb}_{0.98}(\text{Sb}_{0.95}\text{As}_{0.02})_{\Sigma 0.97}\text{S}_{3.04}$ (табл. 1, 2, ан. 20).

Полибазит (по данным 5 анализов) имеет следующие вариации состава (в мас.%): Ag 57.65–61.68, Cu 7.67–8.33, Sb 10.38–11.17, S 15.15–16.12, Te 0.09–0.23, Pb 0.07–0.24, Bi н.п.о. –0.13, Zn до 0.06 и Fe до 0.04 и рассчитывается на формулу $(\text{Ag}_{12.34-13.11}\text{Cu}_{3.08-2.77})_{\Sigma 15.34-15.87}\text{Sb}_{2.00-2.12}\text{S}_{11.09-11.50}$ (табл. 1, 2, ан. 22–26). Трудно объяснить заниженные суммы анализов, полученные с помощью РСМА для полибазита: в процессе анализа интенсивность излучения элементов не менялась, а другие элементы на энерго-дисперсионных спектрах (ЭДС), кроме измеренных, не просматривались.

Усреднённый состав *галенита* по данным 3 анализов содержит (в мас. %): Pb 85.27, S 13.52, Sb 0.12, Cu 0.11, Fe 0.11, Ag 0.04, Te 0.05 (табл. 1, 2, ан. 21). Обнаруженные при анализе галенита элементы Sb, Cu, Fe, Ag и Te, скорее всего,

⁴Н.п.о. – ниже предела обнаружения (2σ). Значения 2σ приведены в Примечании к табл. 1.

связаны с присутствием в нем мельчайших включений тетраэдрита, бурнонита и/или полибазита в галените.

При анализе *халькопирита* в его составе обнаружена примесь Sb (табл. 1, 2, ан. 16–19). Содержание Sb в разных зёрнах халькопирита различается: от максимальных 1.38 мас. % до минимальных 0.09 мас. %. По другим элементам химический состав почти не отличается (средний состав по данным 9 анализов, мас. %): Cu 34.24, Fe 29.44, Sb 0.73, Zn 0.03, S 35.22; формула $\text{Cu}_{0.99}(\text{Fe}_{0.97}\text{Sb}_{0.01})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{2.02}$. Природа появления Sb в составе халькопирита неясна, вероятно, это её присутствие может являться следствием замещения бурнонита халькопиритом.

Сфалерит по данным 6 анализов содержит невысокие концентрации Fe и Cd. Его усреднённый состав (мас. %): Zn 65.32, Fe 1.02, Cd 0.32, Cu 0.15, In 0.07 и S 32.67 (табл. 1–2, ан. 27–28). Низкие концентрации Cd и Fe в сфалерите также подтверждаются картинами распределения элементов в характеристических лучах (приложение 2).

Условия образования Ag-содержащих тетраэдритов из месторождения Кон-Дара

С помощью геотермометра для Ag-содержащих блеклых руд ([25], приложение 5) путём нанесения на график $\text{Ag}/(\text{Ag}+\text{Cu})$ vs $\text{Zn}/(\text{Zn}+\text{Fe})$ составов тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn) оценены вероятные температуры их отложения (рис. 5). Наиболее высокотемпературным оказался тетраэдрит-(Zn): он мог отложиться при температуре $170 \pm 20^\circ\text{C}$. Затем, при падении температуры до $140 \pm 20^\circ\text{C}$, кристаллизовался тетраэдрит-(Fe). Как было сказано ранее, тесные сростания тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn) с тетраэдритом-(Cd), обнаруженные в тончайших прожилках, позволяют предполагать, что тетраэдрит-(Cd) отлагался из того же флюида и при одинаковых условиях, что и тетраэдрит-(Fe) с тетраэдритом-(Zn). Следовательно, кристаллизация тетраэдрита-(Cd) на месторождении Кон-Дара происходила в интервале температур $(170–140) \pm 20^\circ\text{C}$.

Полученные данные являются первой оценкой температуры отложения блёклой руды на этом месторождении. Ранее температуры отложения флюорита, галенита и кальцита были определены методом растрескивания минералов ([23], приложение 5), который в настоящее время не считается достоверным и дискредитирован.

ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведённых исследований редкий минерал из группы блёклых руд – *Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd)* впервые обнаружен в рудах месторождения на территории Таджикистана. Ранее описанные блёклые руды из месторождений Таджикистана содержали сотые доли или первые проценты кадмия (например, [20]; [21, 26], приложение 5)).

В серебряных и серебросодержащих месторождениях Таджикистана блёклые руды являются одним из основных рудных минералов, содержание которого в отдельных рудных телах может быть выше концентрации других рудных минералов в целом ([26], приложение 5). По данным обобщения составов блёклых руд из месторождений Северного и Центрального Таджикистана, а также Памира, установлено, что наиболее широким распространением пользуются тетраэдриты, а не теннантиты, при этом за редким исключением все блёклые руды сереброносны ([26], приложение 5). Содержание серебра в блёклых рудах всего региона в целом варьирует от 0.13 (Кансай) до 33.91 (Школьное) мас. %

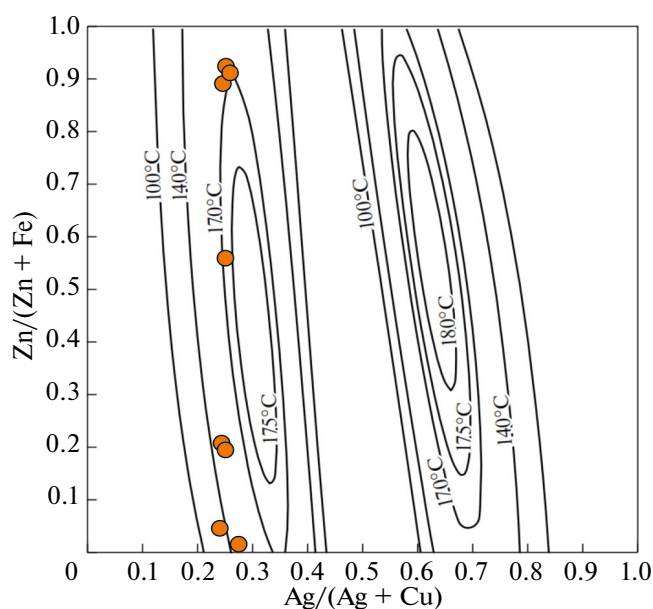


Рис. 5. Составы тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn) (отмечены оранжевыми кружками), сосуществующие с тетраэдритом-(Cd), нанесены на график, заимствованный из [25]. Нарисованы изотермы и области несмесимости блёклой руды $(\text{Cu},\text{Ag})_{10}(\text{Fe},\text{Zn})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$ при 100, 140, 170, 180 и 185°C , рассчитанные для $\Delta G^*_{3s} = 10$ кДж/моль (слева) и $\Delta G^*_{3s} = -10$ кДж/моль (справа).

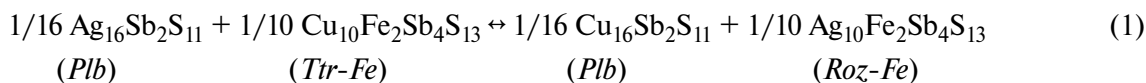
([26], приложение 5), что согласуется с данными изучения блёклых руд из нескольких месторождений Карамазара (от 0.10 до 35.73 мас. % Ag, [20]). До данного исследования максимальное оцененное содержание Cd в блёклой руде на территории Таджикистана было установлено в аргентотетраэдрите-(Zn) из месторождения Школьное, и составляло 2.76 мас. % (по данным [21], приложение 5) и из личного сообщения Н.С. Бортникова).

По своему химическому составу Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) из Кон-Дары близок к таковому из Pb–Zn-минерализации Тиндрума (Tyndrum) в Шотландии [4], барит-флюоритового-(Ag,Cu) месторождения Клара (Clara mine) в Германии [8] и Pb–Zn-месторождения Ксайтишань (Xitieshan) в Китае [5].

Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) образовался на месторождении в результате ретроградных реакций замещения раннего бурнонита вновь образованными минеральными агрегатами. При этом часть металлов: Cu, Pb, Sb и S, содержащихся в бурноните, связываются во вновь образованные минералы, а часть металлов: Ag, Cd, Fe и Zn, привносится поздними растворами, проникающими по тонким трещинкам в бурноните. Следовательно, процесс замещения бурнонита скорее был не изохимическим, хотя баланс вещества не рассчитывался.

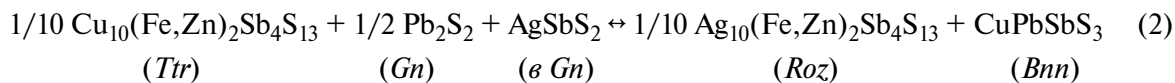
Вероятные ретроградные реакции, которые могли иметь место при образовании Ag-содержащих блёклых руд на месторождении Кон-Дара:

Ag–Cu-обменная реакция между блёклой рудой и полибазитом:



(реакция 4 в [27], приложение 5)

и реакция обогащения блёклой руды серебром при охлаждении:



(реакция 45 в [27], Приложение 5).

Самым интересным в обнаруженной в прожилках бурнонита ассоциации является совместное нахождение трёх минералов из группы блёклых руд, трёх тетраэдритов с резко различающимся содержанием в них Cd, Fe и Zn при почти одинаковых концентрациях Ag, Cu и Sb. На небольшом участке (всего 0.7×0.4 мм) в тесных сростаниях встречено три практически крайних члена тетраэдритовой серии группы блёклой руды: тетраэдрит-(Cd), тетраэдрит-(Fe) и тетраэдрит-(Zn) без промежуточных составов (рис. 6 а). Тесное сростание этих минералов в тонких прожилках свидетельствует об их отложении из одного и того же флюида, одновременно в одних и тех же физико-химических условиях. Вероятнее всего, такие взаимоотношения могут предполагать разрыв смесимости в блёклых рудах между их крайними членами, различающихся по содержанию двухвалентных (Cd, Fe и Zn) металлов. Возможно, одновременная кристаллизация разных по составу минералов из группы блёклых руд на месторождении Кон-Дара произошла в неравновесных условиях.

Картина распределения двухвалентных металлов в Ag-содержащих тетраэдритах из месторождения Кон-Дара близка к таковой для составов аргентотетраэдритов и Ag-содержащих тетраэдритов на месторождении Тиндрум (Шотландия) (рис. 5 б). На месторождении Баруилья (Испания) мы видим противоположную месторождениям Кон-Дара и Тиндрум картину: составы Cd–Fe–Zn-содержащих тетраэдритов (с содержанием Ag менее 4 мас. %) скученно занимают центральную часть поля (рис. 5 в).

Можно предположить, что на распределение двухвалентных металлов в кристаллических структурах тетраэдрита и аргентотетраэдрита влияет содержание Ag. При содержаниях Ag меньше 4 мас. % тетраэдрит с одинаковой способностью готов включать в себя любой из представленных двухвалентных металлов. Содержания Ag выше 6 мас. % делают кристаллические структуры тетраэдрита и аргентотетраэдрита более разборчивыми в выборе двухвалентного металла, и в разное время (вероятно, в зависимости от химического состава флюида и активностей

компонентов в нём) тетраэдрит/аргентотетраэдрит включает в себя либо тот, либо другой двухвалентный металл.

Кроме кристаллохимических особенностей блёклой руды, подобное распределение двухвалентных металлов может быть связано с разрывом смесимости в теннантит-тетраэдритовом ряду Ag-содержащих блёклых руд при температурах ниже 170°C, предсказанным Р.О. Сэком ([24], приложение 5 и ссылки там). Составы Ag-содержащих блёклых руд из месторождений Кон-Дара и Тиндрум, а также результаты применения блёклорудного геотермометра для тетраэдритов из Кон-Дары, подтверждают это предсказание Р.О. Сэка.

Проведённые исследования и анализ опубликованных данных по кадмиевым блёклым рудам позволяют сделать некоторые заключения об особенностях их распространения и химического состава. Кадмиевые и Cd-содержащие блёклые руды являются крайне редкими в природе. Известно 19 месторождений и рудопроявлений, в которых обнаружены эти минералы с содержаниями выше 1 мас. % до максимально возможных 12.31 мас. % на основании 101 анализа (см. приложение 3, 4). Среди обогащенных кадмием минералов группы тетраэдрита обнаружено 4 крайних кадмиевых члена блёклорудного твёрдого раствора, которые, согласно принятой CNMNC IMA номенклатуре, определены как самостоятельные минеральные виды [1] (табл. 3).

Среди минералов блёклых руд самое высокое содержание кадмия 12.31 мас. % (2.01 ф.к.) выявлено в тетраэдрите-(Cd) из кварцевых жил рудопроявления золота Красное (Бодайбинский район) ([7] и по данным личного сообщения Е.Е. Паленовой) (приложения 3 и 4, ан. 50).

В нём присутствует 6.12 мас. % Ag (1.04 ф.к.), а концентрации Fe и Zn оказались ниже минимальных пределов обнаружения. Вероятно, этот минерал является крайним кадмиевым природным членом блёклорудного твёрдого раствора.

Рассмотрение совокупности анализов ($n = 101$) не выявило каких-либо чётких взаимосвязей содержаний кадмия с тем или иным элементом в химическом составе Cd-содержащих блёклых руд (рис. 7). Тем не менее, некоторые особенности их состава проявляются. Среди блёклых руд наиболее обогащённым кадмием минералом (до 2.02 ф.к. или 12.31 мас. % Cd) является тетраэдрит, чуть меньшие содержания Cd (1.88 ф.к. или 11.15 мас. %) встречаются в аргентотетраэдрите, ещё меньше (1.68 ф.к. или 11.79 мас. %) — в теннантите, а всех меньше, содержание Cd в хаките — не превышает 1.36 ф.к. или 6.55 мас. % (приложение 3, 4 и ссылки там).

Среди кадмиевых блёклых руд встречаются как богатые серебром (аргентотетраэдрит и Ag-содержащий тетраэдрит), так и почти полностью бессеребряные минералы (теннантит и хакит) (рис. 7 а). При этом обращает на себя внимание график распределения Cd vs Ag, на котором фиксируется отсутствие Cd-содержащих блёклых руд с содержанием Ag от 1 до 2.5 ф.к. (~ от 6 до 13.7 мас. %) (рис. 7 а). В Cd-содержащей блёклой руде максимальное содержание Ag, равное 6.66 ф.к. (35.82 мас. %), обнаружено в аргентотетраэдрите-(Cd) из минерализации Маврокорифи (Mavrokoryfi) (Греция) [15]. Паттрик и Холл изучали замещение Ag в синтетическом тетраэдрите, содержащем Zn, Cd и Fe, и сделали вывод, что для Cd-содержащих блёклых руд максимально возможное содержание Ag равно 7.02 ф.к [18].

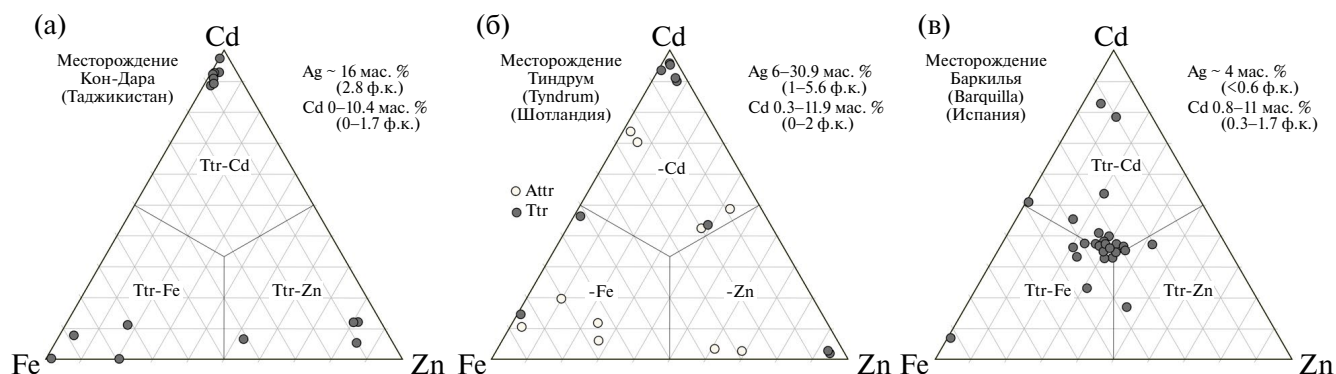


Рис. 6. Содержания двухвалентных металлов Cd, Zn и Fe в минералах группы блёклой руды из месторождения Кон-Дара (Таджикистан) (данная работа) (а) в сравнении с таковыми из месторождений Тиндрум (Шотландия) (график построен авторами на основании анализов, приведённых в работах [3, 4]) (б) и Баркилья (Испания) (рис. 7 из [6] с дополнениями) (в).

Таблица 3. Кадмиевые блёкые руды, обнаруженные в природе, и их реальные составы

Минеральный вид (формула)	Кол-во мест находок	Место находки (страна)	Формула минерала	Ссылка
Тетраэдрит-(Cd) $Cu_6(Cu_4Cd_2)Sb_4S_{13}$	8	1 – Тиндрум (Шотландия), 2 – рудопроявление Красное (Россия), 3 – Xitieshan (Китай), 4 – Radětice (Чехия), 5 – Clara mine (Германия), 6 – Кон-Дара (Таджикистан), 7 – Barquilla (Испания), 8 – Змеиногорское (Россия)	1 – $(Cu_{8.72}Ag_{1.04})\Sigma_{9.76}Cd_{2.01}(Sb_{3.95}As_{0.16})\Sigma_{4.11}S_{13.02}$ 2 – $(Cu_{7.12}Ag_{2.65})\Sigma_{9.77}(Cd_{2.02}Zn_{0.05}Fe_{0.05})\Sigma_{2.12}(Sb_{4.16}As_{0.16})\Sigma_{4.32}S_{12.80}$ 3 – $(Cu_{6.84}Ag_{2.95})\Sigma_{9.79}(Cd_{1.82}Zn_{0.15}Fe_{0.15})\Sigma_{2.12}(Sb_{4.06}As_{0.25})\Sigma_{4.31}S_{12.79}$ 4 – $(Cu_{9.71}Ag_{0.34})\Sigma_{10.05}(Cd_{1.74}Hg_{0.07}Zn_{0.07}Fe_{0.06})\Sigma_{1.94}Sb_{4.08}S_{12.91}$ 5 – $(Cu_{8.28}Ag_{2.74})\Sigma_{11.02}(Cd_{1.74}Fe_{0.36})\Sigma_{2.10}Sb_{3.52}S_{12.36}$ 6 – $(Cu_{7.40}Ag_{2.83})\Sigma_{10.23}(Cd_{1.74}Fe_{0.05})\Sigma_{1.79}(Sb_{3.91}As_{0.05})\Sigma_{3.96}S_{13.00}$ 7 – $(Cu_{9.64}Ag_{0.34})\Sigma_{9.98}(Cd_{1.71}Fe_{0.25}Zn_{0.09})\Sigma_{2.05}(Sb_{3.57}As_{0.52})\Sigma_{4.09}S_{12.87}$ 8 – $(Cu_{9.61}Ag_{1.12})\Sigma_{10.73}(Cd_{1.04}Mn_{0.26}Zn_{0.10}Fe_{0.04})\Sigma_{1.44}(Sb_{3.25}As_{0.61})\Sigma_{3.86}S_{12.97}$	1 – [4]; прил. 3-4, ан. 31 2 – [7]; прил. 3-4, ан. 50 3 – [5]; прил. 3-4, ан. 35 4 – [9]; прил. 3-4, ан. 52 5 – [8]; прил. 3-4, ан. 36 6 – авторы; табл. 2, ан. 1; прил. 3-4, ан. 37 7 – [6]; прил. 3-4, ан. 53 8 – [9]; прил. 3-4, ан. 55
Аргентотетраэ- дрит-(Cd) $Ag_6(Cu_4Cd_2)Sb_4S_{13}$	5	1 – Rudno nad Hronom (Словакия), 2 – минерализация Mavrokovufi (Греция), 3 – Тиндрум (Шотландия), 4 – Ушкатын-III (Казахстан) 5 – Tunaberg (Швеция)	1 – $(Cu_{6.86}Ag_{3.17})\Sigma_{10.03}(Cd_{1.88}Fe_{0.06}Zn_{0.04})\Sigma_{1.98}(Sb_{3.70}As_{0.25})\Sigma_{3.95}S_{13.04}$ 2 – $(Cu_{6.66}Ag_{3.52})\Sigma_{10.18}(Cd_{1.45}Fe_{0.12})\Sigma_{1.57}(Sb_{3.44}As_{0.64})\Sigma_{4.08}S_{13.05}$ 3 – $(Cu_{6.69}Ag_{3.11})\Sigma_{9.80}(Cd_{1.40}Fe_{0.47}Zn_{0.12})\Sigma_{1.99}(Sb_{4.13}As_{0.01})\Sigma_{4.14}S_{13.07}$ 4 – $(Cu_{6.84}Ag_{3.16})\Sigma_{10.00}(Cd_{0.99}Fe_{0.71}Zn_{0.14})\Sigma_{1.84}(Sb_{3.94}As_{0.17})\Sigma_{4.11}S_{13.04}$ 5 – $(Cu_{6.46}Ag_{3.61})\Sigma_{10.07}(Cd_{0.86}Mn_{0.78}Fe_{0.43})\Sigma_{2.07}(Sb_{3.81}Bi_{0.14})\Sigma_{3.95}S_{12.91}$	1 – [16]; прил. 3-4, ан. 1 2 – [15]; прил. 3-4, ан. 16 3 – [3]; прил. 3-4, ан. 14 4 – [13]; прил. 3-4, ан. 18 5 – [14]; прил. 3-4, ан. 21
Теннантит-(Cd) $Cu_6(Cu_4Cd_2)As_4S_{13}$	2	1 – Томинское (Россия), 2 – Berenguela (Боливия)	1 – $(Cu_{9.90}Ag_{0.01})\Sigma_{9.91}(Cd_{1.68}Zn_{0.09}Fe_{0.05})\Sigma_{1.82}(As_{2.63}Sb_{1.25})\Sigma_{3.88}S_{13.31}$ 2 – $(Cu_{9.96}Ag_{0.01})\Sigma_{9.97}(Cd_{1.57}Zn_{0.46}Fe_{0.01})\Sigma_{2.04}As_{3.96}S_{13.03}$	1 – [11]; прил. 3-4, ан. 73 2 – [12] прил. 3-4, ан. 75
Хакит-(Cd) $Cu_6(Cu_4Cd_2)Sb_4Se_{13}$	1	Příbram (Чехия)	$(Cu_{9.95}Ag_{0.16})\Sigma_{10.11}(Cd_{1.36}Zn_{0.53}Hg_{0.07}Fe_{0.03})\Sigma_{1.99}(Sb_{4.06}Bi_{0.16})\Sigma_{4.22}(Se_{12.28}S_{0.39})\Sigma_{12.67}$	[17]; прил. 3-4, ан. 88

Примечание. Формулы минералов рассчитаны на 29 атомов.

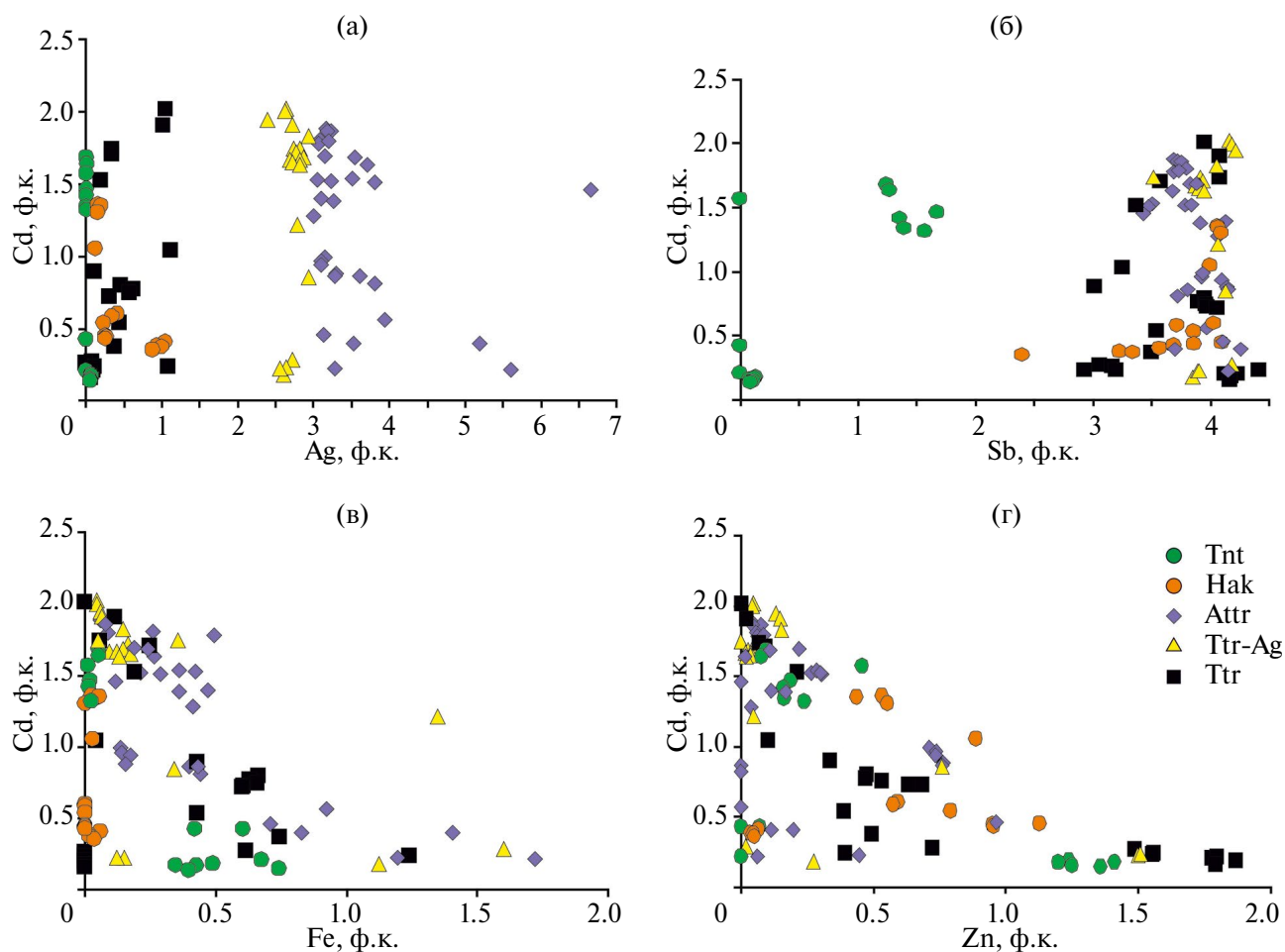


Рис. 7. Содержания Cd против содержаний Ag (а), Sb (б), Fe (в) и Zn (г) (в ф.к.) в кадмиевых блёклых рудах. Графики построены на основании обобщённой таблицы анализов (приложения 3 и 4), полученных из различных источников. Формульные коэффициенты в минералах рассчитаны на основании 29 атомов в формуле.

Рисунок 7 б позволяет сделать вывод, что Cd предпочтительнее концентрируется в сурьмяных блёклых рудах. При этом, вероятнее всего, что присутствие значимых содержаний серебра в тетраэдрите-(Cd) и аргентотетраэдрите-(Cd) связано с тем, что Ag предпочтительнее концентрируется в сурьмяных блёклых рудах.

Картины распределения двухвалентных металлов в Cd-содержащих блёклых рудах на графиках Cd vs Fe и Cd vs Zn схожи (рис. 7 в, г). Не наблюдается приуроченность концентраций кадмия в блёклых рудах к Fe или Zn: встречаются как железистые, так и цинкистые крайние члены Cd-содержащих тетраэдрита, аргентотетраэдрита и теннантита (рис. 7 в, г, 8). Исключением является хакит-(Fe), в котором пока ещё не было обнаружено значимых (более 1 мас. %) концентраций Cd.

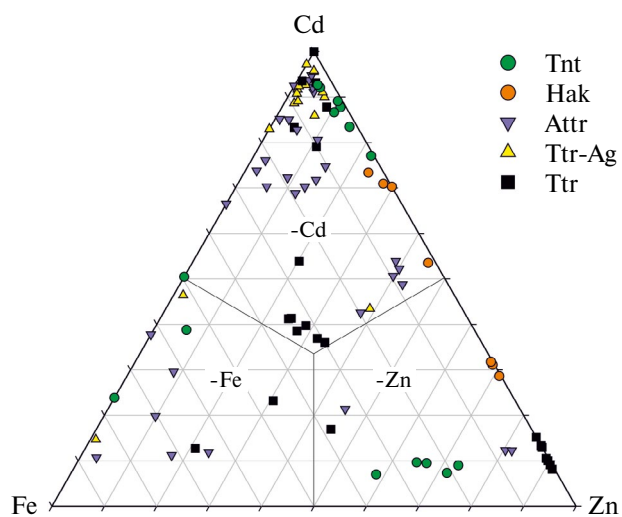


Рис. 8. Распределение двухвалентных металлов Cd, Zn и Fe в Cd-содержащих блёклых рудах, известных в мире. На график нанесены все анализы из приложений 3 и 4 за исключением Cd-содержащих аргентотетраэдрита-(Mn) и хакита-(Hg).

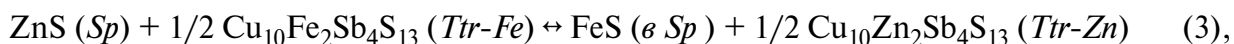
Тройная диаграмма распределения двухвалентных металлов, построенная по всем известным в природе Cd-содержащим блёклым рудам, демонстрирует относительно небольшое количество анализов в центральной её части (рис. 8). Это говорит о том, что промежуточные Cd–Zn–Fe-содержащие блёклые руды крайне редки. Они обнаружены только на месторождении Barquilla в Испании. Приведённые данные могут свидетельствовать о наличии разрывов смесимости в Cd–Zn–Fe-содержащем теннантит-тетраэдритовом твёрдом растворе. Разрыв смесимости может быть обусловлен низкими температурами образования Cd-содержащих блёклых руд ($< 200^{\circ}\text{C}$), при которых имеет место распад блёклорудного твёрдого раствора на крайние Fe-, Zn- и Cd-члены, либо может быть связан с определёнными физико-химическими условиями кристаллизации Cd–Zn–Fe-содержащих блёклых руд и составом минералообразующего флюида.

Частыми спутниками кадмия в кадмиевых блёклых рудах являются Sb и Ag, а также в меньшем количестве Zn и Fe. Но кроме этих элементов в литературе описывались следующие сопутствующие с Cd элементы: As, Se, Mn, Hg, Bi и Co

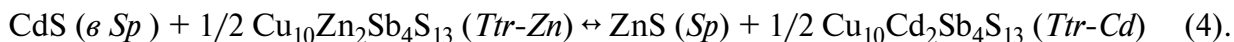
в Cd-содержащих блёклых рудах (см. приложение 3 и ссылки там).

Редкость кадмиевых блёклых руд может быть связана с низким содержанием Cd в породах коры. Высказывалось мнение, что Cd предпочтительнее встраивается в сокристаллизующиеся с блёклой рудой халькопирит и сфалерит, и что содержание Cd выше в тех образцах блёклой руды, которые кристаллизуются в ассоциациях, не содержащих сфалерита и халькопирита, или в средах, необычно обогащённых Cd ([28], приложение 5). Однако результаты данного исследования показали, что Cd в раннем сфалерите содержится в незначительных количествах (до 0.4 мас. %) и полностью отсутствует в халькопирите, образовавшемся близко-одновременно с Ag-содержащим тетраэдритом-(Cd).

Отмечалось, что в гипергенных условиях Cd, содержащийся изоморфно в сфалерите, легко отделяется от Zn ([29], приложение. 5). Вероятно, в рудах месторождения Кон-Дара имела место ретроградная Fe–Zn-обменная реакция между сфалеритом и тетраэдритом (реакция 19 в [27], Приложение 5):



а также подобная ей Cd–Zn-обменная реакция:



В результате последней реакции (4) при остывании флюида блёклые руды обогащались кадмием, вынесенным из сфалерита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые обнаружен редкий минерал крайней кадмиевой блёклой руды – Ag-содержащий тетраэдрит-(Cd) – на территории Таджикистана. Его необычные тесные срастания с другими крайними членами группы блёклой руды (тетраэдритом-(Fe) и тетраэдритом-(Zn)) могут свидетельствовать о разрыве смесимости в блёклорудном твёрдом растворе при температурах ниже 200°C .

В блёклых рудах Cd предпочтительнее концентрируется в сульфидных минералах: тетраэдрите, аргентотетраэдрите, хаките. Кадмиевые блёклые руды часто содержат значимые концентрации Ag, которые, скорее всего, связаны с Sb, а не с Cd.

По имеющимся в литературе анализам Cd-содержащих блёклых руд в твёрдом растворе между тетраэдритом-(Cd) и аргентотетраэдритом-(Cd) не наблюдается полной смесимости: на основании РСМА установлен разрыв смесимости в интервале содержаний Ag от 1 до 2.5 ф.к. ($\sim$ от 6 до 13.7 мас. %). На месторождении Кон-Дара разрыв смесимости наблюдался и в Cd–Zn–Fe-содержащем тетраэдритовом твёрдом растворе между двухвалентными металлами.

Оценена температура образования Ag-содержащего тетраэдрита-(Cd) и сосуществующих с ним Ag-содержащих тетраэдрита-(Fe) и тетраэдрита-(Zn) на месторождении Кон-Дара – $(170–140) \pm 20^{\circ}\text{C}$. Образование Ag-содержащего тетраэдрита-(Cd) происходило при остывании флюида в результате ретроградных реакций Cd–Zn-обмена, при которых блёклые руды обогащались кадмием, вынесенным из сфалерита.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта № 124022400142-2 “Кристаллохимические особенности, химический состав минералов и их ассоциаций как генетические индикаторы эндогенных и экзогенных процессов” Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН).

Приложения 1–5 доступны в виде электронных приложений по DOI данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Biagioni C., George L. G., Cook N. J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C. J., Welch M. D., Bosi F. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *Am. Miner.* 2020. V. 105. P. 109–122.
2. Warr L. N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
3. Pattrick R. A. D. Microprobe analyses of cadmium-rich tetrahedrites from Tyndrum, Perthshire, Scotland // *Mineralogical Magazine*. 1978. V. 42. № 322. P. 286–288.
4. Pattrick R. A. D. Pb–Zn and minor U mineralization at Tyndrum, Scotland // *Mineralogical Magazine*. 1985. V. 49. № 354. P. 671–681.
5. Jia D., Fu Z., Zhang H., Zhao C. The first discovery of Cd-freibergite in China // *Acta Miner. Sinica*. 1988. V. 8. P. 136–137 (in Chinese with English abstract).
6. Pascua M. I., Muriego A., Pellitero E., Babkine J., Dusausoy Y. Sn–Ge–Cd–Cu–Fe-bearing sulfides and sulfosalts from the Barquilla deposit, Salamanca, Spain // *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 39–52.
7. Паленова Е. Е., Блинов И. А., Заботина М. В. Минералы серебра в кварцевых жилах рудопроявления золота Красное (Бодайбинский район) // *Минералогия*. 2015. № 2. С. 9–17.
8. Bayerl R., Desor J., Möhn G. New Minerals for the Clara mine, Oberwolfach, Germany. 2022. <https://www.mindat.org/reference.php?id=16098796>
9. Sejkora J., Biagioni C., Škácha P., Musetti S., Kasatkin A. V., Nestola F. Tetrahedrite-(Cd), $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, from Radětice near Příbram, Czech Republic: the new Cd member of the tetrahedrite group // *European Journal of Mineralogy*. 2023. V. 35. № 6. P. 897–907.
10. Тихомирова В. Д. Особенности состава блеклых руд месторождений формации медистых песчаников на Севере Урала / Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Междунар. минерал. семинара. 2006. С. 193–195.
11. Плотинская О. Ю., Ковальчук Е. В. Блеклые руды Cu-(Mo)-порфировых месторождений Урала // *Минералогия*. 2022. Т. 8. № 3. С. 5–22.
12. Biagioni C., Kasatkin A., Sejkora J., Nestola F., Škoda R. Tennantite-(Cd), $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{As}_4\text{S}_{13}$, from the Berenguela mining district, Bolivia: the first Cd-member of the tetrahedrite group // *Mineral. Mag.* 2022. V. 86. P. 834–840.
13. Воронаев А. В., Спирidonov Э. М., Щибрик В. И. Тетраэдрит-Cd – первая находка в СССР // *Доклады АН СССР*. 1988. Т. 300. № 6. С. 1446–1448.
14. Dobbe R. T. M. Manganoan-cadmian tetrahedrite from the Tunaberg Cu–Co deposit, Bergslagen, central Sweden // *Mineral. Mag.* 1992. V. 56. P. 113–115.
15. Voudouris P. C. Conditions of formation of the mavrokoryfi high-sulfidation epithermal Cu–Ag–Au–Te mineralization (Petrota Graben, NE Greece) // *Mineralogy and Petrology*. 2011. V. 101. P. 97–113.
16. Mikuš T., Vlasáč J., Majzlan J., Sejkora J., Steciuk G., Plášil J., Rößler C., Matthes C. Argentotetrahedrite-(Cd), $\text{Ag}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, a new member of the tetrahedrite group from Rudno nad Hronom, Slovakia // *Mineralogical Magazine*. 2023. V. 87. № 2. P. 262–270.
17. Škácha P., Sejkora J., Palatinus L., Makovicky E., Plášil J., Macek I., Goliáš V. Hakite from Příbram, Czech Republic: compositional variability, crystal structure and the role in Se mineralization // *Mineralogical Magazine*. 2016. V. 80. № 6. P. 1115–1128. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.038>
18. Pattrick R. A. D., Hall A. J. Silver substitution into synthetic zinc, cadmium, and iron tetrahedrites // *Mineralogical Magazine*. 1983. V. 47. № 345. P. 441–451.
19. Юшкин Н. П. Новая кадмиевая разновидность тетраэдрита // *Доклады АН СССР*. 1978. Т. 242. № 2. С. 246–249.
20. Бортников Н. С., Коваленкер В. А., Гейнке В. Р., Тронева Н. В., Раздолина Н. В. Химический состав и парагенетические ассоциации сульфосолей в серебро-полиметаллических месторождениях Средней Азии / В кн.: *Метасоматоз, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений*. М.: Наука, 1986. С. 146–167.

**Ag-BEARING TETRAHEDRITE-(Cd), $(\text{Cu}, \text{Ag})_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13}$,
FROM GALENITE-FLUORITE DEPOSIT KON-DARA MINERAL
(SOUTH-WESTERN PAMIRS) —
FIRST DISCOVERY IN TAJIKISTAN**

**N. G. Lyubimtseva^{a, #}, Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a, V. M. Gekimyants^c,
S. E. Borisovsky^a, P. Yu. Plechov^b**

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

^b*A. Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

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

Tetrahedrite-(Cd), with the ideal formula $\text{Cu}_{10}\text{Cd}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, is a member of the tetrahedrite series of the tetrahedrite group with a predominance of Cd at the C position typically occupied by divalent metals. Cadmium end-members from the tetrahedrite group are rare: they were found in 15 deposits and ore occurrences. The article reports on a new discovery site of Ag-bearing tetrahedrite-(Cd) at the Kon-Dara mineral deposit (Southwestern Pamirs, Tajikistan) and summarizes the known data on rare Cd-bearing fahlores with Cd content from 1 to 12.31 wt. %. Ag-bearing tetrahedrite-(Cd) at the Kon-Dara deposit occurs as xenomorphic segregations 10–35 μm in size in association with tetrahedrite-(Fe), tetrahedrite-(Zn), galena, polybasite, and chalcopyrite, which replace bournonite. According to the EPMA data, its composition averaged over seven analyzes (in wt. %) is as follow: Ag 16.17, Cu 25.19, Cd 10.09, Fe 0.38, Zn 0.09, Pb 0.13, Sb 25.55, As 0.18, S 22.34. The empirical formula calculated based on 29 atoms per the unit is $(\text{Cu}_{7.40}\text{Ag}_{2.80})_{\Sigma 10.20}(\text{Cd}_{1.68}\text{Fe}_{0.13}\text{Zn}_{0.03}\text{Pb}_{0.01})_{\Sigma 1.84}(\text{Sb}_{3.92}\text{As}_{0.04})_{\Sigma 3.96}\text{S}_{13.00}$. The composition of the tetrahedrite-(Cd) from Kon-Dara is similar to those from the Tyndrum Pb-Zn mineralization in Scotland, the Clara baryte-fluorite-(Ag, Cu) mine in Germany, and the Xaitishan Pb-Zn deposit in China. The formation temperature of Ag-bearing tetrahedrite-(Cd) at the Kon-Dara deposit is estimated to have been at about $(170\text{--}140)\pm 20^\circ\text{C}$.

Keywords: tetrahedrite group, fahlore, tetrahedrite-(Cd), polybasite, bournonite, chemical composition, temperature, replacement, Kon-Dara, Pamir, Tajikistan

УДК 550.93/552.323.6

ВЕЗУВИАН — НОВЫЙ U–Pb-МИНЕРАЛ-ГЕОХРОНОМЕТР ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2024 г. М. В. Стифеева^{1,*}, Т. Л. Паников², А. М. Ларин¹,
Е. Б. Сальникова¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, В. В. Бортников¹

Поступило 18.03.2024 г.

После доработки 23.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Представлены результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований везувиана из рудоносных метасоматитов Хопунваара (Питкярантский рудный район, Северное Приладожье). Полученная оценка возраста (1550 ± 6 млн лет) в пределах погрешности совпадает с возрастом образования рудоносных скарнов, генетически связанных с гранитами рапакиви Салминского батолита. Это свидетельствует о возможности использования везувиана в качестве U–Pb-минерала-геохронометра в том числе для рудоносных контактово-реакционных пород.

Ключевые слова: Питкярантский рудный район, U–Pb (ID-TIMS), везувиан, рапакиви, Салминский батолит

DOI: 10.31857/S2686739724100109

Среди известных U–Pb-минералов-геохронометров выделяются минералы (гранат, перовскит, титанит), в кристаллической структуре которых присутствие U обусловлено механизмом изоморфного замещения им части Ca. Это создаёт предпосылки для исследования других кальциевых минералов — потенциальных источников геохронологической информации. Среди минералов, содержащих значительное количество Ca, но до настоящего момента практически не использовавшихся в качестве геохронометров, выделяются минералы группы везувиана. Известно, что в ряде случаев содержание UO_2 в везувиане может достигать 13 мас. % (не опубликованные данные авторов).

Минералы группы везувиана (МГВ) образуются в различных геологических обстановках и являются важными индикаторами контактово-реакционных процессов, проявленных в большом диапазоне *PT*-параметров. Кристаллическая структура МГВ характеризуется наличием крупных катионных позиций

с координационным числом 7–9, что способствует изоморфному вхождению в их состав высокозарядных элементов группы актиноидов. МГВ относятся к классу орто-диортосиликатов и кристаллизуются в тетрагональной сингонии, что делает их устойчивыми к наложенным процессам. Необходимо отметить, что везувиан ранее уже рассматривался рядом исследователей в качестве возможного источника геохронологической информации [1–4]. Однако широкого применения в качестве U–Pb-минерала-геохронометра он не получил ввиду существующих трудностей, возникающих на этапе интерпретации полученных данных. Как правило, это связано с присутствием в их составе значительного количества обыкновенного свинца [1]. Это определяет важность проведения методических U–Pb-исследований везувиана с целью определения возможности его использования для датирования различных пород. Необходимым условием для успешной апробации новых минералов-геохронометров является выбор “эталонных” объектов, для которых уже имеются независимые и надёжные оценки возраста.

В качестве объекта исследований был выбран везувиан из рудоносных метасоматитов Хопунваара (Питкярантский рудный район, Северное Приладожье), ассоциирующего

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

²Кольский научный центр Российской Академии наук,
Апатиты, Россия

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

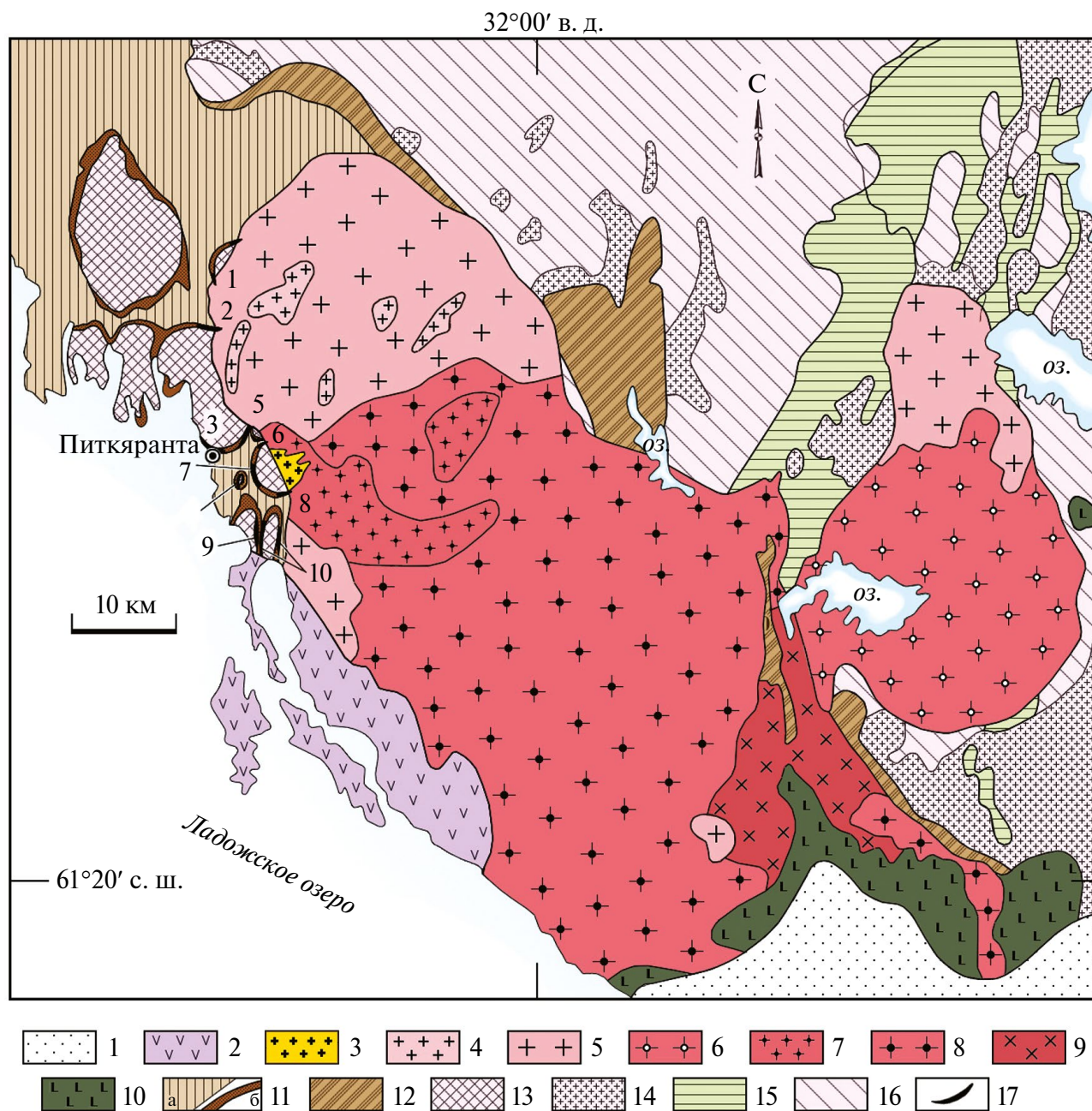


Рис. 1. Геологическое строение Салминского батолита и размещение месторождений Питкярантского рудного района. По [5] с дополнениями и изменениями. 1 — платформенный покров; 2 — вулканогенно-осадочные образования йотния (салминская свита); 3–10 — породы Салминского батолита: 3 — топазодержащие граниты (Li–F-граниты), 4 — мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; 5 — крупнозернистые биотитовые граниты; 6 — крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты; 7 — овоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой; 8 — выборгиты и питерлиты; 9 — крупнозернистые биотит-роговообманковые кварцевые сиениты; 10 — основные и средние породы (анортозиты, нориты, ферродиориты, монциониты); 11–12 — PR1 супракрупальные породы: 11 — Свекофеннской складчатой области (сортавальская и ладожская серии); 12 — Карельского крата; 13 — AR2-PR1 гнейсограниты куполов; 14–16 — AR2 комплексы Карельского крата: 14 — граниты и мигматит-граниты; 15 — зеленокаменные пояса; 16 — ТТГ-ассоциация; 17 — месторождения и рудопроявления Питкярантского рудного района. Месторождения: 1–4 — скарново-пропилитовые Sn-полиметаллические: 1 — Юкан Коски, 2 — Кителы, 3 — Старое рудное поле, 4 — Хепоселька; 5–10 — скарново-грейзеново-пропилитовые Sn–Be- и Sn–Be-полиметаллические: 5 — Новое рудное поле, 6 — Хопунваара, 7 — Люпикко, 8 — Южное Люпикко, 9 — Ристиниеми, 11 — Уукса.

с гранитами рапакиви Салминского батолита (рис. 1). Значительный объём надёжных геохронологических данных, имеющих как для гранитов Салминского батолита, так и для контактово-реакционных образований этого рудного района [5], позволяет оценить потенциал везувиана как источника геохронологической информации.

Ве–Sn-полиметаллическое рудопроявление Хопунваара относится к скарново-грейзеново-пропилитовому типу и приурочено к зоне контакта гранитов рапакиви Салминского батолита с карбонатными горизонтами питкьярантской свиты (рис. 2). Для этого рудопроявления характерно образование следующих видов метасоматитов: магнезиальные и известковые скарны, флюорит-везувиан-магнетитовые метасоматиты, апоскарновые метасоматиты (грейзены, пропилиты и полевошпатовые метасоматиты) и поздние кварц-карбонатные метасоматиты. Формирование скарнов и флюорит-везувиан-магнетитовых метасоматитов связано с магматической стадией, тогда как все апоскарновые метасоматиты и кварц-карбонатные метасоматиты образованы в постмагматический этап. Комплексные руды Питкьярантского рудного района генетически связаны с гранитами рапакиви Салминского батолита. На это указывают как минералого-геохимические характеристики гранитов и руд, так и геохронологические и изотопные данные [5].

Флюорит-везувиан-магнетитовые метасоматиты рудопроявления Хопунваара образуют пластовые, а также трубообразные сложно ветвящиеся тела в мраморах и кальцифирах питкьярантской свиты. Характерной особенностью этих пород является ритмичная тонкополосчатая структура. С ними связано бериллиевое оруденение, причём практически весь Ве находится в виде изоморфной примеси в везувиане (до 0.85% ВеО).

Для изучения структуры и состава везувиана из метасоматитов рудопроявления Хопунваара был проведён рентгеноструктурный анализ монокристалла (размер $0.22 \times 0.15 \times 0.15$ мм³) с использованием дифрактометра “Rigaku” XtaLAB Synergy-S (ЦКП ФИЦ КНЦ РАН). Более полусферы рентген-дифракционных данных было собрано при комнатной температуре с использованием монохроматического MoK α излучения ($\lambda = 0.71069$ Å). Параметры элементарной ячейки уточнялись методом наименьших квадратов. Поправка на поглощение была определена эмпирически с помощью

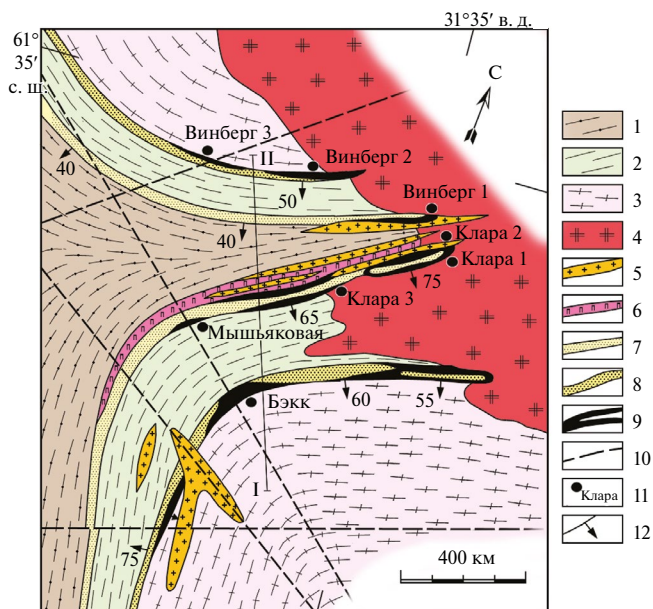


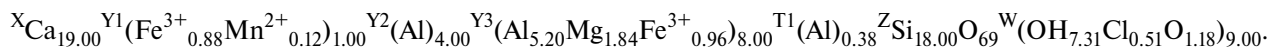
Рис. 2. Геологическая схема месторождения Хопунваара, Питкьярантский рудный район. По [5] с дополнениями и изменениями. 1 — глинозёмистые сланцы ладожской серии; 2 — амфиболовые сланцы и амфиболиты питкьярантской свиты; 3 — гнейсограниты куполов; 4 — овоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви Салминского массива; 5 — Li-F-граниты; 6 — керамические пегматиты; 7–8 — рудовмещающие карбонатные горизонты питкьярантской свиты (7 — верхний, 8 — нижний); 9 — рудные залежи; 10 — разломы; 11 — шахты; 12 — элементы залегания метаморфических пород.

сферических гармоник, реализованных в алгоритме калибрования SCALE ABSPACK в программном комплексе CrysAlisPro [6]. Уточнение структур проводилось с помощью программы SHELXL [7], встроенного в программный комплекс Olex2 [8].

Анализ заселённости позиций X1, X2, X3 и X4 (рис. 3) показал, что они полностью заняты атомами Ca, как и в случае заселённости позиций Z исключительно атомами Si. Для 4-х связей Y1–O6 тетрагональной пирамиды расчётная заселённость составляет $(\text{Fe}^{3+}_{0.88}\text{Mn}^{2+}_{0.12})_{1.00}$. Октаэдрическая позиция Y2 с учётом кратности позиции может быть представлена как $(\text{Al}_{5.20}\text{Mg}_{1.84}\text{Fe}_{0.96})$. Фактор рассеяния для тетраэдрической позиции T1 составляет $(1.22 e^-)$, что соответствует заселённости $(\square_{0.91}\text{Al}_{0.09})$. Также в составе изученного везувиана выявлено присутствие атомов Cl, локализованных в позиции O10, о чём свидетельствует соответствующий фактор рассеяния $10.3 e^-$, а также увеличенные по сравнению с другими анионными позициями параметры атомных смещений.

По результатам рентгеноструктурного анализа и на основании химического состава везувиана из метасоматитов рудопоявления Хопунваара

можно записать следующую кристаллохимическую формулу:



Для проведения U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований отобрано три микронавески фрагментов зёрен везувиана из метасоматитов рудопоявления Хопунваара. Процедура предварительной обработки везувиана включала: ультразвуковую чистку в слабом растворе HCl и последующую кислотную обработку в 6–8 N HCl. Разложение и химическое выделение U и Pb осуществлялось в соответствии

с модифицированными методиками, описанными в работе [9]. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счётчика ионов). Использовался изотопный индикатор ^{235}U – ^{202}Pb . Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb

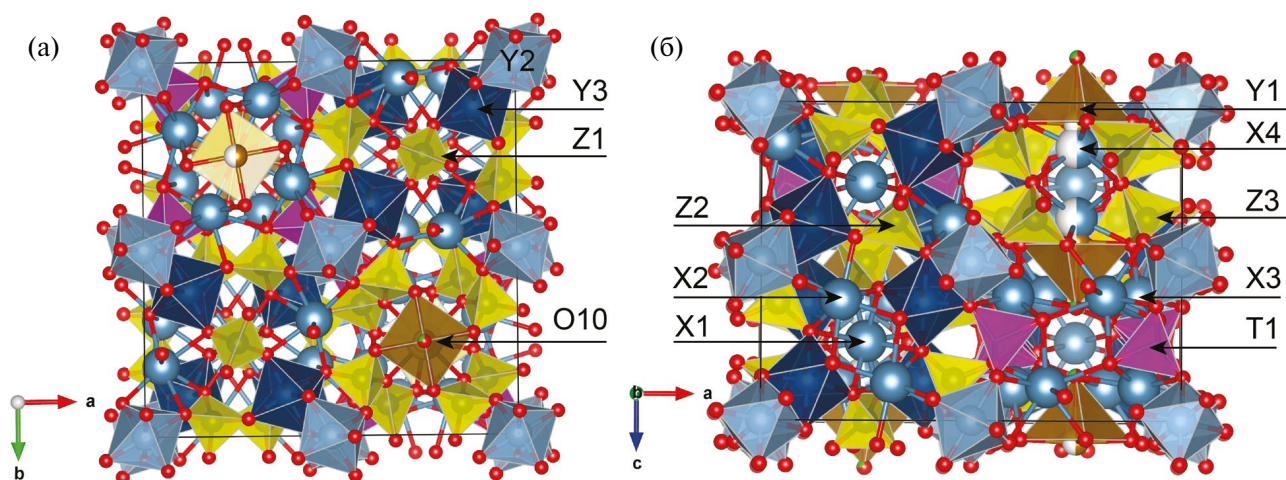


Рис. 3. Кристаллическая структура везувиана из метасоматитов рудопоявления Хопунваара. Проекция вдоль оси с (а) и вдоль оси b. Тетраэдры SiO_4 отмечены жёлтым, октаэдры $\text{Y}(3)\text{O}_6$ — синим и $\text{Y}(2)\text{O}_6$ — голубым, пирамиды $\text{Y}(1)\text{O}_5$ — коричневым, позиции Ca — отмечены синими сферами, а O — красными.

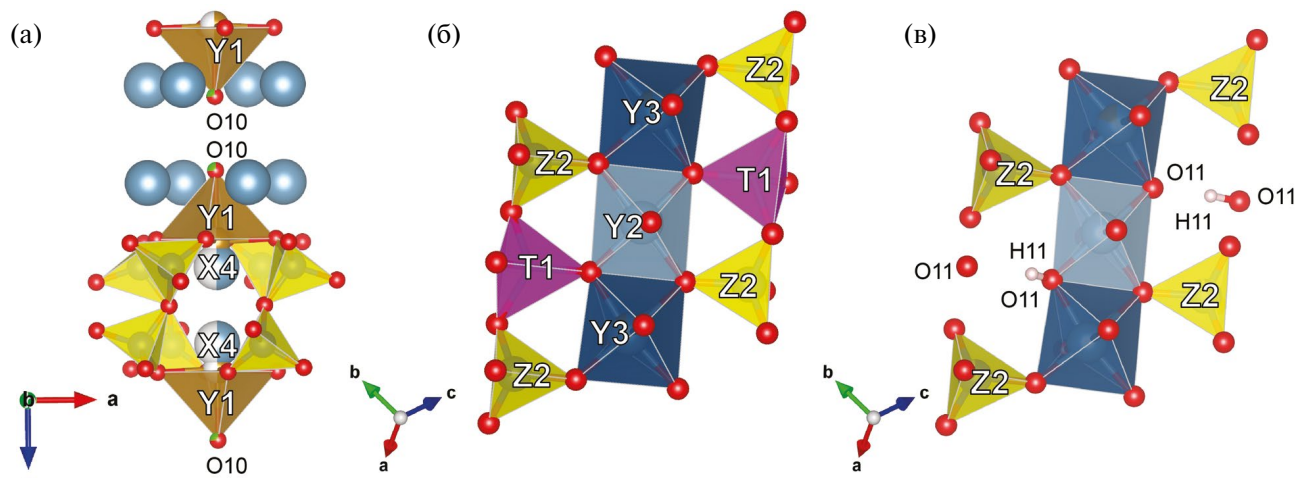


Рис. 4. Фрагменты кристаллической структуры везувиана из метасоматитов рудопоявления Хопунваара. Последовательность позиций Y1–X4, а также O10 в каналах структуры (а); локальное окружение позиции T1 (б), Расположение гидроксильных групп в структуре везувиана, в случае вакансии в позиции T1 (в).

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований везувиана из метасоматитов рудопрооявления Хопунваара

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/ Pbt	Изотопные отношения						Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	1.64	2.75	5.36	0.50	71.62	0.0963±2	105.53±20	3.569±98	0.2688±3	0.57	1543±4	1535±2	1553±4
2	1.89	4.20	9.49	0.42	95.18	0.0960±2	183.91±3	3.542±10	0.2676±4	0.64	1537±4	1528±2	1548±4
3	0.86	3.52	5.92	0.57	57.89	0.0972±7	1.537±2	3.622±29	0.2703±5	0.56	1554±12	1542±3	1571±13

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

и 1 пг для U. Обработка полученных в ходе экспериментов данных осуществлялась в программах “PbDat” [10] и “ISOPLOT” [11]. При расчёте возраста использованы общепринятые значения констант распада U [12]. Для коррекции избыточного обычного Pb использованы опубликованные данные об изотопном составе свинца в когенетичных везувиану галенитов [5]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Содержание U в изученном везувиане изменяется в пределах 5.36–9.49 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pbc/Pbt) не превышает 0.57 (табл. 1). Везувиан характеризуется незначительной (1.1–1.8%) возрастной дискордантностью, средняя величина его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 1551 ± 15 млн лет (СКВО = 6.3). Несколько более древнее значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) везувиана одной из микронавесок (№ 3, табл. 1, рис. 3) указывает на возможное присутствие незначительной доли унаследованной древней компоненты свинца, влияние которой не удалось полностью “нивелировать” введением поправки на известный изотопный состав свинца сосуществующих галенитов. Среднюю величину возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1550 ± 6 млн лет (СКВО = 0.77), рассчитанную для везувиана, характеризующегося наименьшей дискордантностью (№ 1, 2, табл. 1, рис. 3) можно рассматривать в качестве оценки его возраста.

Данные рентгеноструктурного анализа (обнаружено 28 слабых рефлексов, нарушающих правила погасания пр. гр. $P4/nnc$)

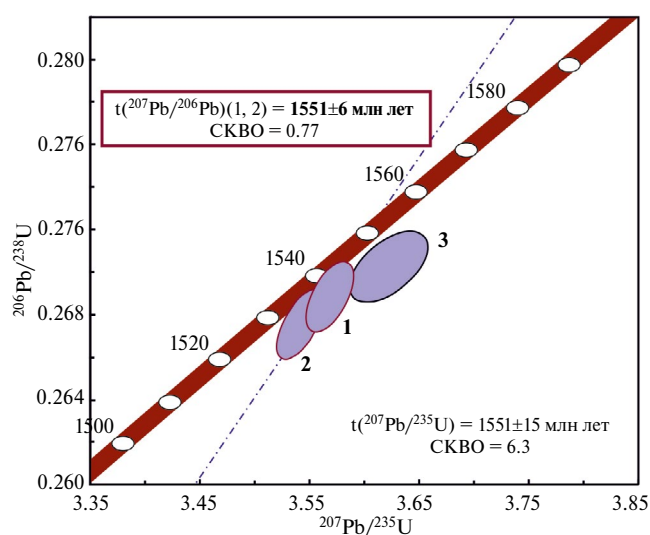


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для везувиана из метасоматитов рудопрооявления Хопунваара. Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 1.

везувиана из рудопроявления Хопунваара свидетельствуют о высокотемпературном режиме его образования 550–800°C [13, 14]. Это также подтверждается наличием замещения по схеме $\text{Cl}^- \leftrightarrow \text{OH}^-$ в позиции O10 (рис. 4 а) в каналах структуры [15] и внедрением Al^{3+} в тетраэдрическую позицию T1 за счёт замещения OH групп (рис. 4 б). Возможность вхождения Be в МГВ наиболее ожидаемо в T1-позицию, в таком случае заселённость данной позиции составит ($\square_{0.66}\text{Be}_{0.44}$), что соответствует 1.76 к.ф. или 1.60 мас. %. Для низкотемпературного везувиана с температурой кристаллизации ниже 400°C эта позиция вакантна (рис. 4 в). Таким образом, температурный интервал 550–800°C соответствует условиям режима процессов скарнообразования [16].

Полученная в результате U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований оценка возраста везувиана из метасоматитов рудопоявления Хопунваара (1550 ± 6 млн лет) в пределах погрешности совпадает с возрастом образования скарновых пород Питкярантского рудного района — 1539 ± 9 млн лет [17] и согласуется с интервалом проявления трёх первых магматических импульсов внедрения Салминского батолита — 1538 ± 1 – 1547 ± 2 млн лет [18].

Это свидетельствует о надёжности геохронологических данных, полученных с помощью везувиана, и указывают на его высокий потенциал в качестве нового минерала-геохронометра для рудоносных контактово-реакционных пород.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ № 23-77-01051.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rolf L. Romer Vesuvianite — New Tool for the U–Pb Dating of Skarn Ore Deposits // *Mineralogy and Petrology*. 1992. 46: 331–341.
2. Qin-Di Wei, Ming Yang, Rolf L. Romer, Hao Wang, Yue-Heng Yang, Zi-Fu Zhao, Shi-Tou Wu, Lie-Wen Xie, Chao Huang, Lei Xu, Jin-Hui Yang, Fu-Yuan Wu. In situ U–Pb geochronology of vesuvianite by La-SF-ICP-MS // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2022. 37. P. 69–81.
3. Yu Zhang, Shuling Song, Pete Hollings, Dengfeng Li, Yongjun Shao, Huayong Chen, Lianjie Zhao, Sandra Kamo, Tingting Jin, Lingling Yuan, Qingquan Liu, Shaocong Chen. In-situ U–Pb geochronology of vesuvianite in skarn deposits // *Chemical Geology*. 2022. 612. 121136.
4. Langzhang Xing, Jintang Peng, Yuanjun Lv, Yanwen Tang, Jianfeng Gao. Vesuvianite: A potential U–Pb geochronometer for skarn mineralization - case study of tungsten and tin deposits in South China // *Chemical Geology*. 2022. 607. 121017.
5. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
6. Agilent Technologies. CrysAlis CCD and CrysAlis RED // Oxford Diff. Ltd, Yarnton, Oxfordsh. 2014
7. Sheldrick G. M. Crystal structure refinement with SHELXL // *Acta Crystallogr. Sect. C Struct. Chem*. 2015. V. 71. № 1. P. 3–8.
8. Dolomanov O. V., Bourhis L. J., Gildea R. J., Howard J. A. K., Puschmann H. OLEX2: a complete structure solution, refinement and analysis program // *J. Appl. Cryst.* 2009. 42. 339–341.
9. Стифеева М. В., Сальникова Е. Б., Арзамасцев А. А., Котов А. Б., Гроздев В. Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
10. Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88–542. 1991. 35 p.
11. Ludwig K. R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Special Publications*. 2003. V. 4. 70 p.
12. Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: 865 conventions of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
13. Allen F. M., Burnham C. W. A comprehensive structure-model for vesuvianite: symmetry variations and crystal growth // *Can. Mineral.* 1992. V. 30. P. 1–18.
14. Паниковровский Т. Л., Яковенчук В. Н., Кривовичев С. В. Рентгенодифракционный метод оценки температуры кристаллизации везувиана // *Записки РМО*. 2023. Т. 152. № 2. <https://doi.org/10.31857/S0869605523020041>
15. Galuskin E. V., Galuskin I. O., Dzierżanowski P. Chlorine in vesuvianites // *Miner. Pol.* 2005. 36. 51–61.
16. Britvin S. N., Antonov A. A., Krivovichev S. V., Armbruster T., Burns P. C., Chukanov N. V. Fluorovesuvianite, $\text{Ca}_{19}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{13}[\text{SiO}_4]_{10}[\text{Si}_2\text{O}_7]_4\text{O}(\text{F}, \text{OH})_9$, a new mineral species from Pitkaranta, Karelia, Russia: Description and crystal structure // *Can. Mineral.* 2003. V. 41. P. 1371–1380.
17. Amelin Yu., Larin A. U–Pb and Sm–Nd zircon and garnet geochronology of skarn formation associated

with rapakivi granite magmatism: an example of the Pitkaranta ore district, south-eastern Karelia / Anorthosites, Rapakivi Granites and Related Rocks. IGCP 290 and 315. Abstr. Montreal. Canada. 1994. P. 1.

18. *Amelin Yu., Larin A. M., Tucker R. D.* Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications of magmatic evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. 127. P. 353–368.

VESUVIANITE — A NEW MINERAL FOR U–PB DATING OF ORE DEPOSITES

**M. V. Stifeeva^{a, #}, T. L. Panikorovskii^b, A. M. Larin^a, E. B. Salnikova^a,
Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a, V. V. Bortnikov^a**

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

^b*Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences,
Apatity, Russian Federation*

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

The results of U–Pb (ID-TIMS) geochronological studies of vesuvianite from ore-bearing metasomatites of Khopunvaara (Pitkyaranta ore district, Northern Ladoga region) are presented. The resulting age estimate (1550 ± 6 MA) within the error in agreement with the age of formation of ore-bearing skarns genetically related to the rapakivi granites of the Salma batholith. This indicates the possibility of using vesuvianite as a U–Pb mineral-geochronometer, including for ore-bearing contact-reaction rocks.

Keywords: Pitkyaranta Ore District, U–Pb (ID-TIMS), vesuvianite, rapakivi, Salma batholith

УДК [551.781:[561:581.33]](571.1)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ИСКОПАЕМОЙ ПЫЛЬЦЫ ПРЕДКОВЫХ ФОРМ ХВОЙНЫХ *CATHAYA*, СОВРЕМЕННОГО РЕЛИКТА И КЛИМАТИЧЕСКОГО ИНДИКАТОРА, В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (КУЛУНДА)

© 2024 г. О. Б. Кузьмина*, член-корреспондент РАН Б. Л. Никитенко

Поступило 15.04.2024 г.

После доработки 27.05.2024г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Палинологический анализ палеогеновых и неогеновых толщ юга Западной Сибири (скв. 2, Новосибирская обл.), показал, что часть двухмешковой пыльцы хвойных в спорово-пыльцевых спектрах обладает рядом морфологических признаков, позволяющих сравнивать её с пыльцой современной *Cathaya argyrophylla* Chun et Kuang. Эти палиноморфы относятся к реликтовой растительности, развитой в настоящее время в условиях влажного субтропического климата на юге Китая, и являются важными климатическими индикаторами. Палиноморфы отнесены к предковым формам *Cathaya* — к виду *Abietineaepollenites sellowiiiformis* (Zaklinskaja) Doweld 2018. Приведено описание пыльцы, показано её распространение по разрезу. Максимальное количество пыльцы *A. sellowiiiformis* (до 23.7%) приурочено к верхам олигоцена и нижнему миоцену, последнее появление зафиксировано в среднем-верхнем миоцене. Полученные данные расширяют наши представления об ареале произрастания предковой формы катаяи и её роли в растительных сообществах Центральной Азии в кайнозое.

Ключевые слова: ископаемая пыльца, голосеменные, *Cathaya*, эоцен, олигоцен, миоцен, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S2686739724100112

ВВЕДЕНИЕ

В процессе палинологического анализа верхнеэоценовых, олигоценых и миоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины были выявлены спорово-пыльцевые спектры, содержащие двухмешковую пыльцу сем. Pinaceae, обладающую рядом морфологических признаков, отличающих её от пыльцы рода *Pinus*. Такие признаки, как широкое прикрепление воздушных мешков к телу, начиная с самого края тела пыльцевого зерна, гораздо меньшее расстояние между линиями прикрепления мешков, чем у пыльцы рода *Pinus*, позволили сделать вывод о том, что в состав выявленных спорово-пыльцевых спектров входит пыльца, морфологически сходная с пыльцой современной *Cathaya argyrophylla*

Chun et Kuang — реликта, произрастающего в настоящее время в условиях горного влажного субтропического климата в ряде провинций на юге Китая [1, 2].

Ранее такую пыльцу из палеогеновых и неогеновых отложений юга Западной Сибири, согласно определениям Е.Д. Заклинской [3], относили к видам *Podocarpus sellowiiiformis* Zakl., *P. andiniformis* Zakl., *Pinus protocembra* Zakl., а при выполнении рутинного палинологического анализа зачастую просто к *Pinus* s/g *Haploxylon*. В последние годы, благодаря использованию более продвинутой оптики, а также появлению публикаций, посвящённых морфологии современной пыльцы *Cathaya argyrophylla* [2] и находкам ископаемой пыльцы [1], соотносимой с этим таксоном в других регионах Евразии, появилась возможность обособить пыльцу предковых форм катаяи и проследить её распространение в разрезе палеогена и неогена на юге Западно-Сибирской равнины. Следует

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

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

отметить, что современные представители *Cathaya* произрастают в условиях влажных субтропиков. Это позволяет использовать их предковые формы в качестве климатических индикаторов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОД

Материалом для настоящего исследования послужили 122 образца, отобранных О.Б. Кузьминой из керна скв. 2 (пос. Озерянка, Новосибирская обл.) непосредственно в процессе бурения (рис. 1). Скважина была пробурена ещё в 2000 г. силами Новосибирской геолого-поисковой экспедиции (НГПЭ) в целях поиска водоносных горизонтов, бурение выполнялось с непрерывным отбором керна. Скважиной вскрыты морские толщи верхнего эоцена (верхи тавдинской свиты), континентальные олигоценовые и миоценовые горизонты — атлымская, новомихайловская, журавская, абросимовская, бещульская, таволжанская и павлодарская свиты, а также четвертичные глины и суглинки (карасукская свита). Суммарная мощность разреза составила 290 м (рис. 2).

Первые палинологические данные по разрезу скв. 2 были получены на основе анализа всего лишь 20 образцов, изучение выполнялось с целью обоснования относительного возраста кайнозойских отложений, распространённых в пределах листа N-44-XIX [4]. В те годы ускоренное и фрагментарное изучение разреза скв. 2 не позволило выявить пыльцу, морфологически отличную от пыльцы сосен.

В последнее время появилась возможность изучить разрез скв. 2 более детально — с интервалом в 1 м. Для проведения палинологического анализа бралась навеска породы 200 г, образцы обрабатывались по стандартной методике, применяемой в Лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН [5].

Палиноморфы изучались во временных препаратах с помощью биологического светового микроскопа Микромед 3 (U3) при увеличении $\times 400$. Количественный анализ палиноморф включал не менее 250–300 экземпляров на образец. При расчёте долевого участия спорово-пыльцевых таксонов за 100% принималась сумма пыльцы голосеменных, покрытосеменных растений и спор мхов и папоротников. В данной работе приводятся данные только по долевого участия пыльцы *A. sellowiiiformis* в спорово-пыльцевых спектрах.

Фотографии пыльцы выполнены с помощью микроскопа Микромед 3 (U3) при увеличении $\times 400$. Коллекция препаратов хранится в ЦКП “Коллекции Геохрон” при ИНГГ СО РАН, работы проводились при научно-методическом сопровождении ФНИ (FWZZ-2022–0004, FWZZ-2022–0005).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Количественно представительные ассоциации палиноморф выявлены в 51 образце, 22 образца содержали лишь единичные пыльцевые зёрна и споры, 29 образцов оказались пустыми. Установлено, что часть двухмешковой пыльцы

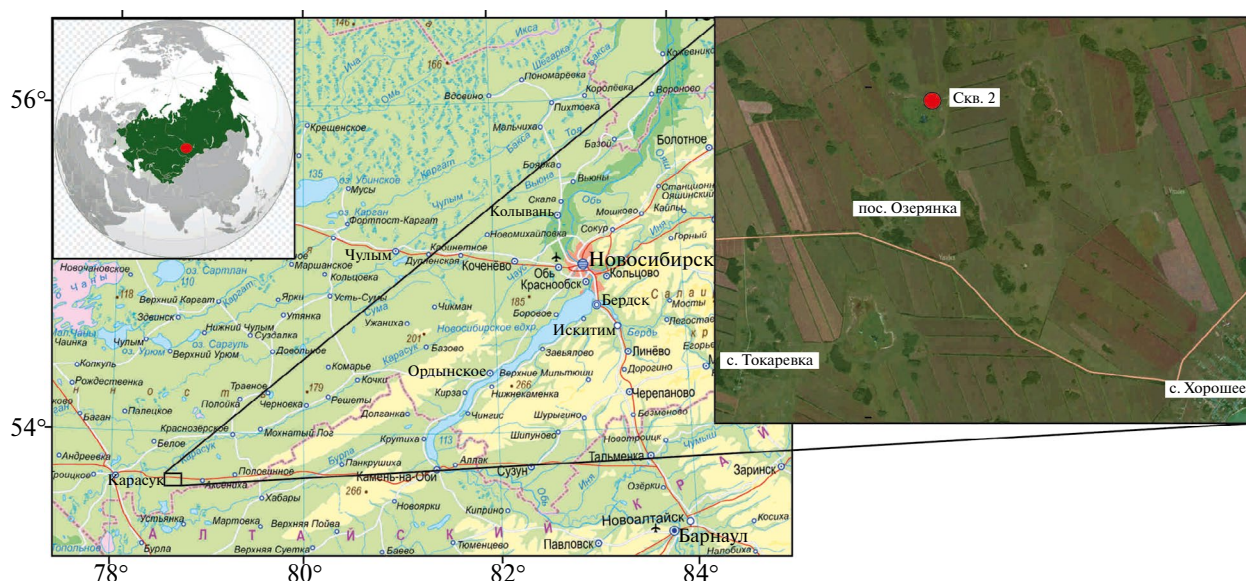


Рис. 1. Схема расположения скв. 2 (пос. Озерянка, Новосибирская обл.).

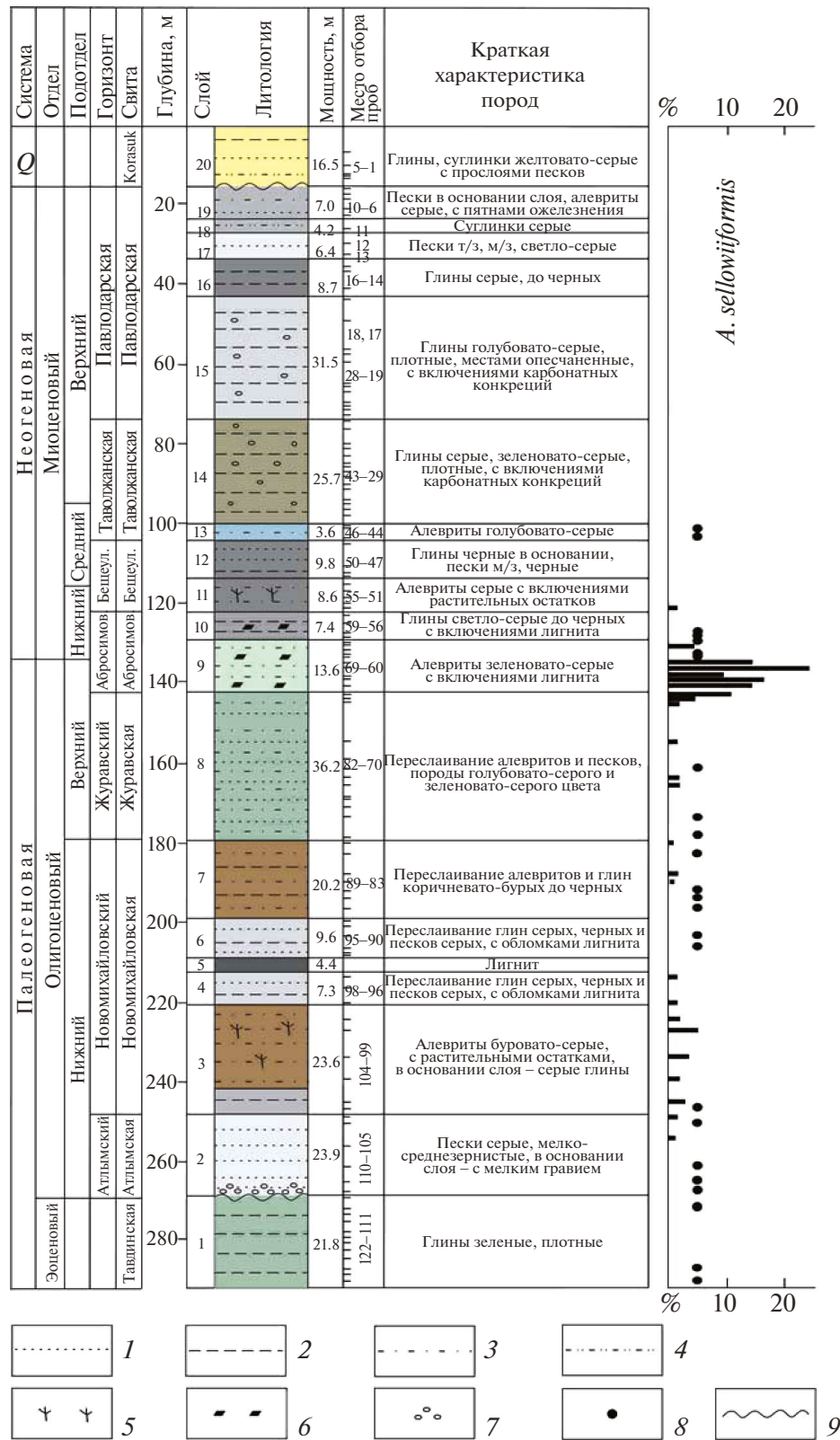


Рис. 2. Распространение пыльцы *Abietinaepollenites sellowiiiformis* (Zaklinskaja) Doweld 2018 в разрезе палеогеновых и неогеновых отложений, вскрытых скв. 2 (пос. Озерянка, Новосибирская обл.). Условные обозначения: 1 – пески, 2 – глины, 3 – алевроиты, 4 – суглинки, 5 – растительные остатки, 6 – обломки лигнита, 7 – гравий, 8 – содержание компонента менее 1%, 9 – перерыв в осадконакоплении. Сокращения: Карасук. – карасукская свита, Абросимов. – абросимовская свита, Бешеул. – бешеульская свита.

хвойных, содержащаяся в выявленных спорово-пыльцевых спектрах, имеет морфологическое сходство с пыльцой современного рода *Cathaya*, а именно: для неё характерно широкое прикрепление воздушных мешков к телу (прикрепление начинается от самого края тела пыльцевого зерна), гораздо меньшее расстояние между линиями прикрепления мешков, чем у пыльцы рода *Pinus*. Сравнение такой пыльцы с известными ранее видами, описанными Е.Д. Заклинской из разрезов палеогена Павлодарского Прииртышья [3], показало, что морфологически она близка к видам *Podocarpus sellowiiiformis* Zakl. и *P. andiniiformis* Zakl. Однако в 2018 г. в результате ревизии [6] эти виды были объединены в один таксон (определяющие эту пыльцу признаки оказались недостаточно весомыми для выделения двух видов), причём с другим родовым названием — *Abietinaepollenites sellowiiiformis* (Zaklinskaja) Doweld. Поэтому в настоящей работе мы относим обнаруженную пыльцу к виду *Abietinaepollenites sellowiiiformis*.

Подтип: **Gymnospermae**

Отдел: **Pinophyta**

Класс: **Pinopsida**

Порядок: **Pinales**

Семейство: **Pinaceae**

Род: ***Abietinaepollenites***

Abietinaepollenites sellowiiiformis (Zaklinskaja)

Doweld 2018

Табл. I, фиг. 1–9.

Podocarpus sellowiiiformis Zaklinskaja, Труды Геол. Инст. АН СССР. 6: 104. 1957, табл. II, фиг. 1, 2.

Podocarpus andiniiformis Zaklinskaja, Труды Геол. Инст. АН СССР. 6: 104. 1957, Табл. II, фиг. 3–7.

Abietinaepollenites sellowiiiformis (Zaklinskaja) Doweld 2018, Taxon, 67(1), 2018, p. 200.

Описание. Пыльцевые зёрна монадные, двухмешковые. Очертание пыльцевого зерна в полярной проекции эллиптическое. Тело сферической формы, в боковой проекции — близко к ромбической. Воздушные мешки полусферической формы, крепятся к телу пыльцевого зерна большим основанием. В полярной проекции пыльцевое зерно выглядит так, будто мешки обхватывают тело почти полностью. Линии прикрепления мешков в полярной проекции либо параллельны друг другу, либо образуют овал. Сетка на поверхности мешков неравномерная — мелкая в местах прикрепления мешков к телу,

до очень крупной на периферической поверхности мешков, где в очертании она становится сильно вытянутой по одному измерению — почти округло-прямоугольной.

Измерения. Общая длина пыльцевого зерна (в полярной проекции) — 60.8–93.0 мкм; средняя — 74.5 мкм; общая ширина пыльцевого зерна (в полярной проекции) — 46–62.2 мкм; средняя — 55 мкм. Высота центрального тела (в боковой проекции) — 34.9–38.4 мкм; средняя — 36.6 мкм; ширина центрального тела (в полярной проекции) — 38.1–60.6 мкм; средняя — 49.9 мкм. Ширина воздушных мешков (в боковой проекции) — 32.9–53.8 мкм; средняя — 40.2 мкм; высота — 26.8–29 мкм; средняя — 28.2 мкм. Толщина щита равномерная, 2–3 мкм. Расстояние между линиями прикрепления мешков — 6.3–10 мкм; среднее — 8.4 мкм. Выполнены измерения 25 пыльцевых зёрен.

Изменчивость. Основное отличие, наблюдаемое у пыльцы этого вида, заключается в характере прикрепления мешков — часть пыльцевых зёрен характеризуется тем, что линии прикрепления мешков почти смыкаются у краёв пыльцевого зерна (табл. I, фиг. 5). Воздушные мешки у таких экземпляров как бы вздуваются, в очертании становятся почти сферическими, при этом наибольший диаметр их превышает ширину тела. В другом случае — линии прикрепления мешков остаются несомкнутыми, мешки в очертании представляют собой полусферу, при этом наибольший диаметр их близок к ширине тела (табл. I, фиг. 1).

Замечания. Пыльца, воздушные мешки которой крепятся к телу у самого его края, демонстрируют большое сходство с пыльцой *Podocarpus andiniiformis* Zakl. [3], табл. II, фиг. 4. Экземпляры, у которых линии крепления воздушных мешков параллельны, близки к *Podocarpus sellowiiiformis* Zakl. [3], табл. II, фиг. 1. Кроме того, обнаруженная пыльца морфологически близка к ископаемым формам, обнаруженным в палеогене и неогене Западной Европы [7, 8], а также определённо имеет сходство с пыльцой современной *Cathaya argyrophylla* Chun et Kuang [2]. Все эти палиноморфы объединяют такие признаки, как широкое прикрепление воздушных мешков от самого края тела пыльцевого зерна, а также небольшое расстояние между линиями их прикрепления.

Ботаническая принадлежность. Пыльца принадлежит семейству Pinaceae, вероятно, одной из предковых форм современного рода *Cathaya*.

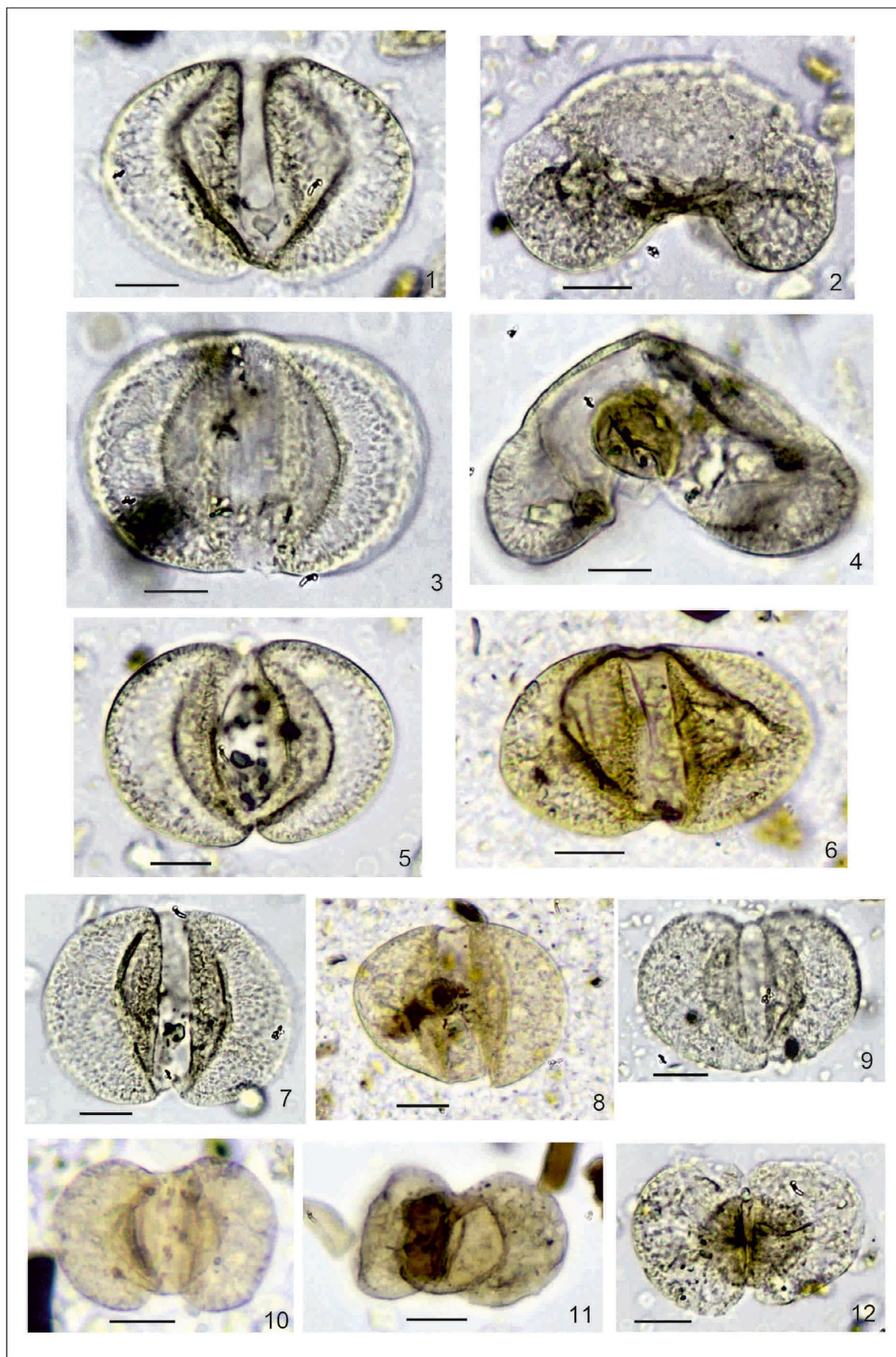


Табл. I. Фиг. 1–9 *Abietinaepollenites sellowiiiformis* (Zaklinskaja) Doweld. Фиг. 1, 3, 5–9 – полярная проекция пыльцевого зерна, фиг. 2, 4 – боковая проекция пыльцевого зерна. Фиг. 1–5, 9 – обр. 71, гл. 144.6 м; журавская свита, верхний олигоцен. Фиг. 6–8 – обр. 68, гл. 154.5 м; журавская свита, верхний олигоцен. Фиг. 10, 11 – *Podocarpidites libellus* (Potonié) Krutzsch, обр. 103; гл. 243.4 м; новомихайловская свита, нижний олигоцен. Фиг. 12 – *Podocarpus nageiaformis* Zakl., обр. 71, гл. 144.6 м; журавская свита, верхний олигоцен.

Местонахождение. Южная часть Западно-Сибирской равнины (север Кулундинской равнины), скв. 2 (пос. Озерянка, Новосибирская обл.).

Распространение. Верхний эоцен, олигоцен, миоцен Кулундинской равнины. Последнее появление таксона – единичные экземпляры были обнаружены в низах таволжанской свиты (средний-верхний миоцен). Максимальное распространение таксона (до 23.7% в спорово-пыльцевом комплексе) приурочено к верхам журавской (верхний олигоцен) – нижней части абросимовской (верхний? олигоцен-нижний миоцен) свитам.

Материал. 460 экземпляров хорошей сохранности, из которых 18 экз. происходят из тавдинской свиты (верхний эоцен), 13 – из атлымской (нижний олигоцен), 77 – из новомихайловской (нижний олигоцен), 84 – из журавской (верхний олигоцен), 262 – из абросимовской (верхний? олигоцен-нижний миоцен), 4 – из бещеульской свиты (нижний-средний миоцен), 2 – из низов таволжанской свиты (средний-верхний миоцен).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Убедительным доказательством принадлежности двухмешковой пыльцы семейства Pinaceae к роду *Cathaya* является наличие таких скульптурных элементов, как микрошипики и микроперфорации на теле и мешках. Эти элементы отсутствуют у пыльцы других сосновых, однако рассмотреть подобные особенности структуры пыльцевого зерна можно только при использовании электронного сканирующего микроскопа [8]. Тем не менее ряд морфологических признаков, таких как прикрепление воздушных мешков к телу широким основанием от самого его края и небольшое расстояние между линиями их прикрепления, позволяет выявлять такую пыльцу при изучении под световым микроскопом.

Ископаемую пыльцу, морфологически близкую к пыльце современной катаяи, в настоящее время исследователи относят к родам *Cathaya* [1, 8–12], *Cathayapollis* [5, 7, 13], а также *Cathayapollenites* и *Pityosporites* [6]. Проведённая таксономическая ревизия показала, что использование всех этих наименований для ископаемой пыльцы, морфологически близкой к пыльце современной катаяи, является невалидным [6]. В работе [6] подробно рассмотрена история трансформации таксономических наименований для пыльцы, имеющей сходство с пыльцей современной катаяи, начиная с самых первых находок

таких пыльцевых зёрен Р. Потонье (R. Potonié) в миоцене Германии, обозначенных им как *Piceae-pollenites microalatus*. При этом валидным, согласно правилу приоритета, является родовое название *Abietinaepollenites* R. Potonié, 1955, поскольку именно оно является самым первым, должным образом опубликованным, родовым наименованием для ископаемой пыльцы катаяи [6]. Поэтому в нашем исследовании ископаемая пыльца, имеющая сходство с пыльцей современной катаяи, отнесена к формальному роду *Abietinaepollenites*.

Использование искусственной систематики при определении таксономической принадлежности обнаруженной двухмешковой пыльцы обусловлено двумя причинами. Во-первых, при определении пыльцы мы руководствовались только морфологическими признаками, которые можно рассмотреть в световом биологическом микроскопе. Во-вторых, в палеогене и неогене Западной Сибири не известны какие-либо макроостатки, которые можно было бы соотнести с родом *Cathaya*. Результаты изучения карпофлор из палеогеновых и неогеновых отложений Западной Сибири обобщены в монографии В.П. Никитина [14]. Согласно этим данным, из отложений этого региона известны карпоиды, принадлежащие таким родам сосновых, как *Abies*, *Larix*, *Pseudotsuga*, *Tsuga*, *Picea*, *Pinus*. Никаких сведений об ископаемых карпоидах, морфологически сходных с семенами и шишками современной катаяи, В.П. Никитин не приводит, хотя та же абросимовская свита изучена им достаточно детально: одноимённый горизонт включает четыре флористических уровня [14]. То, что в Западной Сибири среди карпоидов не обнаружены остатки катаяи можно объяснить отсутствием у исследователя современных коллекций *Cathaya* для сравнения с ископаемыми макроостатками. Скорее всего, карпоиды предковой формы катаяи были определены В.П. Никитиным как другие сосновые – в определениях присутствуют ряд таксонов, описанных им до семейства (Pinaceae gen. sp.). Нельзя исключить и то, что они могли быть отнесены к другим родам, поскольку недавние исследования показали, что семена и шишки современной *Cathaya* имеют большое морфологическое сходство с таковыми таких сосновых, как *Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Pseudotsuga* [2]. Любопытно, что В.П. Никитин не обнаружил в кайнозойе Западно-Сибирской равнины карпоиды, принадлежащие роду *Podocarpus*, в то время как пыльца, относимая палинологами к этому роду, встречается в незначительных

количествах в эоценовых, олигоценовых и миоценовых отложениях этого региона [3]. Это обстоятельство наводит на мысль, что такая пыльца, скорее всего, также не имеет отношения к роду *Podocarpus*. Специалисты-морфологи отмечают, что пыльца современной *Cathaya* имеет большую морфологическую изменчивость, впрочем, как и пыльца других сосновых, вследствие чего ископаемую пыльцу с недоразвитым корпусом часто ошибочно относят к роду *Podocarpus* – представителю тропической флоры, распространение которого ограничено преимущественно Южным полушарием Земли [8]. Исследование в сканирующем электронном микроскопе пыльцевых зёрен из миоцена Австрии [8], ранее определяемых как *Podocarpus*, показало, что они имеют микрошипики и микроперфорации, характерные для современной пыльцы рода *Cathaya*. Вполне возможно, что некоторые экземпляры из скв. 2, имеющие большое сходство с ископаемой пыльцой, определяемой в настоящее время как *Podocarpus* (табл. I, фиг. 10, 11), также следует относить к роду *Abietinaepollenites*. Однако в случае с западносибирским материалом пока это только предположение, для более точного определения таксономической принадлежности таких пыльцевых зёрен необходимо провести их исследование с использованием сканирующего электронного микроскопа.

Из меловых и палеогеновых отложений Павлодарского Прииртышья пыльцу, имеющую морфологическое сходство с пыльцой современной *Cathaya*, впервые выделила и описала Е.Д. Заклинская [3]. Три таксона, описанные в её монографии, демонстрируют очевидное сходство с пыльцой *Cathaya* – это *Pinus protocembra* Zakl., *Podocarpus sellowiiiformis* Zakl., *P. andiniiformis* Zakl. На тот момент у исследователей ещё не было материала для сравнения, поскольку *Cathaya* считалась вымершей, пока не была обнаружена в 1950 г. на юге Китая. По данным Е.Д. Заклинской [3], такая пыльца имеет довольно широкий интервал распространения – от верхнего мела вплоть до нижних горизонтов миоцена – в Казахстане, Сибири, Южном Урале, Башкирии, Приаралье.

В настоящее время находки ископаемой пыльцы, морфологически близкой пыльце современной *Cathaya*, широко известны в Северном полушарии Земли. Такие находки происходят из третичных отложений Франции [12], Австрии [8, 15], Польши [7], из арктической части Канады [10]. Пыльца *Cathaya* sp.

обнаружена в олигоцене Казахстана (Зайсанская впадина) [9], в миоцене Китая [1]. Известны находки такой пыльцы из морских миоцен-плиоценовых отложений Японии [11, 16]. Причём здесь также, как и в Западной Сибири, нет данных об ископаемых карпоидах, которые могли бы относиться к *Cathaya*. На территории России находки пыльцы, близкой к современной *Cathaya*, происходят из Якутии [6], а также из палеогена и неогена Калининградской области [5, 13].

Сведения о стратиграфическом интервале распространения ископаемых остатков, принадлежащих предковой форме современной катаяи, обобщены в работе [10]. Согласно этим данным, макроостатки *Cathaya* встречаются в различных местонахождениях Евразии в интервале от олигоцена до плиоцена. Ископаемая пыльца, морфологически близкая к пыльце современной *Cathaya*, зарегистрирована в Азии от мела до плейстоцена, в Европе – от палеогена до плейстоцена, в Северной Америке – от мела до миоцена. Распространение ископаемых остатков говорит о том, что *Cathaya*, являющаяся в настоящее время реликтовым эндемиком, когда-то имела очень широкое распространение в Северном полушарии Земли.

На юге Западной Сибири (Кулунда) распространение пыльцы, морфологически сходной с пыльцой современной *Cathaya*, в разрезе палеогеновых и неогеновых отложений детально изучается впервые. Крайне любопытным оказался тот факт, что пыльца *Abietinaepollenites sellowiiiformis* особенно обильна в кровле журавской и нижней части абросимовской свиты. Этот интервал разреза (верхний олигоцен–нижний миоцен) всегда был трудным для расчленения и корреляции палинологическим методом. Несмотря на то, что для абросимовского горизонта установлена палинозона СПЗ-15 *Pinaceae-Taxodiaceae, Quercus sibirica-Ulmus crassa* [17], проследить её в реальном разрезе бывает непросто из-за близости спектров журавского и низов абросимовского горизонтов. Согласно действующей стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины [17], журавская свита относится к верхнему олигоцену, а абросимовская свита находится на уровне нижнего миоцена. Последняя была отнесена к аквитану–бурдигалу, согласно данным по карпофлорам [14] и сопоставлению спорово-пыльцевых спектров абросимовской свиты со спектрами верхнебайгубекского подгоризонта Приаралья и Северного Устюрта, который датирован раннемиоценовым

комплексом моллюсков с *Cardium levinae* [18]. Тем не менее возраст абросимовской свиты до сих пор остаётся остро дискуссионным, а в последние годы было предложено включить свиту полностью в верхи хаттского яруса [20]. Анализ спорово-пыльцевых спектров из журавского и нижней части абросимовского горизонтов, показывает их сходство [19]. Скорее всего, низы абросимовской свиты формировались ещё в позднем олигоцене, в то время как для верхней части этой свиты характерно значительное увеличение доли пыльцы мелколиственных древесных (*Alnus*), что говорит о похолодании на этом уровне, соотносимым с границей олигоцен и неогена [19]. Обилие пыльцы *Abietinaepollenites sellowiiiformis* в верхах журавской—нижней части абросимовской свиты служит дополнительным свидетельством того, что климат в конце журавского—начале абросимовского времени оставался ещё достаточно тёплым и влажным. Вероятно, этот интервал разреза следует относить ещё к верхнему олигоцену.

Максимальную приуроченность пыльцы *Abietinaepollenites sellowiiiformis* к кровле журавской—нижней части абросимовской свиты можно использовать в качестве признака для внутрирегиональной корреляции разрезов в Западной Сибири. Потенциально таксон пригоден для того, чтобы ввести его в состав региональной палинозоны абросимовского горизонта. Однако для этого предстоит выяснить, какую долю пыльцы *Abietinaepollenites sellowiiiformis* содержат спектры абросимовской свиты в скважинах, расположенных в других литофациальных районах равнины, либо это является характерной особенностью разрезов только одной Кулундинской литофациальной зоны. Ревизия таксономического состава пыльцы семейства сосновых, относимых к представителям *Podocarpus*, в палеогене и неогене Западной Сибири позволит усовершенствовать также возможности межрегиональной корреляции на событийной (климатической) основе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На большом фактическом материале показано, что часть двухмешковой пыльцы семейства сосновых в эоценовых, олигоценых и неогеновых отложениях юга Западной Сибири имеет морфологическое сходство с пылью современной катаяи — хвойного дерева, произрастающего ныне только на юге Китая. Установлено, что древесная порода, родственная современной катаяе, входила в состав эоценовых, олигоценых и

миоценовых лесных сообществ на юге Западной Сибири. Максимальное развитие в растительных сообществах она получила, по-видимому, в конце позднего олигоцен, возможно, в начале раннего миоцена. Находки такой пыльцы в палеогеновых и неогеновых отложениях юга Западной Сибири расширяют наши знания о распространении этой древесной породы в кайнозое.

Дополнительные исследования в будущем позволят определить, можно ли использовать такой признак, как максимальное распространение пыльцы *Abietinaepollenites sellowiiiformis* в абросимовской свите для внутрирегиональной корреляции разрезов Западной Сибири, а также позволят усовершенствовать межрегиональные сопоставления.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам, взявшим на себя труд по улучшению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 24-27-00186 “Расцвет и угасание тургайской флоры в олигоцене и миоцене на юге Западно-Сибирской равнины (по палинологическим данным)”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет известных конкурирующих финансовых интересов или личных отношений, которые могли бы повлиять на работу, описанную в этой статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Liu Y. S., Zetter R., Ferguson D. K. Fossil pollen grains of *Cathaya* (Pinaceae) in the Miocene of eastern China. Mededelingen Nederlandse Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, 1997. TNO. 58. P. 227–236.
2. Dörken V. M., Nimsch H. Morpho-anatomical investigations of cones and pollen in *Cathaya argyrophylla* Chung & Kuang (Pinaceae, Coniferales) under systematical and evolutionary aspects // Feddes Report. 2014. V. 125. P. 25–38.
3. Заклинская Е. Д. Стратиграфическое значение пыльцы голосеменных кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. Отв. редактор В. П. Гричук. Москва: Изд-во АН СССР. Труды ГИН. Вып. 6. 1957. 220 с.
4. Кузьмина О. Б., Волкова В. С., Гнибиденко З. Н., Лебедева Н. К. Микрофитофоссилии и магнито-

- стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 4. С. 348–363.
5. Кузьмина О. Б., Яковлева А. И., Мычко Э. В. Возраст и условия формирования стратотипа верхнепалеогеновой-нижнеэоценовой куршской свиты (Калининградская область) по палинологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 140–160.
 6. Doweld A. B. On *Cathaya*, living and fossil (Pinaceae) // Taxon 67(1). February 2018. P. 196–202.
 7. Worobiec E., Gedl P. Upper Eocene palynoflora from Łukowa (SE Poland) and its palaeoenvironmental context // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2018. V. 492. P. 134–146.
 8. Grimmer F., Zetter R. Combined LM and SEM study of the Middle Miocene (Sarmatian) palynoflora from the Lavanttal Basin, Austria: Part II. Pinophyta (Cupressaceae, Pinaceae and Sciadopityaceae) // Grana. 2011. 50. P. 262–310.
 9. Averyanova A., Tarasevich V., Popova S., Utescher T., Li Sh-F., Mosbrugger V., Xing Y. Rupelian Kazakhstan floras in the context of early Oligocene climate and vegetation in Central Asia // Terra Nova. 2021. <https://doi.org/10.1111/ter.12523>
 10. Liu Yu-Sh., Basinger J. Fossil *Cathaya* (Pinaceae) pollen from the Canadian high Arctic // Int. J. Plant Sci. 2000. 161(5): 829–847.
 11. Saito T., Wang W.-M., Nakagawa T. *Cathaya* (Pinaceae) pollen from Mio-Pliocene sediments in the Himi area, Central Japan // Grana. 2000. 39. 288–293.
 12. Caratini C., Van Campo M. and Sivak, J. Pollen de *Cathaya* (Abietaceae) au Tertiaire en France // Pollen et Spores. 1972. 14. P. 169–172.
 13. Кузьмина О. Б., Яковлева А. И. Новые данные о спорово-пыльцевой характеристике верхнеэоценовых отложений Самбийского полуострова, Калининградская область // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 3. С. 99–115.
 14. Никитин В. П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. Отв. Ред. С. Г. Жилин. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2006. 229 с., XXIV табл.
 15. Meller B., Kovar-Eder J., Zetter R. Lower Miocene leaf, palynomorph, and diaspore assemblage from the base of the lignite-bearing sequence in the opencast mine Oberdorf, N Voitsberg (Styria, Austria) as an indication of “Younger Mastixioid” vegetation // Palaeontographica B. 1999. V. 252. P. 123–179.
 16. Saito T., Momohara, A., Yamakawa C. Discovery of *Cathaya* (Pinaceae) pollen from Pliocene Koka Formation, Kobiwak Group, Shiga Prefecture, Japan // Jour. Geol. Soc. Jap. 2001. 107(10). P. 667–670.
 17. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объясн. зап. и схема. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 2001. 84 с.
 18. Бойцова Е. П., Панова Л. А. Корреляция олигоценовых отложений Северного Устья, Северного Приаралья, Тургайской равнины и Западно-Сибирской низменности (по палинологическим данным) // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 78–86.
 19. Волкова В. С., Кузьмина О. Б., Гнибиденко З. Н., Головина А. Г. О границе палеогена и неогена в континентальных отложениях Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 379–393.
 20. Зыкин В. С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2012. 487 с.

FIRST FINDS OF FOSSIL POLLEN OF ANCESTRAL FORMS OF THE CONIFEROUS *CATHAYA*, THE MODERN RELICT AND CLIMATE INDICATOR IN THE PALEOGENE AND NEOGENE OF WESTERN SIBERIA (KULUNDA)

O. B. Kuzmina[#], Corresponding Member of the RAS B. L. Nikitenko

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian
Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

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

Palynological analysis of Paleogene and Neogene strata in the south of Western Siberia (BH. 2, Novosibirsk Oblast) showed that a part of the conifer bisaccate pollen in the spore-pollen spectra has

a number of morphological characteristics that allow it to be compared with the pollen of modern *Cathaya argyrophylla* Chun et Kuang. These palynomorphs belong to relict vegetation currently developed in the humid subtropical climate of southern China and are an important climatic indicator. Palynomorphs are assigned to the ancestral forms of *Cathaya* – to the species *Abietinaepollenites sellowiiiformis* (Zaklinskaja) Doweld 2018. A description of the pollen is given, its distribution along the section is shown. The maximum amount of *A. sellowiiiformis* pollen (up to 23.7%) is confined to the upper Oligocene and lower Miocene, the last appearance was recorded in the middle-upper Miocene. The data obtained expand our understanding of the geographic range of the ancestral form of *Cathaya* and its role in the plant communities of Central Asia in the Cenozoic.

Keywords: fossil pollen, gymnosperms, *Cathaya*, Eocene, Oligocene, Miocene, Western Siberia

УДК 551.71 + 551.72

ЧУАРИОМОРФЫ ИЗ ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

© 2024 г. А. В. Колесников^{1,*}, В. А. Панькова¹, В. Н. Паньков¹,
В. Д. Десяткин¹, И. В. Латышева¹, А. В. Шацлло^{1,2},
член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов¹, Т. В. Романюк²

Поступило 08.05.2024 г.

После доработки 22.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

В ходе исследования вилухинской и синемакской подсвит чернокаменской свиты сылвицкой серии верхнего венда, вскрытых по берегам Широковского водохранилища (р. Косьва, Пермский край), впервые удалось обнаружить на Среднем Урале комплексные телесно-следовые ископаемые остатки вендских мягкотелых организмов. Среди них определены представители вида *Beltanelliformis konovalovi* группы чуариоморф, ранее описанного из коноваловской подсвиты чернокаменской свиты на р. Сылвица (Свердловская область). Однако, результаты морфологического анализа нового палеонтологического материала позволили выявить ряд принципиальных отличий от представителей рода *Beltanelliformis* Menner, 1974. Показано, что таксон *B. konovalovi*, по всей видимости, не относится к данному роду и, вероятно, нуждается в дальнейшей ревизии, а местонахождение на Широковском водохранилище в свою очередь позволяет выделить новый район с докембрийскими ископаемыми организмами, демонстрирующими способность к движению.

Ключевые слова: чуариоморфы, подвижные организмы, биота эдиакарского типа, чернокаменская свита, венд, эдиакарий, сылвицкая серия, Средний Урал

DOI: 10.31857/S2686739724100127

Обнаружение в ископаемой летописи признаков подвижности и способности к перемещению имеет важное значение для расшифровки и понимания эволюционных особенностей древнейших сложноустроенных живых систем. К настоящему времени, самые древние такие признаки были выявлены на основании находок комбинированных ископаемых остатков макроскопических организмов эдиакарского типа *Kimberella*, *Tribrachidium*, *Dickinsonia* и *Yorgia* из венда юго-восточного Беломорья и эдиакария юга Австралии [1–3]. Помимо этого, косвенные признаки перемещения были установлены в результате площадного анализа прижизненно захороненных популяций *Dickinsonia* и “*Beltanelliformis*”

в венде Среднего Урала на р. Сылвица, однако у двух последних авторами не были обнаружены какие-либо комбинированные остатки [4, 5].

На Среднем Урале (рис. 1а) вендская мягкотелая биота была открыта Ю.Р. Беккером в 1972 г. в чернокаменской свите на правом берегу Широковского водохранилища (рис. 1 б), приблизительно в 3.5 км на юго-восток от устья р. Няр (Нюр) в урочище Красная Горка [6]. На тот момент для обнаруженных Ю.Р. Беккером палеонтологических остатков было характерно низкое таксономическое разнообразие, представленное главным образом дисковидными образованиями с концентрическими желобками и складками, описанными как отпечатки медузоидов *Tirsiana*, а также многочисленные арумбериоморфные текстуры (*Arumberia*). С тех пор о новых находках с Широковского водохранилища ничего не было известно, и основной вектор поиска вендских мягкотелых остатков был направлен на

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: kolesnikov@ginras.ru

юго-восток — в бассейны рр. Чусовая, Сылвица, Межевая Утка, Усьва и др. в Свердловской области [7]. Однако, предпринятые нами в 2021 г. рекогносцировочные исследования типового местонахождения позволили обнаружить в чернокаменной свите новые вендские макрофоссилии с высокой степенью сохранности — многочисленные остатки группы палеопасцихрид, представленные видами *Palaeopascichnus delicatus*, *P. gracilis* и *P. linearis* [8, 9].

В настоящей статье мы сообщаем о первых находках предположительно подвижных вендских мягкотелых организмов, похожих на представителей группы чуариоморф, из вилухинской и синекаменной подсвит (рис. 1 в) чернокаменной свиты на Широковском водохранилище, результаты изучения которых продолжают расширять представления о палеонтологическом разнообразии венда Среднего Урала. Собранный нами коллекция состоит

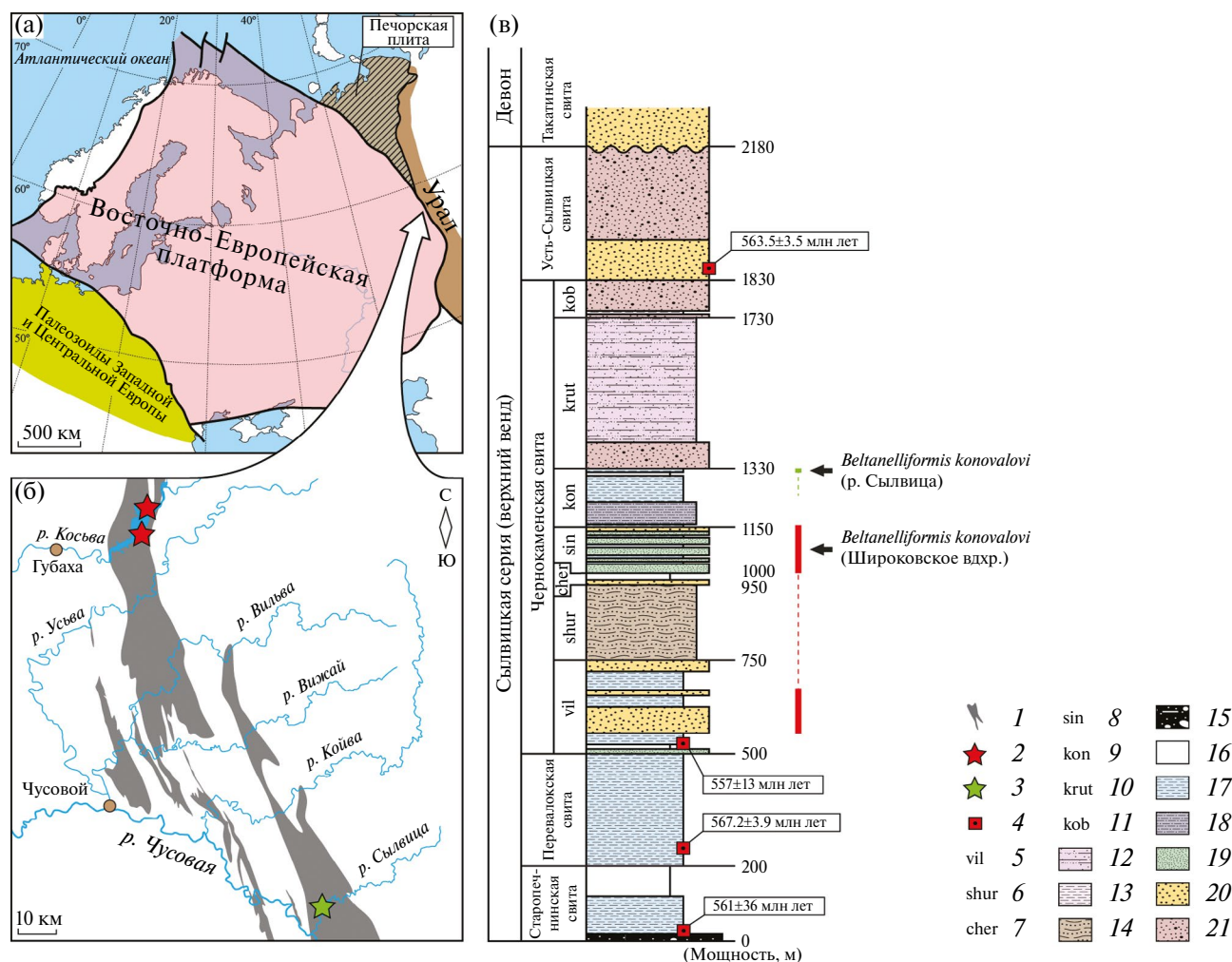


Рис. 1. а, б — схема расположения нового местонахождения палеонтологических остатков, похожих на *Beltanelliformis konovalovi*, на Среднем Урале. в — сводный разрез сылвицкой серии верхнего венда Среднего Урала и стратиграфический интервал распространения новых находок. 1 — выходы сылвицкой серии на дневную поверхность; 2 — новое местонахождение *B. konovalovi* на Широковском водохранилище (Пермский край); 3 — местонахождение *B. konovalovi* на р. Сылвице (Свердловская область); 4 — положение пепловых туфов, по которым были получены U–Pb-датировки циркона, в разрезе сылвицкой серии; 5 — вилухинская подсвита; 6 — шурышская подсвита; 7 — черёмуховская подсвита; 8 — синекаменная подсвита; 9 — коноваловская подсвита; 10 — крутихинская подсвита; 11 — кобылоостровская подсвита; 12 — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; 13 — чередование аргиллитов и алевролитов; 14 — равно- и волнистослоистые алевролиты и песчаники; 15 — диамиктиты; 16 — тонкослоистые аргиллиты; 17 — переслаивание аргиллитов и алевролитов; 18 — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; 19 — переслаивание песчаников и алевролитов; 20 — переслаивание песчаников; 21 — косослоистые песчаники.

из 87 экземпляров, которые сохранились в мелкозернистых песчаниках и алевролитах вилухинской и синекаменской подсвит, вскрытых по правому и левому бортам средней части Широковского водохранилища (урочище Красная Горка и мыс Галечник). Палеонтологические остатки демонстрируют широкий спектр сохранности: низкорельефные негативные отпечатки (негативный гипорельеф) на поверхностях слоистости со знаками волновой ряби (рис. 2 а); частично

коллапсированные (рис. 2 б–г) и цельные (рис. 2 д–ж) оладьеобразные объёмные слепки в позитивном гипо- и эпирельефах; низкорельефные слабозаметные (тафономические фантомы) дисковидные и кольцеобразные отпечатки (рис. 2 з–й); оладьеобразные слепки с рельефной бугорчатой или бороздчатой хорошо выраженной текстурой на поверхности (рис. 2 к); детализированные объёмные оладьеобразные слепки и их противоотпечатки с многочисленными мелкими

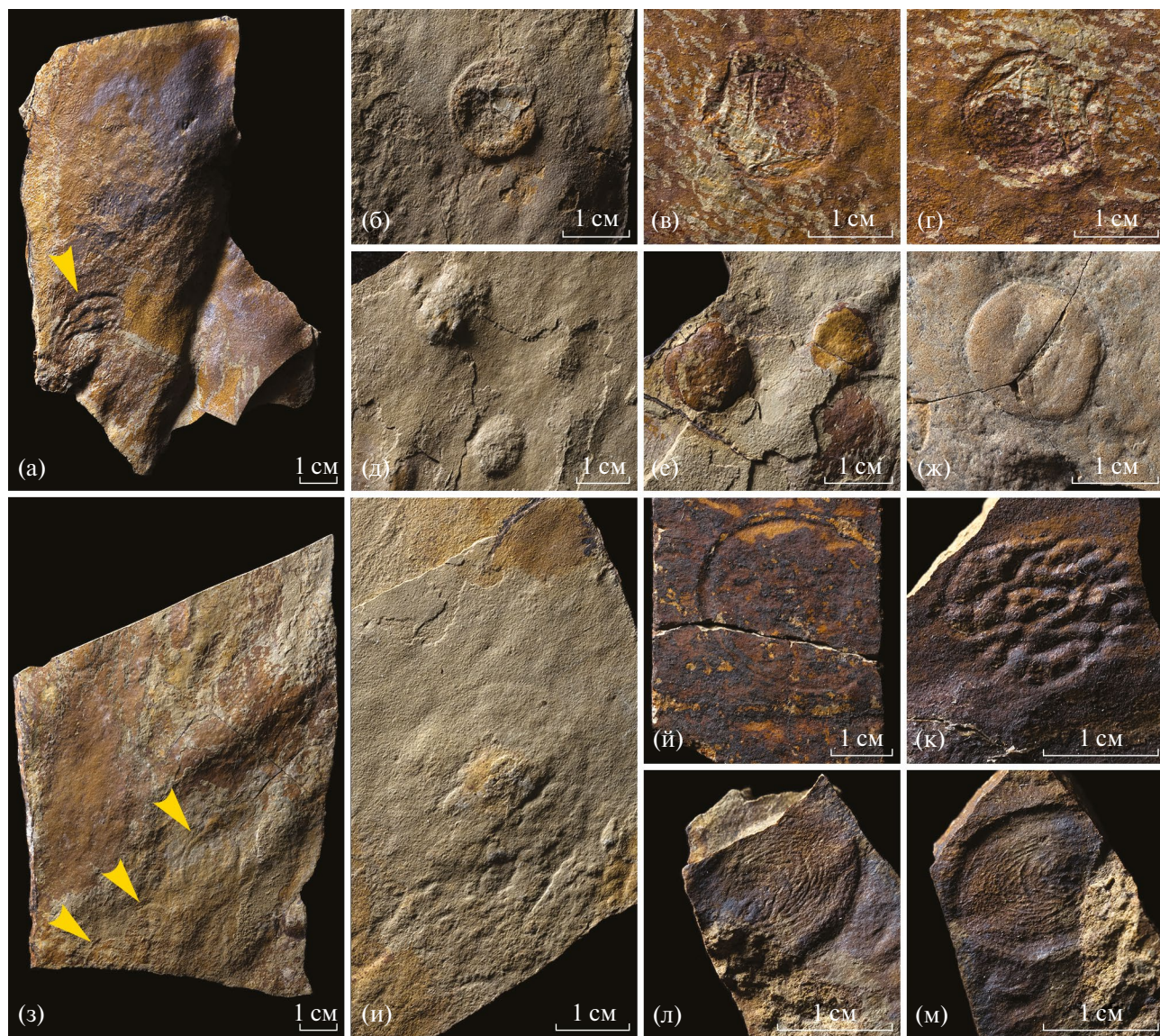


Рис. 2. Различные варианты сохранности остатков отдельных индивидуумов предположительно *Beltanelliformis konovalovi* из чернокаменской свиты на Широковском водохранилище: а – обр. № CU21/3-64, синекаменская подсвита; б – обр. № CU20/6-1, вилухинская подсвита; в – обр. № CU22/9-56, синекаменская подсвита; г – обр. № CU22/9-2, синекаменская подсвита, противоотпечаток (в); д – обр. № CU20/6-4, вилухинская подсвита; е – обр. № CU21/2-6, вилухинская подсвита; ж – обр. № CU 22/10-34, вилухинская подсвита; з – обр. № CU22/9-101, синекаменская подсвита, *B. konovalovi* показан жёлтыми стрелками; и – обр. № CU21/3-61, синекаменская подсвита; й – обр. № CU21/3-73, синекаменская подсвита; к – обр. № CU21/3-15, синекаменская подсвита; л – обр. № CU22/9-20, синекаменская подсвита; м – обр. № CU22/9-19, синекаменская подсвита, противоотпечаток (л).

кольцевыми и морщинистыми текстурами с различно ориентированными складками, а также мозаично расположенными буграми и депрессиями на поверхностях (рис. 2 й–м). Остатки могут быть представлены одиночными или парными (рис. 2) индивидуумами, а в ряде случаев в виде скоплений (кластеров) многочисленных и

плотно примыкающих друг к другу особей (рис. 3). Диаметры отдельных экземпляров составляют от 5 до 50 мм; толщина объёмного слепка варьирует от 0.5 до 5 мм.

Наблюдаемый набор характерных признаков, включающий в себя морщинистость на поверхностях остатков, краевые валики,



Рис. 3. Скопления (кластеры) остатков *Beltanelliformis konovalovi* из синекаменской подсвиты на Широковском водохранилище: а – обр. № CU22/9-26; б – обр. № CU 21/3-23; в – обр. № CU21/3-60; г – обр. № CU22/9-40; д – обр. № CU21/3-25.

оладьеобразные слепки и деформации тел, позволяет уверенно определить эти остатки как различные тафономические варианты представителей чуариоморф вида *Beltanelliformis konovalovi* Kolesnikov, 2022, который ранее был описан из верхней части коноваловской подсвиты чернокаменной свиты вблизи устья р. Сыльвицы (Свердловская область) [4]. Однако, в отличие от

предыдущих находок, новый палеонтологический материал из вилухинской и синекаменной подсвит демонстрирует более высокое разнообразие форм сохранности, которое позволяет однозначно интерпретировать данные остатки, как прижизненно захоронённые оладьеобразные тела, имеющие стенку и, предположительно, разделённую на отсеки, внутреннюю полость,

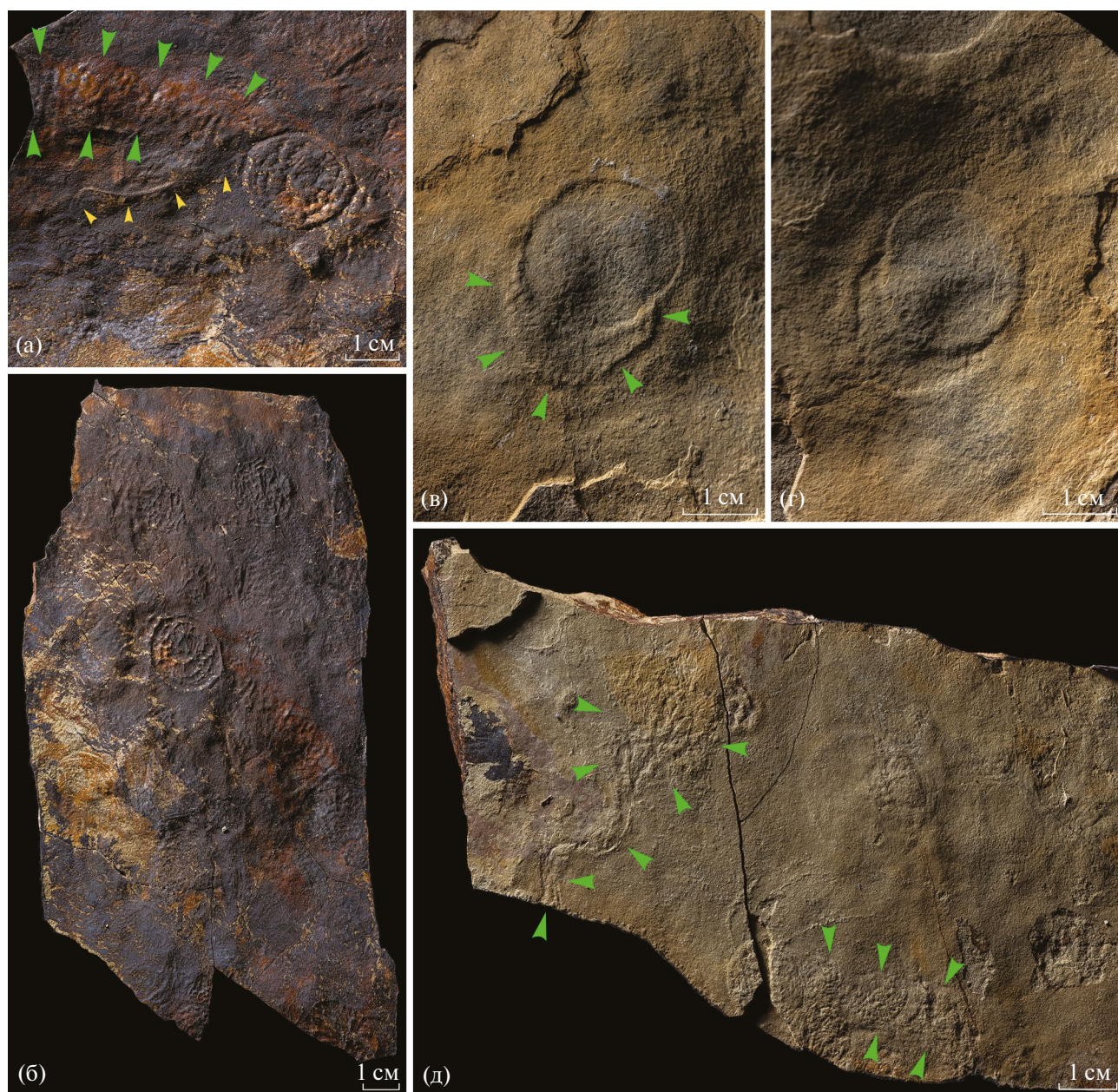


Рис. 4. Комбинированные ископаемые остатки тел мягкотелых организмов с признаками перемещения, обнаруженные в чернокаменной свите на Широковском водохранилище: а — обр. № CU22/9-29, следы пастьбы (зелёные стрелки), слепки оладьеобразных тел, соединённых нитевидным образованием (жёлтые стрелки), синекаменная подсвита; б — обр. № CU22/9-34, синекаменная подсвита, противоотпечаток (а); в — обр. № CU22/10-51, слепок тела организма и вероятный отпечаток предсмертного перемещения (зелёные стрелки) внутри осадка, вилухинская подсвита; г — обр. № CU22/10-50, противоотпечаток (в), вилухинская подсвита; д) — обр. № CU21/3-7, тафономические фантомы оладьеобразных тел и следы их перемещения/пастьбы (зелёные стрелки), синекаменная подсвита.

частично заполненную осадком, что в свою очередь принципиально отличается от ранее описанных представителей рода *Beltanelliformis* Menner, 1974 [10, 11]. Кроме того, нам удалось обнаружить наиболее интригующие находки, представленные комбинированными остатками совместно сохранившихся тел и, предположительно, следов их перемещения (рис. 4), что также не характерно для представителей рода *Beltanelliformis*. В ряде случаев они состоят из борозды, перпендикулярно рассечённой субпараллельными валиками и канавками одинаковой амплитуды, ширина которой повторяет или близка к диаметру тела организма (рис. 4 а, б), при этом, не имеющая чёткой границы с окружающей поверхностью слоистости мелкозернистого песчаника или алевролита и напоминающая след питания (пастьбы) на микробном субстрате. В других случаях возможный след перемещения имеет резкие границы (рис. 4 в, г); его ширина соответствует ширине тела организма, но длина существенно меньше, что может свидетельствовать о незначительном перемещении в погребённом (предсмертном) состоянии внутри осадка. Также к комбинированным остаткам можно отнести экземпляры, представленные как отпечатками тел организмов и широкими следами их пастьбы, так и узкими синусоидальными параллельными бороздками, похожими на отпечатки следов ползания, однако, имеющими ширину в несколько раз меньше диаметра предполагаемого организма (рис. 4 д).

До настоящего времени к чуариоморфам относили скопления уплощённых дисковидных тел или выпуклых бугорков, включающих в себя таксоны *Beltanelliformis brunsaе*, *B. konovalovi* и *B. minutae* [4, 7, 10, 11]. В разное время их интерпретировали как абиогенные текстуры или остатки медузоидных организмов, водорослей, грибных колоний, кораллов, следов покоя, корковых или комковидных форм губок, или примитивных колониальных прокариот [12–17]. Чуариоморфы известны из разрезов венда (эдиакария) юго-восточного Беломорья, Подольского Приднестровья, Среднего и Южного Урала, Южного Тимана, Оленекского поднятия Сибири, Патомского нагорья, Южного Китая, Намибии и Австралии [11–19]. Относительно недавно на примере изучения состава биомаркеров органического вещества из уплощённых углефицированных остатков *Beltanelliformis* из валдайской серии венда юго-восточного Беломорья было показано, что они могли иметь примитивное цианобактериальное происхождение [20]. С другой стороны, анализ площадного распределения

прижизненно захоронённой популяции *B. konovalovi* в коноваловской подсвите чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала выявил признаки более сложной палеобиологии у организмов, которые ранее считались примитивными [4]. Таким образом, с учётом новых данных можно сделать вывод, что таксон *B. konovalovi*, по всей видимости, не относится к данному роду и, вероятно, нуждается в дальнейшей ревизии. Вместе с тем, обнаружение комплексных телесно-следовых ископаемых остатков вендских мягкотелых организмов стало первым на Среднем Урале. Обнаружение в чернокаменной свите новых макрофоссилий с уникальной сохранностью указывает на то, что палеонтологический потенциал венда Среднего Урала ещё раскрыт далеко не полностью, а местонахождение на Широковском водохранилище в свою очередь позволяет выделить новый район с докембрийскими ископаемыми организмами, демонстрирующими способность к движению. Из этого следует, что типовое местонахождение остатков эдиакарского типа на Широковском водохранилище в перспективе может обрести статус нового “лагерштетта” (местонахождение ископаемых организмов с уникальной сохранностью), и, соответственно, продолжение этих исследований в обозримом будущем сможет спровоцировать пересмотр и расширение наших представлений об эволюции и палеоэкологии древнейших макроскопических организмов в истории Земли.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование и подготовка публикации проведены при финансовой поддержке гранта РФФ (проект № 21-77-10106). Стратиграфические и полевые исследования соответствуют темам госзадания ГИН РАН и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fedonkin M. A., Simonetta A. et al. New data on *Kimberella*, the Vendian mollusc-like organism (White Sea region, Russia): palaeoecological and evolutionary implications. London: Geol. Soc. (Spec. Publ.), 2007. V. 286. P. 157–179.
2. Ivantsov A. Yu., Nagovitsyn A. N. et al. Traces of Locomotion of Ediacaran Macroorganisms // *Geosciences*. 2019. V. 9. Art. № 365.
3. Evans S. D., Gehling J. G. et al. Slime travelers: early evidence of animal mobility and feeding in an organic mat world // *Geobiology*. 2019. V. 17. P. 490–509.

4. *Kolesnikov A. Beltanelliformis konovalovi* sp. nov. From the Terminal Neoproterozoic of Central Urals: Taxonomic and Ecological Implications // *Frontiers in Earth Science*. 2022. 10:875001.
5. *Sozonov N. G., Bobkov N. I. et al.* The ecology of *Dickinsonia* on tidal flats // *Estudios Geologicos*. 2019. V. 75 (2). e116.
6. *Беккер Ю. Р.* Первые палеонтологические находки в рифе Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1977. № 3. С. 90–100.
7. *Гражданкин Д. В., Маслов А. В. и др.* Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
8. *Десяткин В. Д., Колесников А. В. и др.* Палеопасцихиды из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // *Доклады Российской АН. Науки о Земле*. 2021. Т. 499. № 2. С. 138–143.
9. *Kolesnikov A., Desiatkin V.* Taxonomy and palaeoenvironmental distribution of palaeopascichnids // *Geological Magazine*. 2022. V. 159. P. 1175–1191.
10. *Келлер Б. М. и др.* Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 12. С. 130–134.
11. *Ivantsov A. Yu., Gritsenko V. P., et al.* Revision of the Problematic Vendian Macrofossil *Beltanelliformis* (= *Beltanelloides*, *Nemiana*) // *Paleontological Journal*. 2014. V. 48. №. 13. P. 1423–1448.
12. *Заика-Новацкий В. С., Палий В. М.* Древнейшие ископаемые организмы в отложениях вендского комплекса Приднестровья // *Палеонтол. сб.* 1974. № 11. Вып. 1. С. 59–65.
13. *Гниловская М. Б., Ищенко А. А. и др.* Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.
14. *Асеева Е. А.* Ископаемые остатки вендских таллофитов // *Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины*. Киев: Наукова думка, 1988. С. 81–92.
15. *Seilacher A.* Vendobionta and Psammocorallia: Lost Constructions of Precambrian Evolution // *J. Geol. Soc.* 1992. V. 149. P. 607–613.
16. *Runnegar B. N., Fedonkin M. A.* Proterozoic Metazoan Trace Fossils // *The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study*. New York: Cambridge University Press, 1992. P. 369–388.
17. *Леонов М. В., Рудько С. В.* Находка вендских фосилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.
18. *Колесников А. В., Латышева И. В. и др.* Биота эдиакарского типа в верхнем докембрии Тиманского кряжа (возвышенность Джежим-Парма, Республика Коми) // *Доклады Российской АН. Науки о Земле*. 2023. Т. 510. № 1. С. 61–65.
19. *Kolesnikov A. V., Rud'ko S. V. et al.* Life on the way out of Shuram Excursion: New locality of Ediacaran biota in the Ural Uplift of the southern Siberian Platform // *Gondwana Research*. 2024. V. 125. P. 359–367.
20. *Bobrovskiy I., Hope J. M. et al.* Molecular Fossils from Organically Preserved Ediacara Biota Reveal Cyanobacterial Origin for *Beltanelliformis* // *Nat. Ecol. Evol.* 2018. V. 2. P. 437–440.

CHURIOMORPHS FROM THE UPPER VENDIAN CHERNYI KAMEN FORMATION OF THE CENTRAL URALS (PERM REGION)

**A. V. Kolesnikov^{a, #}, V. A. Pan'kova^a, V. N. Pan'kov^a,
V. D. Desiatkin^a, I. V. Latysheva^a, A. V. Shatsillo^{a, b},**

Corresponding Member of the RAS N. B. Kuznetsov^a, T. V. Romanyuk^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

E-mail: kolesnikov@ginras.ru

During the study of the Vilukha and Sinii Kamen members of the Chernyi Kamen Formation of the Upper Vendian Sylvisita Group, which are exposed along the valley of the Shirokovsky Reservoir (Kos'va River area, Perm Krai Region of Russia), a complex body-trace fossils of the Vendian soft-bodied biota have been found for the first time in the Central Urals. Among them the churiomorph-like species *Beltanelliformis konovalovi*, previously described from the Konovalovka Member of the Chernyi Kamen Formation, is identified. However, the results of morphological analysis of the new fossil material revealed a number of principal differences from representatives of the genus *Beltanelliformis* Menner, 1974.

It is shown that the taxon *B. konovalovi*, most likely, does not belong to this genus and probably needs further revision, and, in turn, the fossil locality on the Shirokovsky Reservoir allows us to establish a new area with fossils of mobile Precambrian organisms.

Keywords: Chuariomorpha, mobile organisms, Ediacara-type biota, Chernyi Kamen Formation, Vendian, Ediacaran, Sylvitsa Group, Central Urals

УДК: 550.31

О ПРИРОДЕ ДЕФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ 11 АПРЕЛЯ 2023 г., ВЫЯВЛЕННЫХ МЕТОДАМИ РСА-ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2024 г. М. С. Волкова^{1,*}, член-корреспондент РАН В. О. Михайлов¹, Н. В. Горбач²

Поступило 20.05.2024 г.

После доработки 29.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

По снимкам спутника Sentinel-1A, выполненным в период с 1 мая по 22 сентября 2023 г., методом дифференциальной интерферометрии (DInSAR) рассчитаны последовательные во времени поля смещений, на которых чётко проявляется подъём куполообразной формы на западном склоне вулкана Шивелуч, в 8–8.5 км к западу от его активного кратера. Особенно интенсивно поднятие росло на интервалах спутниковой съёмки 01.05–13.05.2023, 13.05–25.05.2023 и 25.05–06.06.2023. Для проверки гипотезы о формировании области поднятия в результате внедрения магмы под западный склон вулкана было проведено численное моделирование и определены параметры магматического тела в форме силла, которое создаёт на поверхности смещения, наилучшим образом соответствующие смещениям, наблюдаемым по данным спутниковой радарной интерферометрии. Предполагается, что после извержения 11.04.2023 магма поднялась с глубины 20–25 км по образовавшейся под западным склоном вулкана трещине и внедрилась горизонтально под склон на глубине 1–2 км в ССЗ-направлении. В пределах точности данных о смещениях склона, размеры магматического тела меняются от 6.0×3.0 км на глубине 1 км, до 5.25×1.4 км на глубине 2 км, при этом его мощность составляет от 0.5 до 1.75 м, а объём от 0.009 до 0.0129 км³. Таким образом, на основе данных радарной интерферометрии в комплексе с данными о распределении сопровождавшей движение магмы сейсмической активности, построена модель магматического тела, внедрившегося под западный склон вулкана Шивелуч в постпароксизмальную фазу извержения 11.04.2023. Формирование в конце апреля 2024 г. на западном склоне вулкана Шивелуч нового экструзивного купола подтверждает гипотезу о подъёме магматического материала под западный склон вулкана и позволяет оценить скорость подъёма магмы к поверхности.

Ключевые слова: спутниковая радарная интерферометрия, вулкан Шивелуч, Камчатка, извержение 11.04.2023, численная модель, силл

DOI: 10.31857/S2686739724100135

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Шивелуч — наиболее активный эксплозивный центр полуострова Камчатка [5, 11, 18], расположенный к западу от стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (рис. 1). В историческую эпоху было зафиксировано два катастрофических извержения в 1854

и в 1964 годах [5], а за последние 10 тыс. лет на вулкане произошло не менее 60 крупных пароксизмальных извержений, связанных со значительным выбросом пепловых облаков, образованием мощных пирокластических потоков и обломочных лавин [18]. Из-за частых эксплозивных событий Шивелуч представляет опасность не только для окрестных населённых пунктов (Ключи, Усть-Камчатск, расположенные в 45 и 85 км соответственно). Во время крупных извержений его пепловые облака поднимаются на высоту до 20 км и легко переносятся на большие расстояния, очевидно представляя опасность для проходящих

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии,
Дальневосточное отделение Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: msvolkova6177@gmail.com

в непосредственной близости от Камчатки международных авиалиний.

Мощное извержение, которое произошло 11 апреля 2023 года, стало сильнейшим в числе извержений вулкана за последние 60 лет. По разным оценкам эруптивная колонна достигла стратосферы, поднявшись на высоту от 15 до 20 км [3, 6]. Пирокластические потоки распространились на расстояние до 19 км от эруптивного центра, а мощность пепла, выпавшего в поселке Ключи, достигла 8 см. По данным работы [3], площадь территории Камчатки и Тихого океана, на которой были зафиксированы пепловые и аэрозольные шлейфы и облака, составила около 3280 тыс. км², а через десять дней после извержения аэрозольное облако вулкана Шивелуч достигло Скандинавского п-ова.

На полуострове Камчатка и прилегающих островах развернута сеть непрерывного мониторинга сейсмических и вулканических событий, которая включает стационарные и временные пункты глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), сейсмические станции, веб-камеры и т.д. Большой вклад в проведение мониторинга вносят спутниковые технологии, которые позволяют получать информацию дистанционно, регулярно и на больших территориях. В частности, для исследования вулканических процессов и их последствий на территории Камчатки широко применяется спутниковая радарная интерферометрия (например, [2, 13–15] и т.д.).

В настоящей работе представлены данные спутниковой радарной интерферометрии, которые позволили выявить изменения рельефа земной поверхности на западном склоне вулкана Шивелуч вскоре после пароксизмального извержения в апреле 2023 г. Область смещений расположена в 8–8.5 км к западу от его активного кратера, вблизи группы экструзий Каран, предшествующая активность которых была зафиксирована около 1.5–2 тыс. лет назад [4, 18]. Результаты анализа сейсмичности и численного моделирования позволили обосновать процессы внедрения и подъёма магмы под западным склоном вулкана и определить параметры магматического тела.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Спутниковые системы, оснащённые радиолокатором с синтезированной апертурой (РСА, SAR) — это активные системы дистанционного зондирования Земли, которые выполняют

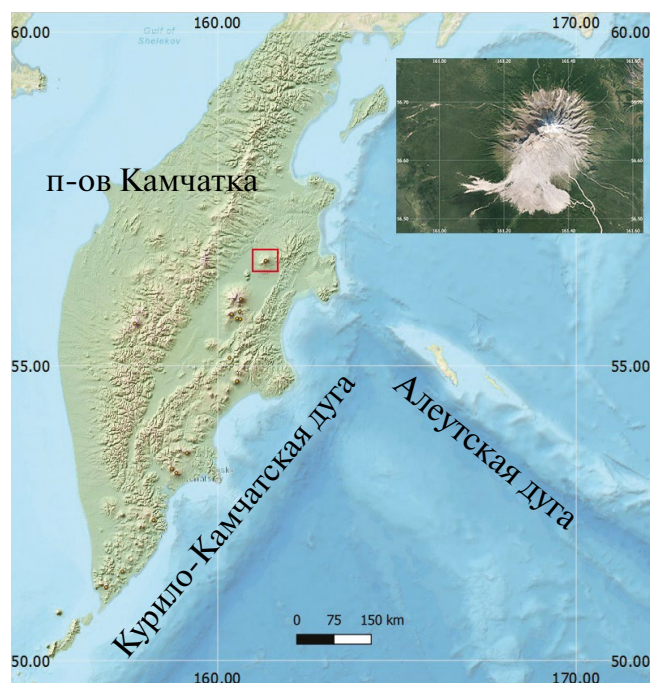


Рис. 1. Район исследований. Вулкан Шивелуч обозначен красным прямоугольником на карте полуострова Камчатка. На врезке вид вулкана на карте GoogleMaps.

съёмку земной поверхности в любое время суток, независимо от освещённости и погодных условий. Спутниковая система излучает электромагнитный сигнал в определённом диапазоне длин волн и регистрирует обратно отражённый сигнал, формируя радиолокационное изображение, которое содержит информацию об амплитуде и фазе отраженного сигнала. В основе методов радарной интерферометрии лежит анализ разности фаз электромагнитного сигнала, отражённого от одних и тех же объектов на поверхности Земли при повторной съёмке. Разность фаз содержит информацию о смещениях отражающих объектов на земной поверхности за время между съёмками, и также различного рода помехи, которые следует устранить для выделения деформационной компоненты. Получаемые при этом смещения являются проекцией вектора смещений отражающего объекта на линию распространения радиолокационного сигнала спутника (line of sight — LOS).

Получить информацию о смещениях по двум радарным снимкам можно только при наличии когерентности фазовых составляющих этой пары изображений. Когерентность характеризует согласованность фаз отражённых сигналов двух снимков, по которым рассчитывается интерферограмма. Потеря когерентности (или

декорреляция) может быть вызвана значительными изменениями отражающей способности элемента поверхности за время между съёмками (появление снежного покрова, появление густой растительности, резкое изменение рельефа и т.д.).

Существуют различные методы обработки фазовых изображений. Часто, чтобы выявить смещения поверхности, произошедшие за конкретный период времени, достаточно рассчитать интерферограмму по двум снимкам методом дифференциальной интерферометрии DInSAR (differential interferometric SAR). Однако, чтобы проследить за динамикой смещений во времени, используют более эффективные, но и более трудозатратные методы, такие как метод малых базовых линий SBaS (Small BAse line Subsets), различные модификации методов, основанных на поиске устойчиво отражающих объектов. Выбор того или иного метода расчёта поля смещений зависит от цели исследований, а также от наличия условий, благоприятных для применения конкретного метода, в том числе достаточно длинной серии спутниковых снимков и их качества.

В настоящей работе мы использовали метод дифференциальной интерферометрии (DInSAR). По 13-ти снимкам спутника Sentinel-1A Европейского космического агентства, выполненным с восходящей орбиты 140A в период с 01.05 по 22.09.2023, были рассчитаны поля смещений на район вулкана Шивелуч. Спутник Sentinel-1A проводит съёмку в С-диапазоне с длиной волны $\lambda = 56$ мм, с интервалом 12 дней. К сожалению, декорреляция снимков в более ранний период не позволила выполнить интерферометрическую обработку снимков до и во время извержения. В таблице 1 приведён список пар снимков с указанием даты съёмки, по которым были построены интерферограммы.

На этапе расчёта интерферограмм проводилось осреднение пикселей по направлению, перпендикулярному орбите, так, что пространственное разрешение пикселя составило $\sim 9 \times 14$ м. Развёртка фазового изображения выполнялась алгоритмом “потока минимальной стоимости” (minimum cost flow), но, в зависимости от площади некогерентных областей, для каждой интерферограммы отдельно выбиралась регулярная или триангуляционная сетка развёртки. Существенные проблемы для метода дифференциальной интерферометрии создают атмосферные помехи, которые бывает трудно отделить от компоненты смещений. В работе [1]

Таблица 1. Даты съёмки снимков, составивших интерферометрические пары

1	01.05–13.05.2023	7	12.07–24.07.2023
2	13.05–25.05.2023	8	24.07–05.08.2023
3	25.05–06.06.2023	9	05.08–17.08.2023
4	06.06–18.06.2023	10	17.08–29.08.2023
5	18.06–30.06.2023	11	29.08–10.09.2023
6	30.06–12.07.2023	12	10.09–22.09.2023

исследовалась эффективность применения данных онлайн сервиса GACOS (Global Atmospheric Corrections Online Service [20]) на основе глобальной погодной модели HRES (High RESolution) для коррекции атмосферных помех в интерферометрических оценках полей смещений в специфических условиях Камчатского региона. Было показано, что поправка GACOS во многих случаях эффективно учитывала тропосферные эффекты, часто проявляющиеся на горном рельефе, но практически не устраняла турбулентную составляющую. Несмотря на это, в отдельных случаях среднеквадратическое отклонение поля смещений было уменьшено в два раза. В данной работе для устранения атмосферных помех на парных интерферограммах мы также применили модель атмосферы GACOS и получили относительное изменение дисперсии поля смещений от 12 до 41% для пар снимков 06.06–18.06.2023 (26.8%), 18.06–30.06.2023 (26.5%), 12.07–24.07.2023 (21.5%), 24.07–05.08.2023 (12.1%), 05.08–17.08.2023 (41.6%), 17.08–29.08.2023 (40.9%), 29.08–10.09.2023 (19.8%).

Далее была вычислена карта суммарных смещений U_{los} за период времени с 01.05 по 17.08 2023 г. После 17 августа площадь когерентной области на западном склоне существенно уменьшается. Для интерферограмм, на которых выявлены заметные поднятия на западном склоне, область деформаций можно ограничить окружностью радиусом в 3 км (рис. 2), в пределах которой суммарные максимальные смещения на спутник (в направлении LOS) за указанный период времени превышают 0.4 м.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Для интерпретации полученных результатов важно то, что на всех полях смещений, рассчитанных отдельно на каждом временном интервале, в окрестности области положительных смещений (поднятий склона) отсутствуют сопоставимые по площади области отрицательных значений (оседаний). Следовательно, для поля смещений, наблюдаемого в выделенном

контуре на рис. 2, можно исключить преобладающее участие оползневых или эрозионных процессов. Немного севернее прослеживается область с отрицательными смещениями, но она расположена топографически ниже, чем область, обозначенная контуром. Перемещение материала поверхностными процессами (оползни, снос водными потоками) должно происходить вниз по склону, т.е. согласно рельефу — в северо-западном направлении от выделенного контура. Это позволяет заключить, что поверхностные процессы играли второстепенную роль.

Движение магмы обычно сопровождается сейсмическими событиями. Рассмотрим распределение сейсмических событий в период мониторинга смещений.

По данным сейсмических каталогов КФ ФИЦ ЕГС РАН [7, 8] за период с 01.04 по 31.10.2023 г., основная сейсмическая активность фиксировалась в апреле–мае, а затем в конце августа (фиолетовые и жёлтые точки, соответственно на рис. 3 А). На рис. 3 Б показаны проекции всех гипоцентров на горизонтальную плоскость.

Эпицентры преимущественно концентрируются вдоль некоторой вытянутой области, через которую на рис. 3 Б проведён профиль, обозначенный L. В то же время, значительная часть событий попадает в область, где формировалось поднятие куполообразной формы, выявленное по интерферометрии. На рис. 3 В показаны проекции гипоцентров на вертикальную плоскость, проходящую через линию L. Распределение гипоцентров землетрясений, ассоциированное с миграцией магмы на рис. 3 В, показывает, что магма поднималась с глубин 20–25 км в верхний горизонт, расположенный на глубине выше 5 км. На рис. 3 Г — показаны эпицентры с глубиной менее 15 км, время сейсмических событий показано цветом: синие точки — апрель, зелёные точки — май. Чёрная стрелка показывает направление миграции сейсмических событий в верхнем горизонте. Видно, что миграция сейсмической активности происходила в мае по направлению к центру области смещений на дневной поверхности.

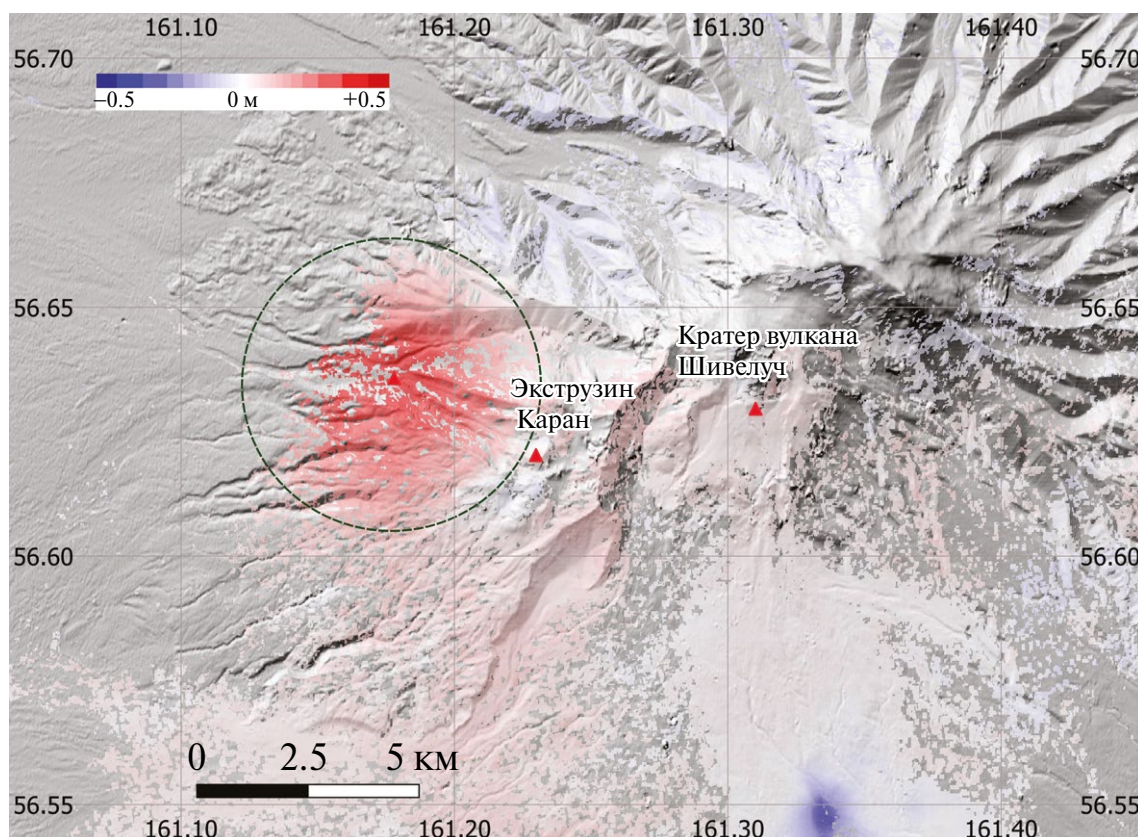


Рис. 2. Суммарные смещения U_{LOS} (м) за период с 1.05 по 17.08.2023. Чёрным контуром выделена область наиболее активных смещений, определённая по РСА-интерферометрии. Треугольниками показана позиция активного кратера вулкана Шивелуч и экструзий группы Каран

Таким образом, наблюдаемое распределение сейсмических событий согласуется с гипотезой о миграции магмы под западный склон вулкана Шивелуч. В частности, в работе [6] сообщается, что после пароксизмальной фазы извержения рой сильных землетрясений к западу от активного кратера сопровождался образованием трещин в районе экструзии Каран (показан на рис. 2). Данные о глубинах гипоцентров землетрясений также хорошо соответствуют имеющимся петрологическим данным о строении питающей магматической системы вулкана. Так, в работах [10, 11] показано, что под вулканом могут существовать несколько уровней накопления магмы — в пределах малоглубинной магматической

камеры на глубине $\sim 5\text{--}6$ км и в промежуточном очаге ($\sim 15\text{--}20$ км).

На основе проведённого анализа данных спутниковой интерферометрии и развития сейсмической активности во времени, а также с учётом имеющихся петрологических данных о строении питающей системы вулкана, нами была сформулирована рабочая гипотеза, согласно которой подъём магмы с глубин 20–25 км к экструзиям группы Каран и также к кратеру вулкана мог привести к образованию горизонтальной трещины в север–северо-западном направлении на отметках глубин от 5 км или выше. В открывшуюся трещину происходило внедрение магмы с образованием магматического тела, морфология которого близка силлу, что привело

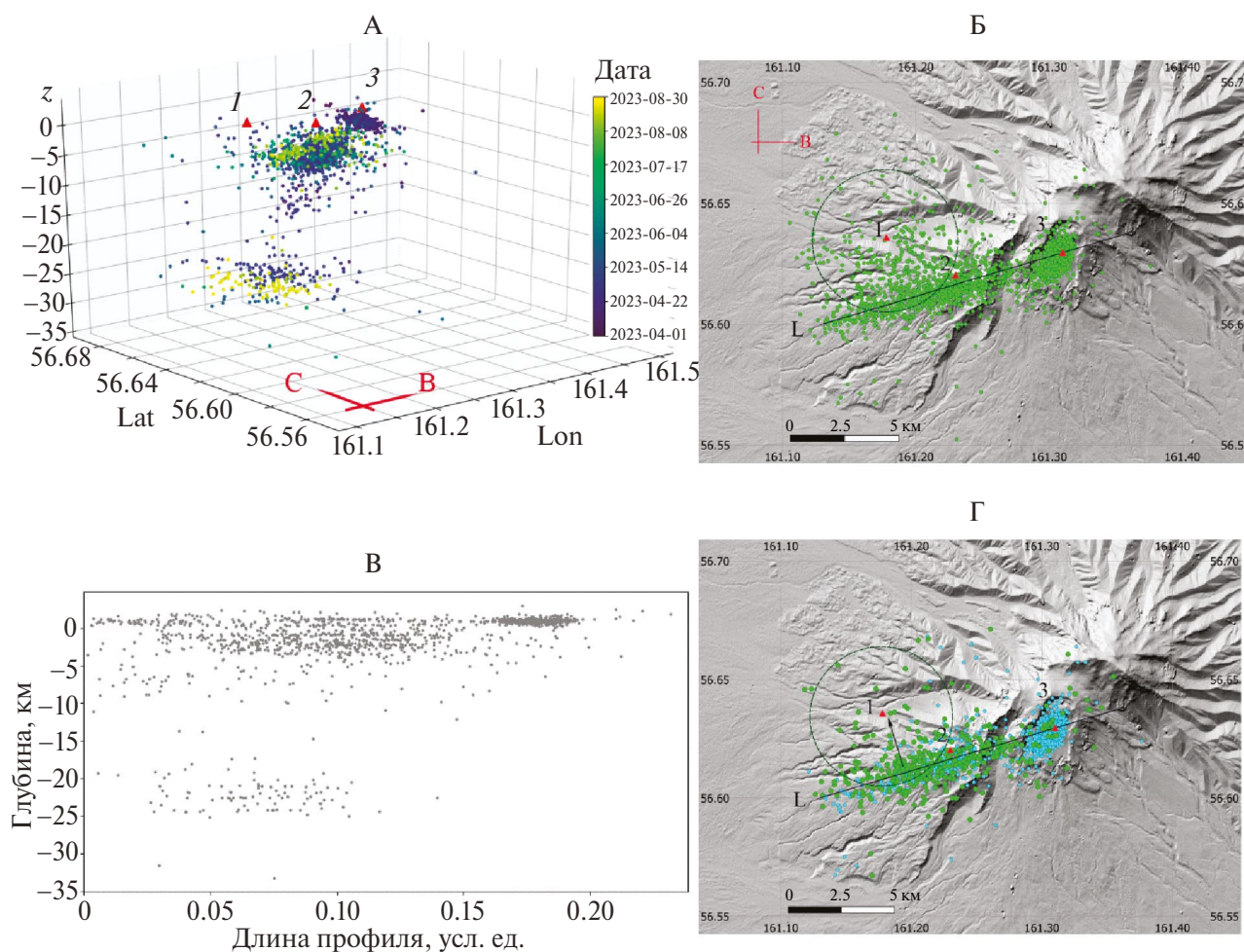


Рис. 3. А — распределение гипоцентров по глубине и по времени с 1 апреля по 31 августа 2023 г., Б — проекции всех гипоцентров на горизонтальную поверхность, В — проекции гипоцентров на профиль L (запад — восток). Длина профиля равна ~ 15 км, Г — распределение эпицентров за апрель–май 2023 г., глубина < 15 км. Цифрами обозначены центр смещений (1), экструзии Каран (2), кратер вулкана (3). Прямая линия — профиль L. Чёрной стрелкой на рис. Г показано направление миграции сейсмических событий в верхнем горизонте.

к формированию поднятия поверхности западного склона вулкана площадью примерно $6 \times 6 \text{ км}^2$. Для проверки этой гипотезы и определения параметров магматического тела, было выполнено численное моделирование процесса формирования силла, параметры которого определены из условия наилучшего согласования с данными РСА-интерферометрии.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Решение задачи о деформации поверхности полупространства, ограниченного плоской поверхностью, при изменении давления в расположенной в нём сферической полости малого диаметра (так называемая модель Моги, [16]), часто используется для описания вулканических процессов. Это решение позволяет рассчитать три компоненты вектора смещений на поверхности полупространства:

$$\begin{aligned} U_x &= (1 - \nu) \frac{\Delta P a^3}{G} \frac{(\xi - x)}{R^3}, \\ U_y &= (1 - \nu) \frac{\Delta P a^3}{G} \frac{(\eta - y)}{R^3}, \\ U_z &= (1 - \nu) \frac{\Delta P a^3}{G} \frac{(z - d)}{R^3} \end{aligned} \quad (1)$$

где ν — коэффициент Пуассона, ΔP — изменение давления в сферической полости радиуса a , z — аппликата свободной поверхности, d — глубина расположения источника, G — модуль сдвига, R — евклидово расстояние в декартовой системе координат от расчётной точки (x, y, z) до источника (ξ, η, d) , $R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (z - d)^2}$. Ось Z направлена вверх, Y — на север, X — на восток.

Параметры ΔP и a^3 в (1) неразделимы, поэтому расширение сферической полости можно заменить на изменение её объёма: $\Delta P a^3 = G \Delta V / \pi$ [17]. Тогда три компоненты вектора смещений на свободной поверхности будут равны:

$$\begin{aligned} U_x &= \frac{(1 - \nu)(\xi - x)}{\pi R^3} \Delta V, \\ U_y &= \frac{(1 - \nu)(\eta - y)}{\pi R^3} \Delta V, \\ U_z &= \frac{(1 - \nu)(z - d)}{\pi R^3} \Delta V. \end{aligned} \quad (2)$$

Теперь решение зависит только от изменения объёма сферической полости. Условие сферичности не позволяет перейти к интегрированию

дислокации на сетке с параллелепипедными элементами. В работе [9] показано, что модель расширяющейся сферической полости эквивалентна модели с тремя взаимно перпендикулярными дислокациями, в которой ΔV следует заменить следующим выражением:

$$\Delta V = Ah \frac{3K}{K + G \frac{4}{3}} \quad (3)$$

Здесь K — модуль всестороннего сжатия, h — раскрытие дислокации, A — дифференциал площади $dxdy$. Подставив (3) в (2), полагая $\nu = 0.25$, откуда $K = 5/3G$, получим формулы для компонент смещений в каждой точке площадки:

$$\begin{aligned} U_z &= A \frac{5h}{4\pi} \frac{(z - d)}{R^3}, \\ U_x &= A \frac{5h}{4\pi} \frac{(\xi - x)}{R^3}, \\ U_y &= A \frac{5h}{4\pi} \frac{(\eta - y)}{R^3}. \end{aligned} \quad (4)$$

По формулам (4) поле смещений зависит от глубины расположения дислокации (d), её раскрытия (h) и площади площадки (A).

Предположим, что горизонтальная трещина, заполненная магмой, расположена в плоскости, параллельной горизонтальной координатной плоскости XY . Аппроксимируем сформировавшуюся интрузию тонким параллелепипедом ($h \ll d$), стороны которого также параллельны координатным осям X и Y , а координаты сторон меняются от ξ_1 до ξ_2 по оси X и от η_1 до η_2 по оси Y .

Проинтегрировав уравнения (4) по площади в пределах $[\xi_1, \xi_2]$ и $[\eta_1, \eta_2]$ получим окончательные выражения для каждой компоненты смещений:

$$\begin{aligned} U_z &= C \left[\arctg \left(\frac{(\xi - x)(\eta - y)}{R(z - d)} \right) \right]_{\xi_1 \eta_1}^{\xi_2 \eta_2} \\ U_x &= C \left[-\ln(R + (\eta - y)) \right]_{\xi_1 \eta_1}^{\xi_2 \eta_2} \\ U_y &= C \left[-\ln(R + (\xi - x)) \right]_{\xi_1 \eta_1}^{\xi_2 \eta_2} \end{aligned} \quad (5)$$

где коэффициент $C = \frac{5h}{4\pi}$, а квадратные скобки подразумевают последовательную подстановку пределов интегрирования.

Для сопоставления численного решения с наблюдаемыми смещениями по РСА-интерферометрии, компоненты решения (5) необходимо пересчитать в смещения на спутник (LOS).

Смещения, регистрируемые спутником при съёмке с восходящей орбиты U_{LOS}^{asc} , в проекции на линию распространения электромагнитного сигнала равны [12]:

$$U_{LOS}^{asc} = U_z \cos(\theta) - \sin(\theta) (U_y \cos(\beta - 3\pi/2) + U_x \sin(\beta - 3\pi/2)) \quad (6)$$

где β — азимут восходящей орбиты спутника Sentinel-1A, который составляет 349° , θ — угол отклонения от надира излучения электромагнитного сигнала, который для исследуемой территории равен примерно 40° (в вычислениях используется реальный угол для каждой площадки).

ПОДБОР ПАРАМЕТРОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Мы рассмотрели постановку задачи в рамках модели о деформации плоской свободной поверхности. Однако, в случае неглубокого источника деформаций, тем более расположенного под вулканической постройкой, важным фактором является топография, которая может заметно влиять на величины смещений, даже если средний уклон склонов вулканической постройки меньше 10° [19]. Западный склон вулкана Шивелуч в области смещений имеет угол наклона вдоль профиля А–А1 $\sim 9^\circ$ (рис. 5Б). Для учёта топографии мы используем переменную глубину источника, задав в (5) вместо z значения расстояния до реального рельефа местности.

В решении (5), свободными параметрами модели являются глубина залегания интрузивного тела — d , координаты его центра (x_0, y_0) , и линейные размеры аппроксимирующего интрузивное тело параллелепипеда: l — длина вдоль оси X, w — ширина, вдоль оси Y, h — высота, измеряемая вдоль оси Z, соответствующая раскрытию трещины. Координаты центра интрузии (x_0, y_0) были смещены относительно центра окружности области деформаций вдоль простирания восток–запад с учётом влияния топографии. Для различных глубин d выполнялся автоматический подбор параметров (l, w, h) с использованием критерия минимума невязки решения (r) по ∞ -норме, при этом учитывались также стандартное отклонение численного решения от РСА-данных и средние значения невязок (табл. 2). Напомним, что ∞ -норма является одной из наиболее употребимых в вычислительных методах и задаётся формулой $\|r\|_\infty = \max_i |r_i|$. (i — ячейки сетки дискретизации модели).

Задача определения параметров трещины (l, w, h) путём минимизации невязки между измеренным и рассчитанным по формулам (5), (6) полем смещений имеет единственное решение, но в пределах точности данных о смещениях имеются эквивалентные модели с различными параметрами и объёмом магматической интрузии. Например, в таблице 2 в моделях М1, М2 и М3 интрузии располагаются на глубинах 1, 1.5, 2 км соответственно, со средним значением невязки 2.7 см. В соответствии с изменением геометрических параметров интрузии и увеличением её глубины от 1 до 2 км, объём возрастает от 0.009 до 0.0129 км³. При расположении интрузии ниже 2 км невязка начинает расти и расхождение решения с исходным полем смещений становится существенным (табл. 2, модели М4, М5). На рис. 4 в верхнем ряду показаны поля смещений, рассчитанные по моделям М1, М2, М3. Они хорошо согласуются с реальным полем смещений, полученным по спутниковым данным. В нижнем ряду рис. 4 показаны невязки, соответствующие этим моделям. В области смещений невязки в основном имеют значения близкие к нулю (на рисунках преобладает синий цвет). Высокие расхождения невязок (жёлтые и красные оттенки) находятся за пределами исследуемой области и связаны с процессами, не включёнными в нашу модель. На рис. 5 В и Г показано сопоставление численных моделей и реального поля смещений вдоль профилей в направлении запад–восток (А–А1) и север–юг (В–В1) соответственно.

Как уже было сказано, модели М1–М3, отличающиеся параметрами, дают очень близкие результаты (рис. 4). Можно было бы уменьшить невязки путём усложнения модели, например, аппроксимировать силл несколькими параллелепипедами, но достигнутая в моделях точность подбора вполне соответствует точности оценки смещений на горном рельефе и точности описания реального процесса простой математической моделью расширяющейся трещины. Действительно, математическая модель построена для однородного упругого полупространства с плоской свободной поверхностью, с введением фиктивного зеркального источника, для выполнения условий на свободной поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью методов радарной интерферометрии была выявлена обширная область куполообразного поднятия на западном склоне вулкана Шивелуч в постпароксизмальную фазу извержения 11.04.2023 г. Область основных смещений по

Таблица 2. Параметры моделей и соответствующие им статистики невязок (стандартное отклонение $\sigma(r)$ и среднее $m(r)$)

	D, км	L, км	W, км	H, м	V, км ³	$\sigma(r)$, м	$m(r)$, м
M1	1	6	3	0.5	0.0090	0.02	0.027
M2	1.5	5.55	1.25	1.5	0.0104	0.02	0.027
M3	2	5.25	1.4	1.75	0.0129	0.022	0.027
M4	2.5	5.25	2.45	1.25	0.0161	0.026	0.034
M5	3	5.35	2.05	1.75	0.0192	0.029	0.038

площади имеет диаметр более 6 км, а сами смещения достигли величины почти 0.5 м в направлении на спутник. Сопоставление положения поля смещений на склоне с топографией склона показало, что наблюдаемые смещения не могут быть вызваны перемещением материала по склону в результате оползневых или эрозионных процессов.

Анализ полей смещений совместно с данными о миграции сейсмических событий по глубине и во времени позволил заключить, что зарегистрированные смещения, вероятнее всего, связаны с внедрением магмы под западный склон вулкана по открывшейся в период подготовки извержения или во время извержения трещине.

Представленная в работе численная математическая модель с параметрами, выбранными из условия наилучшей аппроксимации спутниковых данных, подтверждает эту гипотезу. Построенная модель позволила оценить размеры интрузии, её мощность и глубину. В пределах точности данных о смещениях склона, размеры магматического тела меняются от 6.0×3.0 км² на глубине 1 км, до 5.25×1.4 км² на глубине 2 км, при этом его мощность составляет от 0.5 до 1.75 м, а объём от 0.009 до 0.0129 км³.

Полученные результаты показывают, что после пароксизмальной фазы извержения вулкана Шивелуч в апреле 2023 г., в его питающей системе в течение нескольких месяцев

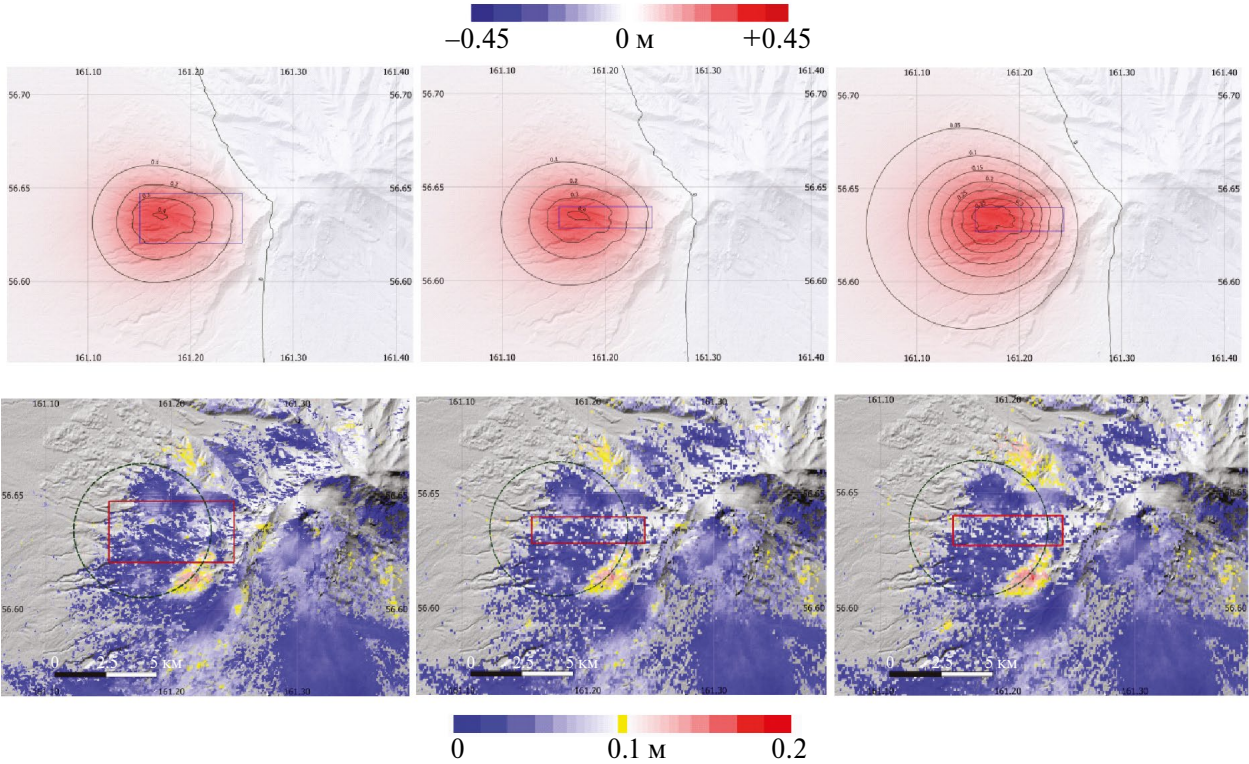


Рис. 4. Вверху — смещения, рассчитанные по моделям M1, M2, M3. Внизу — невязка между расчётным и наблюдаемым полями смещений. Прямоугольный контур — проекция интрузии на горизонтальную плоскость.

продолжался активный подъём магмы к поверхности. На момент завершения статьи сотрудниками Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (КВЕРТ) была предоставлена информация о появлении нового лавового купола в районе группы экстрезий Каран (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?lang=en&name=Sheveluch>). Появление нового купола на дневной поверхности было зафиксировано 26 апреля 2024 г., спустя год после установленного в данной работе начала деформаций западного склона вулкана Шивелуч. Таким образом, полученные нами данные представляют исключительно важную информацию для оценки скорости подъёма магмы к поверхности и понимания динамики магматических процессов в питающей системе крупного эксплозивного вулкана.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>). Авторы благодарят

Европейское космическое агентство за предоставленные спутниковые радарные снимки.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-17-00064 (<https://rscf.ru/project/23-17-00064>). Данные для выполнения исследований были получены в рамках госзадания ИВиС ДВО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волкова М. С., Михайлов В. О., Османов Р. С., Анализ эффективности применения глобальной погодной модели HRES (GACOS) для коррекции атмосферных помех в интерферометрических оценках полей смещений на примере вулканов Камчатки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 2. С. 9–22. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-2-9-22>
2. Волкова М. С., Михайлов В. О., Османов Р. С., Интерпретация полей смещений на склонах вулкана

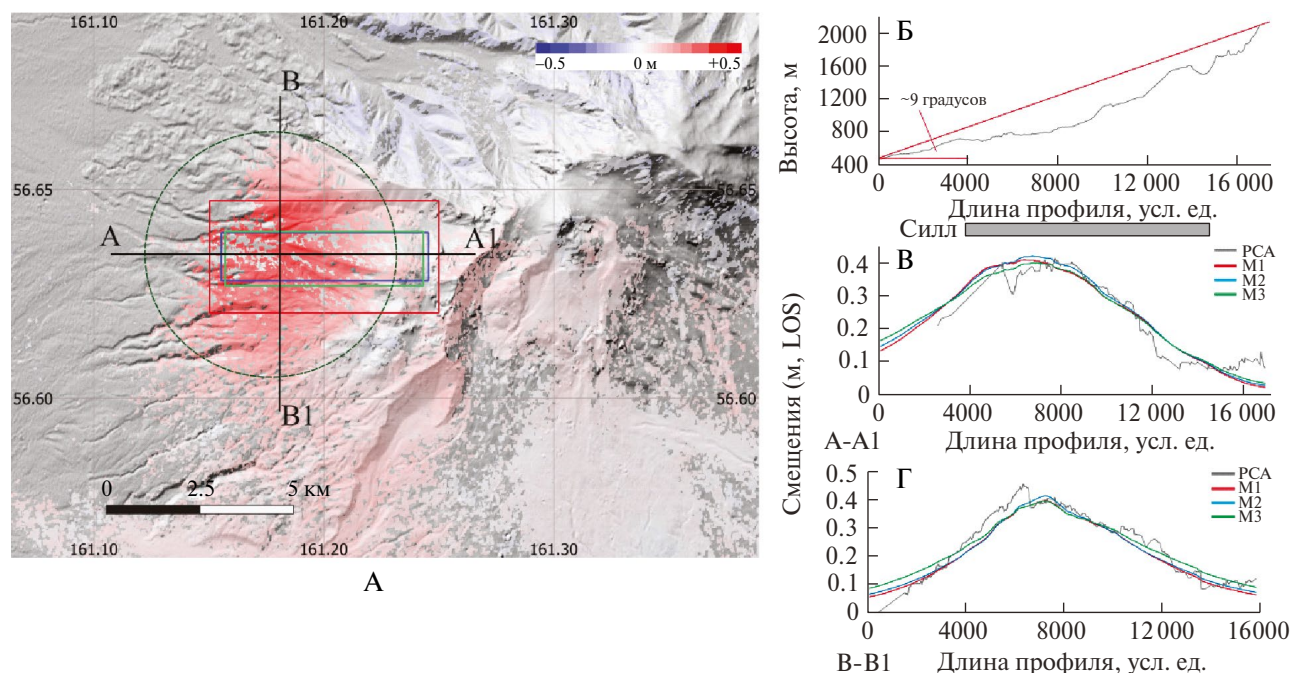


Рис. 5. А — поле смещений по спутниковым данным с проекциями интрузии в моделях M1, M2, M3 (красный, синий, зелёный цвет соответственно). Б — профиль рельефа вдоль линии А–А1 на рис. 5 А; В, Г — сопоставление исходного поля смещений (серая линия) с расчётными смещениями по моделям M1, M2, M3 (соответственно красная, синяя и зелёная линии) вдоль профилей А–А1 (В) и В–В1 (Г), обозначенных на рис. 5 А.

- Шивелуч (Камчатка), полученных по спутниковым радарным снимкам с двух орбит // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 5. С. 109–119. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-5-109-119>
3. *Гурина О. А., Луян Е. А., Хорват А., Мельников Д. В., Маневич А. Г., Нуждаев А. А., Бриль А. А., Озеров А. Ю., Крамарева Л. С., Сорокин А. А.* Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10–13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2023. Т. 20. № 2. С. 283–291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-2-283-291>
 4. *Горбач Н. В., Портнягин М. В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.
 5. *Мелекесцев И. В., Волинец О. Н., Ермаков В. А., Кирсанова Т. П., Масуренков Ю. П.* Вулкан Шивелуч / Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т. 1. Отв. ред. Федотов С. А., Масуренков Ю. П. М.: Наука, 1991. С. 84–103.
 - Сенюков С. Л., Нужи́дина И. Н., Дрознина С. Я., Кожевникова Т. Ю., Назарова З. А., Соболевская О. В.* Предварительные результаты исследований сейсмичности в районе вулкана Шивелуч в 2022–2023 гг. / Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Труды Девятой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием (24–30 сентября 2023 г.). Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2023. С. 188–192.
 6. *Чебров В. Н., Дроздин Д. В., Кугаенко Ю. А., Левина В. И., Сенюков С. Л., Сергеев В. А., Шевченко Ю. В., Яцук В. В.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология, 2013. № 1. С. 18–40. <https://doi.org/10.7868/S0203030613010021>
 7. *Чеброва А. Ю., Чепарёв А. С., Матвеев Е. А., Чебров Д. В.* Единая информационная система сейсмологических данных в камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66–91. <https://doi.org/10.21455/gr2020.3-5>
 8. *Bonafede M., Ferrari C.* Analytical models of deformation and residual gravity changes due to a Mogi source in a viscoelastic medium // Tectonophysics. 2009. 471(1–2). 4–13.
 9. *Goltz A. E., Krawczynsky M. J., Gavrilenko M. G. et al.* Evidence for Superhydrous Primitive Arc Magmas from Mafic Enclaves at Shiveluch Volcano, Kamchatka // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2020. V. 175. Art. 115. <https://doi.org/10.1007/S00410-020-01746-5>
 10. *Gorbach N. V., Filosofova T. M., Portnyagin M. V.* Amphibole Record Of 1964 Plinian And Following Dome-Forming Eruptions Of Shiveluch Volcano, Kamchatka // Journal Of Volcanology And Geothermal Research. 2020. V. 407. Art. 107108. <https://doi.org/10.1016/J.jvolgeores.2020.107108>
 11. *Hanssen R. F.* Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 308 p.
 12. *Ji L., Lu Z., Dzurisin D., Senyukov S.* Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. 256. P. 87–95.
 13. *Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S.* Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 79–88.
 14. *Lundgren P., Lu Z.* Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. № 6. L06301. <https://doi.org/10.1029/2005GL025181>
 15. *Mogi K.* Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them // Bull. Earthquake Res. Inst. 1958. Univ Tokyo. 36:99–134.
 16. *McTigue D. F.* Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox // J Geophys Res. 1987. 92:12931–12940.
 17. *Ponomareva V., Kyle P., Pevzner M., Sulerzhitsky L., Hartman M.* Holocene eruptive history of Shiveluch Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia // Geophysical Monograph Series. 2007. 263–282. <https://doi.org/10.1029/172gm19>
 18. *Williams C. A., Wadge G.* An accurate and efficient method for including the effects of topography in three-dimensional elastic models of ground deformation with applications to radar interferometry // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2000. 105(B4). 8103–8120. <https://doi.org/10.1029/1999jb900307>
 19. *Yu C., Li Z., Penna N. T., Crippa P.* Generic atmospheric correction model for interferometric synthetic aperture radar observations // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 9202–9222. <https://doi.org/10.1029/2017JB015305>

THE NATURE OF DEFORMATIONS OF THE WESTERN SLOPE OF SHIVELUCH VOLCANO AFTER THE ERUPTION ON APRIL 11, 2023, IDENTIFIED BY SAR INTERFEROMETRY

M. S. Volkova^{a, #}, Corresponding Member of the RAS V. O. Mikhailov^a, N. V. Gorbach^b

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: msvolkova6177@gmail.com*

Based on Sentinel-1A satellite images acquired between 01.05 and 22.09.2023, the differential interferometry method (DInSAR) calculated successive displacement fields in time, which clearly show a dome-shaped uplift on the western slope of the Shiveluch volcano, 8–8.5 km west of its active crater. Uplift was especially intense at the satellite acquisition intervals 01.05–13.05.2023, 13.05–25.05.2023 and 25.05–06.06.2023. To test the hypothesis about formation of a displacement area due to magma injection under the western slope of the volcano, numerical modelling was carried out and parameters of magmatic body like a sill were determined, which forms the displacements on the surface that best match the displacement observed from satellite radar interferometry data. It is assumed that after the eruption on 11.04.2023 magma rose from a depth of 20–25 km through a fissure formed under the western slope of the volcano and penetrated horizontally under the slope at a depth of 1–2 km in the north-northwest direction. Within the precision of data on slope displacements, the size of the magma body varies from 6.0×3.0 km at 1 km depth, to 5.25×1.4 km at 2 km depth, while its height ranges from 0.5 to 1.75 m and its volume from 0.009 to 0.0129 km^3 . Thus, based on radar interferometry data in combination with the data on the distribution of seismic activity accompanying the magma movement, the model of the magmatic body that penetrated under the western slope of Shiveluch volcano in the postparoxysmal phase of the eruption on 11.04.2023 was constructed. The Formation of a new extrusive dome on the western slope of Shiveluch volcano at the end of April 2024 confirms the hypothesis about injection of magmatic material under the western slope of the volcano and allows to estimate the rate of magma rise to the surface.

Keywords: SAR interferometry, Shiveluch volcano, Kamchotka, eruption 11.04.2023, numerical model, sill intrusion

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.385.3+551.510.535

МАГНИТНЫЙ И ИОНОСФЕРНЫЙ ЭФФЕКТЫ СЕРИИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 02–03 АПРЕЛЯ 2024 г. (ТАЙВАНЬ)

© 2024 г. Академик РАН В. В. Адушкин*, А. А. Спивак**,
С. А. Рябова***, А. В. Тихонова****

Поступило 16.05.2024 г.

После доработки 27.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

На основе анализа данных геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН и ряда обсерваторий международной сети INTERMAGNET рассмотрены возмущения геомагнитного поля в приземной атмосфере в период серии сильных землетрясений, произошедших 02–03 апреля 2024 г. в окрестности о. Тайвань. Показано, что в отсутствие значимых глобальных возмущений магнитного поля Земли, связанных с солнечной активностью, землетрясения сопровождались геомагнитными вариациями с максимальной амплитудой ~10 нТл и общей длительностью около четырёх часов. Время запаздывания магнитного эффекта относительно главного толчка первого наиболее сильного землетрясения составило ~60 мин. По результатам обработки ионограмм высотно-частотного зондирования, полученных на станции мониторинга ионосферы “Окинава” и выложенных в свободном доступе на сайте Японского национального института информационных и коммуникационных технологий, установлен ионосферный эффект рассматриваемого события в виде вариаций критической частоты F_2 -слоя ионосферы.

Ключевые слова: землетрясение, инструментальные наблюдения, магнитное поле, критическая частота F_2 -слоя ионосферы, вариация

DOI: 10.31857/S2686739724100146

Вариации физических полей Земли являются важным объектом исследований, в первую очередь в связи с их высокой чувствительностью к внешним возмущениям, вызванным явлениями и процессами природного и техногенного происхождения [1]. Геомагнитные вариации содержат важную информацию об интенсивности экзогенных и эндогенных источников возмущений среды обитания человека, а также о природе и механизмах геофизических процессов, протекающих в недрах Земли и её внешних геосферах. Хорошо известно также негативное влияние вариаций магнитного поля на организм человека, его психоэмоциональное состояние. Влияя на ход метаболических процессов, указанные

вариации нарушают условия передачи и восприятия управляющих сигналов в организме человека, что приводит в ряде случаев к его разбалансировке и ухудшению функционального состояния [2–4]. Всё это вызывает повышенный интерес к изучению вариаций магнитного поля, вызванных самыми разными источниками [1, 5].

Наряду с геомагнитными эффектами значительной амплитуды, связанными с солнечной активностью, наблюдаются эффекты, связанные с процессами и явлениями разной природы, протекающими как в верхних, так и в нижних геосферах [6–8].

В настоящем сообщении рассматриваются геофизические эффекты в виде вызванных вариаций магнитного поля и критической частоты F_2 -слоя ионосферы при резонансном сейсмическом событии, произошедшем в период 02–03.04.2024 г. в окрестности о. Тайвань. Событие представляло собой серию землетрясений, среди которых наиболее значимыми были

Институт динамики геосфер имени академика
М.А. Садовского Российской Академии наук, Москва, Россия
*E-mail: adushkin@idg.ras.ru
**E-mail: spivak@idg.ras.ru
***E-mail: riabova@idg.ras.ru
****E-mail: tikhonova@idg.ras.ru

Таблица 1. Характеристика наиболее сильных землетрясений, произошедших в период 02–03.04.2024 г., по данным из каталога USGS на момент 15.04.2024 г.

№ п/п	Дата	Время (UTC)	Магнитуда	Географические координаты		Глубина, км
				Широта	Долгота	
1	02.04.2024	23:58:11	7.4	23.819° N	121.562° W	~35
2	03.04.2024	00:10:25	6.4	24.064° N	121.672° W	~13
3	- « -	00:35:36	5.7	24.161° N	121.710° W	~10
4	- « -	00:46:44	5.7	24.147° N	121.743° W	~10

17 землетрясений с магнитудой, превышающей 5, которые произошли в течение 2.5 час. При этом наиболее сильные 4 землетрясения с магнитудой 5.7 и более произошли в течение 2 часов (табл. 1). Следует отметить, что эти события следовали друг за другом через короткое время, а расстояние между их очагами не превышало 41 км (табл. 1).

В качестве исходных данных привлекались результаты инструментальных наблюдений, выполненных в Геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН (МНВ, 54.96° с. ш.; 37.76° в. д.) и в ряде активно функционирующих в этот период времени обсерваториях сети INTERMAGNET (табл. 2) [7, 9]. Анализировались вариации наиболее чувствительной к внешним возмущениям горизонтальной компоненты магнитной индукции B_x , ориентированной в направлении С–Ю. Период рассматриваемого события характеризовался спокойной геомагнитной обстановкой (табл. 3), что значительно упростило выделение вызванных возмущений магнитного поля.

При анализе влияния землетрясений на ионосферу привлекались в виде ионограмм результаты высотно-частотного зондирования, выполненного в период рассматриваемого события на одной из ближайших к о. Тайвань японской станции мониторинга ионосферы “Окинава” (ГЕО: 26.68° с. ш.; 128.15° в. д.), размещённые в свободном доступе на сайте Японского национального института информационных и коммуникационных технологий [10].

На рис. 1 в качестве примера приведены вариации магнитного поля, зарегистрированные в обсерватории МНВ в период рассматриваемого сейсмического события.

Предварительно необходимо отметить, что сейсмамагнитный (косейсмический) эффект, выражающийся в вариациях магнитного поля в период прохождения вызванных

Таблица 2. Данные магнитных обсерваторий

Код	ГЕО		R, км
	Широта	Долгота	
KNY	31.42° с. ш.	130.88° в. д.	~1250
CYG	30.37° ю. ш.	126.854° в. д.	~1480
PHU	21.03° с. ш.	105.96° в. д.	~1630
BMT	40.3° с. ш.	116.2° в. д.	~1900
КАК	36.232° с. ш.	140.186° в. д.	~2250
KHB	47.61° с. ш.	134.69° в. д.	~2890
MMB	43.91° с. ш.	144.19° в. д.	~3040
SHU	55.35° с. ш.	150.46° з. д.	~7100
CSY	66.283° ю. ш.	110.533° в. д.	~10060
TAM	22.79° с. ш.	5.53° в. д.	~11380
VOS	78.464° ю. ш.	106.835° в. д.	~11410
GUI	28.321° с. ш.	16.441° з. д.	~12750

землетрясениями сейсмических волн, не проявился (приход сейсмических волн в МНВ зарегистрирован в 00:07 UTC 03.04.2024 г.). Из данных рис. 1 следует, что период землетрясений характеризуется хорошо выраженными длиннопериодными возмущениями суточного хода индукции магнитного поля в МНВ (расстояние от очага первого наиболее сильного землетрясения составляет ~7470 км). Начало возмущения зарегистрировано в ~0:58 UTC 03.04.2024 г., то есть примерно через 1 час после первого основного по силе толчка. Вызванные вариации вертикальной компоненты B_z представляют собой отрицательную бухту с максимальной амплитудой ~8 нТл. Причём длительность вариации B_z составляет 3–4 часа.

Таблица 3. Индексы магнитной активности K (по данным MHN) и Kp (по данным International Service of Geomagnetic Indices (ISGI)) за 02–03.04.2024 г.

Индекс	Дата, время (UTC)							
	02.04.2024		03.04.2024					
	18–21	21–24	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18
K	2	0	2	1	1	2	2	1
Kp	2	1	3	2	1	1	1	2

Более сложный отклик демонстрирует основная горизонтальная компонента B_x : возмущения магнитного поля представлены в данном случае двумя ярко выраженными положительными бухтами с максимальной амплитудой ~ 10 нТл. Начало возмущений зарегистрировано в $\sim 00:58$ UTC, первый максимум наблюдался в $\sim 01:30$ UTC 03.04.2024 г., второй в $\sim 04:00$ UTC 03.04.2024 г. Характерно, что подобные возмущения компоненты B_x зарегистрированы в ряде обсерваторий

международной сети INTERMAGNET. Для примера на рис. 2 представлены записи вариаций магнитного поля в период Тайваньского события, полученные в некоторых обсерваториях сети INTERMAGNET. Обращаясь к данным рис. 2, следует отметить, что возмущения компоненты B_x , проявляющиеся в виде двух положительных бухт, как это наблюдалось в обсерватории MHN, зарегистрированы в обсерваториях, расположенных на расстояниях, превышающих

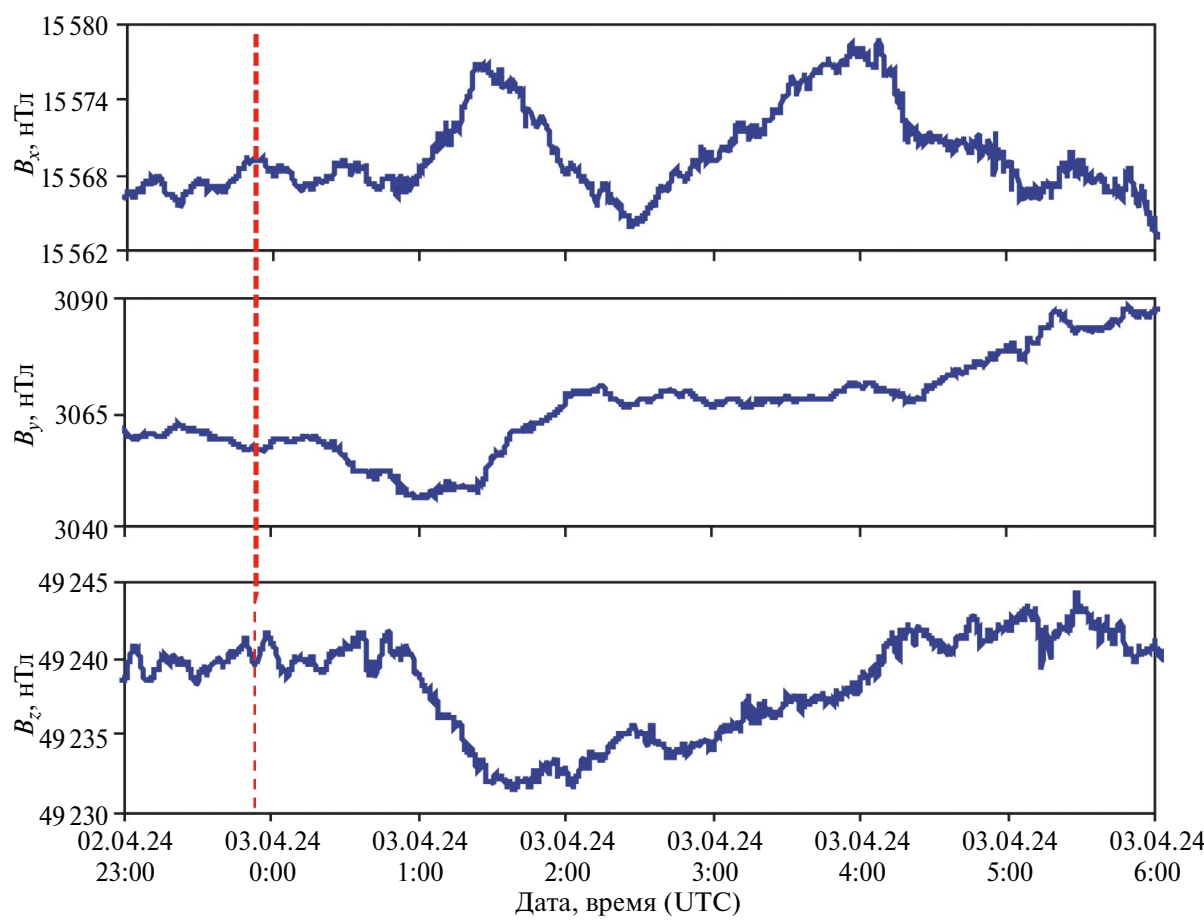


Рис. 1. Вариации компонент магнитного поля 02–03.04.2024 г. по данным MHN (пунктиром обозначено время события I из табл. 1)

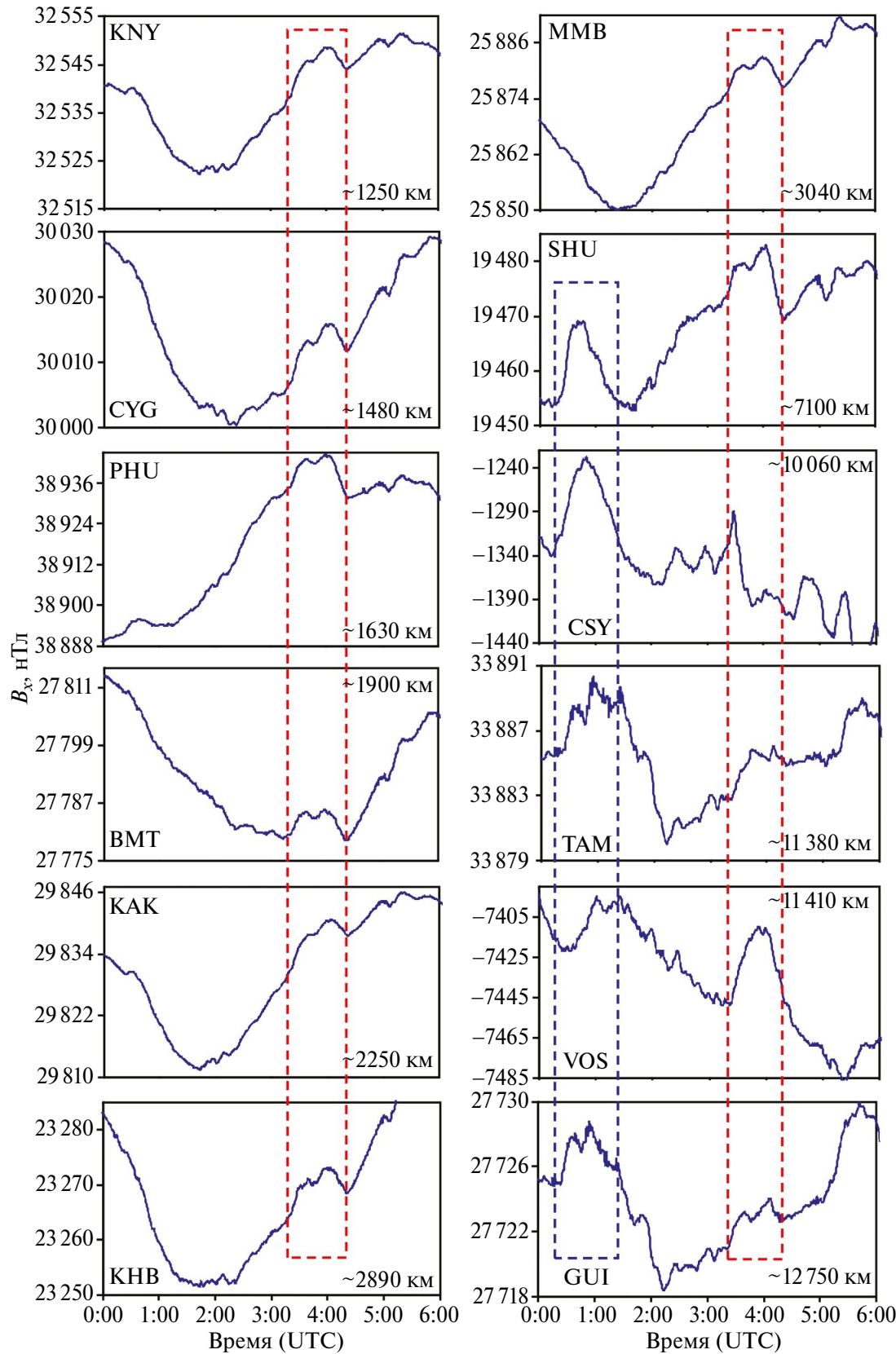


Рис. 2. Вариации компонент магнитного поля 02–03.04.2024 г. по данным обсерваторий INTERMAGNET (коды обсерваторий приведены в поле рисунка). Синим и красным пунктиром обозначены первое и второе по времени возмущения магнитного поля соответственно.

примерно 7000 км от очага основного события 1 из табл. 1. На расстояниях, меньших примерно 3000 км, возмущение компоненты B_x проявляется в виде одной положительной бухты в период времени с $\sim 03:25$ до $\sim 04:25$ UTC 03.04.2024 г.

Отдельно необходимо отметить синхронность наблюдаемых вариаций магнитного поля, сопутствующих рассматриваемому сейсмическому событию, в широком диапазоне эпицентральных расстояний и достаточно узкий интервал максимальных амплитуд. Это свидетельствует о наличии единого глобального источника возмущений, сформировавшегося в результате серии землетрясений. Ранее отмечалось, что сильные землетрясения способны оказывать возмущающее влияние на главное магнитное поле Земли [11, 12]. Действительно, возможные возмущения процессов, протекающих в жидком ядре Земли, вариации электрофизических свойств астеносферы и земной коры и одновременно нарушение устоявшихся движений токопроводящей среды под влиянием сейсмического воздействия, особенно в случае повторяющихся через небольшие промежутки времени землетрясений с близко расположенными очагами, могут вызывать аппаратно регистрируемый магнитный эффект.

При выполнении настоящих исследований выполнялось определение критической частоты f^oF2 путём ручной обработки ионограмм с интерпретацией по методике URSI [13]. В результате формировался цифровой ряд данных временной вариации критической частоты $F2$ -слоя f^oF2 с дискретизацией 15 мин. Анализ полученных данных показал, что рассматриваемое событие оказало возмущающее влияние на ионосферу в виде вариаций f^oF2 (рис. 3). Из рис. 3 следует, что следующие друг за другом через небольшой интервал наиболее сильные землетрясения из рассматриваемой серии вызвали хорошо выраженные на фоне суточного хода знакопеременные вариации критической частоты f^oF2 на двух временных интервалах: 00:15–00:45 UTC и 01:45–02:45 UTC. При этом первое по времени возмущение проявилось в виде положительной бухты с максимальной амплитудой ~ 0.7 МГц, второе – в виде знакопеременных вариаций с периодом ~ 30 мин и максимальной амплитудой ~ 0.9 МГц. Анализ записи с использованием данных работ [14–16] позволяет сделать заключение о том, что первое возмущение, зарегистрированное в период 00:15–00:45 UTC, связано с ионосферным откликом на волну Релея, второе, зарегистрированное в период 01:45–02:45 UTC, с большой вероятностью связано с

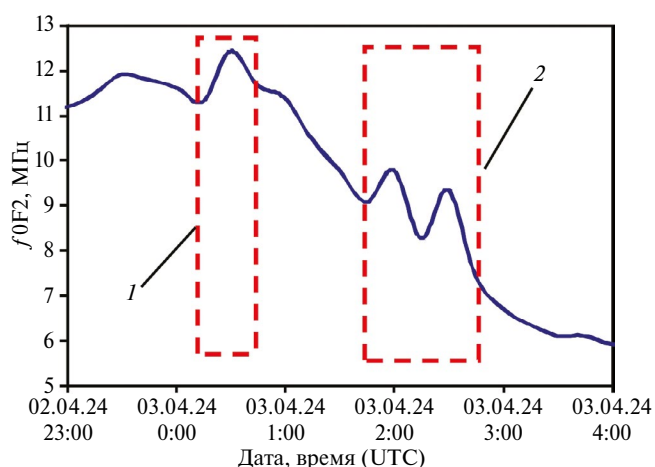


Рис. 3. Вариации критической частоты слоя $F2$ ионосферы на ионосферной станции «Окинава» 02–03.04.2024 г. (красным пунктиром обозначены первый (1) и второй (2) периоды возмущения f^oF2).

распространением внутренних гравитационных волн.

Таким образом, можно констатировать, что серия сильных землетрясений вызывает сложный для анализа магнитный эффект, характеристики которого зависят от расстояния до источника возмущений и механизма которого необходимо устанавливать с учётом результатов инструментальных наблюдений. Также представляет интерес более детальное изучение характера и возможных источников и механизмов воздействия сильных землетрясений на ионосферу.

Приведённые в настоящем сообщении данные, по мнению авторов, представляют интерес с точки зрения накопления наблюдательного материала и количественных оценок геофизических последствий сильных землетрясений. Данные могут оказаться полезными при разработке и верификации аналитических и численных моделей, описывающих их влияние на среду обитания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 «Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В. В., Спивак А. А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
2. Казначеев В. П., Михайлова Л. П. Биоинформационные функции естественных электромагнитных полей. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.

3. Сейсфулла Р.Д. Магнитное поле Земли и здоровье человека. М.: ООО "Самполиграфист", 2013. 120 с.
4. Колесник А.Г., Колесник С.А., Побаченко С.В. Электромагнитная экология. Томск: ТМЛ-пресс, 2009. 336 с.
5. Pilipenko V.A., Shiokawa K. A closer cooperation between space and seismology communities – a way to avoid errors in hunting for earthquake precursors // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2024. V. 24. <https://doi.org/10.2205/2024ES000890>
6. Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 6–16.
7. Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
8. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитные вариации при сильных землетрясениях // *Физика Земли*. 2019. № 6. С. 3–12.
9. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
10. <http://www.wdc.nict.go.jp>
11. Адушкин В.В., Спивак А.А. Эффект влияния сильных землетрясений на геодинamo // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. С. 61–64.
12. Адушкин В.В., Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Тихонова А.В. Магнитный эффект двойного землетрясения 16.03.2022 г. (Япония). Результаты наблюдений // *Физика Земли*. 2023. № 5.
13. Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. Под редакцией П.В. Медниковой. М.: Наука, 1977. 342 с.
14. Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности земли и приуроченных к сильным землетрясениям // *Физика Земли*. 2022. № 4. С. 30–45. <https://doi.org/10.31857/S0002333722040081>
15. Рябова С.А., Ольшанская Е.В., Шалимов С.Л. Отклик нижней и верхней ионосферы на землетрясения в Турции 06.02.2023 г. // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 153–162. <https://doi.org/10.31857/S0002333723060182>
16. Maruyama T., Tsugawa T., Kato H., Ishii M., Nishio-ka M. Rayleigh wave signature in ionograms induced by strong earthquakes // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2012. V. 117. A08306. <https://doi.org/10.1029/2012JA017952>

MAGNETIC AND IONOSPHERIC EFFECTS OF A SERIES OF STRONG EARTHQUAKES ON APRIL 02–03, 2024 (TAIWAN)

Academician of the RAS V. V. Adushkin[#], A. A. Spivak^{##},
S. A. Riabova^{###}, A. V. Tikhonova^{####}

Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: adushkin@idg.ras.ru, ^{##}E-mail: spivak@idg.ras.ru

^{###}E-mail: riabova@idg.ras.ru, ^{####}E-mail: tikhonova@idg.ras.ru

Based on the analysis of data from the Mikhnevo geophysical observatory of the IDG RAS and a number of observatories of the international INTERMAGNET network, the disturbances of the geomagnetic field in the surface atmosphere were considered during a series of strong earthquakes that occurred on April 02–03, 2024 in the vicinity of the island of Taiwan. It is shown that in the absence of significant global disturbances of the Earth's magnetic field, earthquakes were accompanied by geomagnetic variations with a maximum amplitude of ~10 nT and a total duration of about 4 hours. The delay time of the magnetic effect relative to the main shock of the first earthquake was ~60 minutes. Based on the results of processing ionograms of height-frequency sounding obtained at the Okinawa ionospheric monitoring station and freely available on the website of the Japan National Institute of Information and Communication Technologies, the ionospheric effect of the event in question was established in the form of variations in the critical frequency of the *F*₂ layer of the ionosphere.

Keywords: earthquake, instrumental observations, magnetic field, critical frequency of the *F*₂ layer of the ionosphere, variation

УДК 551.465 (262.5)

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СОДЕРЖАНИИ CO₂ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ВОД ЧЁРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ПРЯМЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН С. К. Коновалов, Н. А. Орехова*

Поступило 16.04.2024 г.

После доработки 24.05.2024 г.

Принято к публикации 29.05.2024 г.

Представлены результаты высокоточного прямого определения CO₂ в поверхностном слое вод Чёрного моря, которые позволили впервые получить прецизионные характеристики содержания и внутригодового хода $p\text{CO}_2$. Среднегодовое значение $p\text{CO}_2$ составляет 436 мклатм, что выше среднегодового значения в приводном слое атмосферы (420 мклатм). Анализ сезонной изменчивости показал снижение величины $p\text{CO}_2$ в воде от поздневесеннего к осеннему сезону на 30%. Минимальные величины $p\text{CO}_2$ приходятся на январь–февраль, максимальные – июль. Сезонная изменчивость содержания CO₂ в приводном слое атмосферы имеет обратную зависимость – с максимальными значениями в феврале и минимальными в июле. Это указывает на различные механизмы эволюции CO₂ в приводной атмосфере и морской воде. Содержание CO₂ в атмосфере определяется внешними источниками и зависит от интенсивности сжигания ископаемого углерода. На динамику $p\text{CO}_2$ в воде существенное влияние оказывает абиотический фактор – влияние изменения температуры на растворимость CO₂ и состояние карбонатной системы. В летне-осенний период $p\text{CO}_2$ определяется комбинацией абиотического и биотического факторов – изменения температуры и интенсивности биологических процессов трансформации органического вещества. Направленность влияния этих факторов изменяется в течение года, но абиотический фактор остаётся определяющим в течение всего года.

Ключевые слова: углекислый газ, $p\text{CO}_2$, карбонатная система, Чёрное море

DOI: 10.31857/S2686739724100155

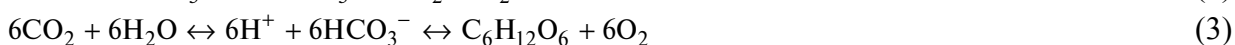
Мировой океан является значимым стоком углекислого газа – его воды содержат около 93% углерода [1] и поглощают до 25% от эмиссии углекислого газа (CO₂) антропогенного происхождения, поступающего в атмосферу [2]. Чаще всего это воспринимается как однонаправленное поглощение CO₂ из атмосферы водами океана, хотя это более сложный процесс, который может включать как поглощение, так и выделение CO₂. Направление и величина потока CO₂ зависят, прежде всего от соотношения величин парциального давления CO₂ ($p\text{CO}_2$) в атмосфере и поверхностном слое вод [3], поэтому прецизионные данные о содержании CO₂ исключительно важны.

До недавнего времени содержание CO₂ и величина $p\text{CO}_2$ в морской воде определялись расчётным методом по данным о величине щёлочности и pH [4]. Однако данный метод определения $p\text{CO}_2$ в воде недостаточно точен для оценки величины и даже направления потока CO₂ на поверхности моря. Щёлочность морской воды определяется не только карбонатной составляющей, шкала pH относительна [4, 5], необходимые для расчёта коэффициенты диссоциации угольной кислоты зависят от многих внешних факторов [4, 5]. Поскольку доля углерода в форме CO₂ мала, относительные и абсолютные ошибки при расчёте содержания CO₂ и $p\text{CO}_2$ в воде делают невозможными определение потоков CO₂ на поверхности моря с требуемой в настоящее время точностью. Именно это определяет актуальность и научную ценность прямых определений CO₂.

Морской гидрофизический институт
Российской Академии наук, Севастополь, Россия
*E-mail: natalia.orekhova@mhi-ras.ru

Диапазон изменения $p\text{CO}_2$ в атмосфере не превышает 5% [1, 2], в то время как $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое вод характеризуется значительной пространственной и временной изменчивостью. Для вод Мирового океана эти пределы составляют от 150 до 550 мкатм [1, 3]. Крайние значения этого диапазона соответствуют величинам равновесного парциального давления, которое примерно на 30–60% отличается от атмосферного $p\text{CO}_2$, которое к февралю 2024 г. достигло 425 мкмоль/моль (<https://www.co2.earth/global-co2-emissions>).

На концентрацию CO_2 , который является одним из основных параметров карбонатной системы (уравнения 1, 2) [4] влияют динамика вод [6], температура и солёность поверхностного слоя вод [4, 5], активность биологических организмов и биохимических процессов. Так, например, фотосинтез способствует снижению содержания неорганического углерода в воде, в то время как процессы его разложения — увеличению (уравнение 3) [6]. Увеличению CO_2 также способствует диспропорционирование гидрокарбонатов с образованием карбонатов кальция (уравнение 2).



Внутригодовые изменения температуры вносят существенный вклад в сезонный ход CO_2 в воде, т.к. температура вод влияет на растворимость CO_2 и смещение равновесий карбонатной системы в ту или иную сторону (уравнения 1, 2) [7]. Кроме того, влияние температуры определяет скорость изъятия или продукции CO_2 в поверхностном слое вод за счёт изменения интенсивности продукционно-деструкционных процессов (уравнение 3) [5, 6].

Внутренние моря являются одними из самых динамичных в биогеохимическом отношении систем Мирового океана и характеризуются высокими значениями скорости и пространственно-временной изменчивости первичной продукции [8–10], реминерализации и захоронения органического углерода [11, 12]. К таким экосистемам можно отнести Чёрное море — внутреннее, полузамкнутое, межконтинентальное море [13, 14]. Для этого моря характерны колебания солёности и температуры [13], высокие величины и сезонные изменения первично-продукционных процессов [8–10], высокие значения щёлочности, общего неорганического углерода [15, 16], широкий диапазон изменения кислотно-основных и окислительно-восстановительных условий [17, 18], значительная антропогенная нагрузка [14].

Ранее систематические прямые измерения CO_2 в регионе Чёрного моря не проводились, а имеющиеся данные носят эпизодический характер и не обобщались.

Целью данной работы является изучение внутригодовой динамики $p\text{CO}_2$ в поверхностном

слое вод Чёрного моря по данным прямых измерений в 2015–2021 гг., в том числе с учётом внутригодовых изменений парциального давления CO_2 в атмосфере над поверхностью Чёрного моря.

Данные были получены в ходе выполнения экспедиционных исследований на НИС “Профессор Водяницкий” в различные гидрологические сезоны — с апреля по декабрь. В соответствии с предложенным в работе [13] подходом к весеннему гидрологическому сезону были отнесены апрель–июнь; летнему — июль–сентябрь; осеннему — октябрь–декабрь. Район исследований и обобщённая схема станций отбора проб для прямого определения CO_2 представлены на рис. 1.

Анализ проб выполнялся на борту судна в процессе отбора проб, чтобы исключить возможные изменения содержания CO_2 в процессе хранения проб. Отбор проб воды осуществлялся из поверхностного слоя (1.5–3 м) с помощью погружного насоса. Отбор проб из приводного слоя атмосферы выполнялся на высоте 10 м над уровнем моря таким образом, чтобы избежать поступления CO_2 от рабочих механизмов судна. Измерения температуры, солёности поверхностного слоя вод проводились зондирующим комплексом Sea-Bird 911 plus CTD. Для прямого определения объёмной концентрации и парциального давления CO_2 приводного слоя атмосферы и поверхностного слоя вод использовался инфракрасный анализатор LI-7000, который обеспечивает измерение концентрации CO_2 в диапазоне 0–3000 мкмоль/моль и паров воды в диапазоне

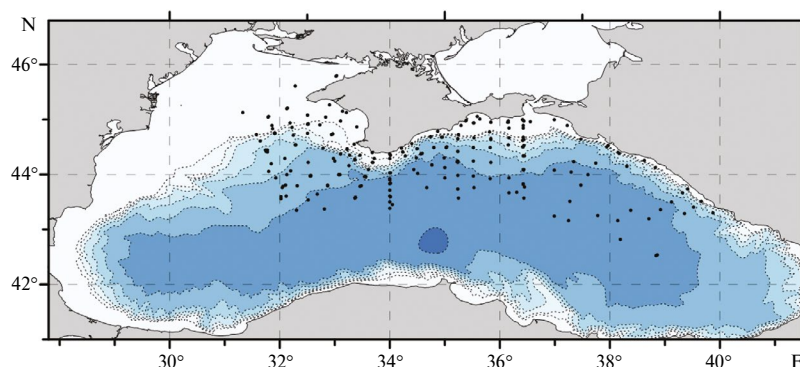


Рис. 1. Районы исследования и точки отбора проб в северной части Чёрного моря.

0–60 ммоль/моль с погрешностью 1% от измеряемого значения [19]. Калибровка прибора выполнялась ежедневно по чистому аргону (объёмная доля CO₂ = 0 ммоль/моль) и аттестованной поверочной смеси с объёмной долей CO₂ = 440 ммоль/моль. В качестве газа-носителя использовался аргон высшего сорта (объёмная доля водяного пара 0.0009%, объёмная доля углеродсодержащих соединений в пересчете на CO₂ — не более 0.00034%). Объёмную концентрацию CO₂ в воде определяли с помощью специального модуля (эквивалентатора), обеспечивающего контакт анализируемой воды и воздуха для достижения равновесного $p\text{CO}_2$ в газовой фазе. Основные данные по результатам экспедиционных исследований показаны в таблице 1.

Среднее значение $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое вод по данным прямых измерений составляет 460 мклатм, при диапазоне изменений от 324 до 570 мклатм, т.е. диапазон изменчивости $p\text{CO}_2$ составляет 25–30% от среднего значения.

Средние значения $p\text{CO}_2$ для глубоководного (глубина более 200 м) и шельфового (глубина по изобате до 200 м) районов статистически не отличались (таблица 1). С учётом этого далее рассматриваются обобщённые по акватории моря данные.

На рис. 2 а показан внутригодовой ход $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое вод (чёрная сплошная кривая), $p\text{CO}_2$ в приповерхностном слое атмосферы (синяя сплошная кривая) и $p\text{CO}_2$ в поверхностном

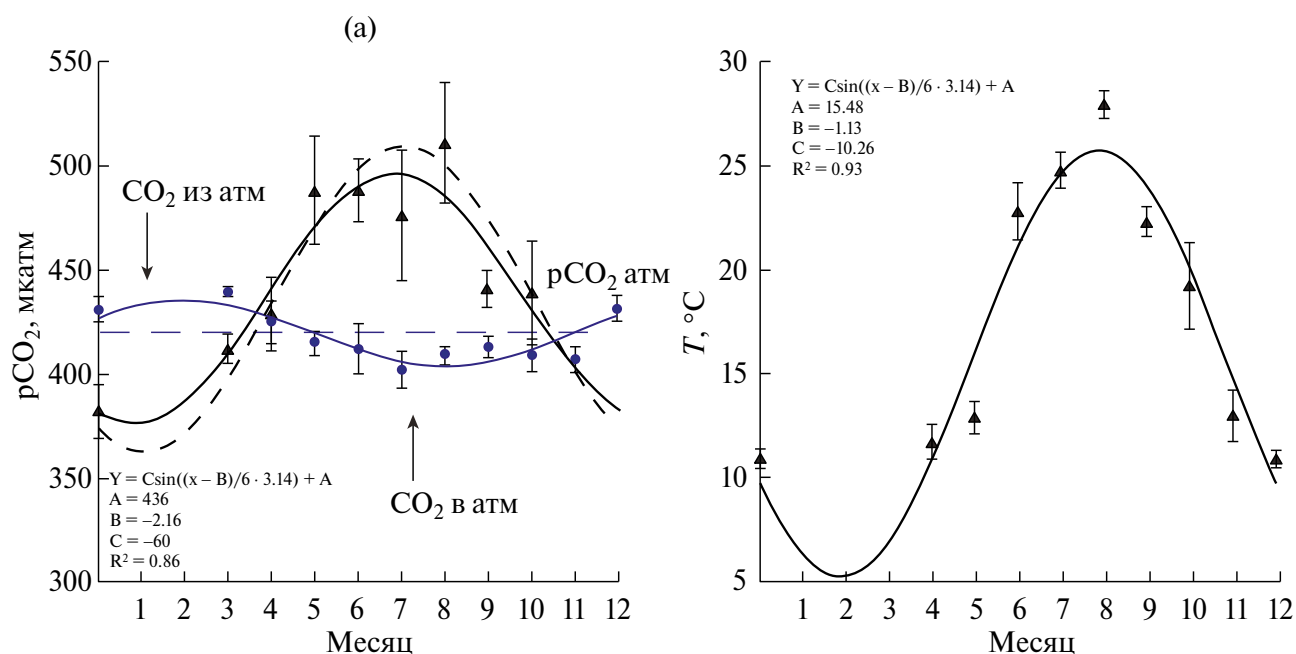


Рис. 2. Внутригодовой ход $p\text{CO}_2$ (а) и температуры (б) поверхностного слоя вод, осреднённые по натурным данным.

Таблица 1. Характеристики изменений величин $p\text{CO}_2$, температуры и солёности поверхностного слоя вод Черного моря по данным экспедиционных исследований 2015–2021 гг.

Рейс, дата (дд.мм.гг)	Шельфовые районы				Глубоководная часть			
	$p\text{CO}_2$, мкатм среднее	$p\text{CO}_2$, мкатм, диапазон	Температура (SST), °C	Солёность (SSS)	$p\text{CO}_2$, мкатм среднее	$p\text{CO}_2$, мкатм, диапазон	Температура (SST), °C	Солёность (SSS)
ПВ 81, 03.11 – 11.11.15	–	–	–	–	327±3	324–332	15.29±0.35	18.30±0.03
ПВ 87, 30.06 – 20.07.16	503±21	473–541	25.18±0.24	17.87±0.11	462±3	458–465	25.60±0.44	18.01±0.08
ПВ 89, 30.09 – 19.10.16	419±27	400–470	18.38±0.09	18.16±0.01	419	–	20.11	18.52
ПВ 91, 16.11 – 05.12.16	–	–	–	–	395±6	380–400	11.96±0.50	18.31±0.06
ПВ 94, 22.04 – 05.05.17	455±13	418–466	11.76±0.55	18.37±0.08	480±33	423–527	12.94±0.89	18.35±0.12
ПВ 95, 14.06 – 03.07.17	510±16	483–532	21.66±2.44	18.11±0.12	500±16	463–555	22.90±1.10	18.28±0.19
ПВ 98, 14.11 – 28.11.17	371±9	357–380	13.14±0.26	18.34±0.03	361±8	351–380	12.63±0.38	18.43±0.02
ПВ 101, 14.12 – 28.12.17	337±7	330–344	11.30±0.67	18.38±0.01	340±5	325–345	10.92±0.36	18.47±0.05
ПВ 102, 09.06 – 02.07.18	515	–	21.07	18.32	502±13	472–515	23.28±1.03	18.12±0.11
ПВ 108, 17.07 – 04.08.19	447±17	434–502	24.20±1.06	17.20±0.24	471±15	440–490	24.79±0.87	18.20±0.26
ПВ 114, 15.09 – 10.10.20	463±38	441–549	22.67±1.61	18.39±1.23	435±6	429–441	22.31±0.08	18.67±0.08
ПВ 117, июнь – август 2021 г.	490±17	432–500	27.86±0.36	18.24±0.31	529±21	435–570	28.08±0.72	18.72±0.25
ПВ 119, 03.09 – 28.09.21	438±9	409–466	22.81±0.56	18.32±0.10	441±8	428–470	22.00±0.64	18.53±0.19

слое вод с учётом сезонного хода атмосферного $p\text{CO}_2$ (чёрная пунктирная линия). По сглаженному профилю синусоиды по данным 2015–2021 гг. среднегодовое значение $p\text{CO}_2$ составляет 436 мкاتم (коэффициент А в уравнении на рис. 2а). Внутригодовой диапазон колебаний $p\text{CO}_2$ — ± 60 мкاتم (коэффициент С в уравнении на рис. 2 а). Данные измерений в январе–феврале отсутствуют, однако можно предположить “замыкание” кривой хода $p\text{CO}_2$ в синусоиду и его минимальные значения в этот период (рис. 2а).

Внутригодовой ход $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое вод моря аналогичен ходу температуры со смещением достижения экстремумов в 1 месяц (рис. 2). Это обусловлено тем, что увеличение температуры приводит к снижению растворимости CO_2 и одновременно — к значительному увеличению степени диссоциации угольной кислоты, как результат, росту величины $p\text{CO}_2$. В весенне-летний период отставание скорости роста $p\text{CO}_2$ от температуры (рис. 2) обусловлено связыванием CO_2 в первично-продукционных процессах.

В летне-осенний период интенсивность процессов окисления органического вещества превышает скорость первично-продукционных процессов, тем самым увеличивая скорость роста $p\text{CO}_2$. Снижение температуры в осенне-зимний период способствует смещению равновесия в сторону продукции карбонатов и изъятию CO_2 из воды (уравнение 1). Минимальные наблюдаемые величины $p\text{CO}_2$ приходятся на декабрь, при этом минимальные значения $p\text{CO}_2$ стоит ожидать в январе, затем с февраля концентрация CO_2 снова увеличивается (рис. 2 а), замыкая годовой ход $p\text{CO}_2$ в морской воде.

В январе определяющим динамику $p\text{CO}_2$ фактором должны служить абиотические процессы. Поверхностные воды недонасыщены CO_2 с учётом растворимости CO_2 и состояния карбонатной системы при более низких температурах и по сравнению с $p\text{CO}_2$ в атмосфере. В этот период наиболее активен конвективный перенос глубинных вод [13], обогащённых углекислым газом, однако вклада динамики вод недостаточно для обеспечения равновесных концентраций CO_2 . Низкие температуры поверхностного слоя вод способствуют увеличению растворимости CO_2 [4, 5], но в большей степени способствуют смещению равновесий в сторону образования карбонатов и изъятия CO_2 (уравнение 1, слева направо), тем самым приводя к минимальным

значениям $p\text{CO}_2$ в воде и переносу CO_2 из атмосферы в воду.

В конце февраля–марте в поверхностном слое вод должно наблюдаться постепенное увеличение $p\text{CO}_2$. Во-первых, начинается прогрев поверхностных вод, что приводит к сдвигу состояния карбонатной системы в сторону увеличения концентрации CO_2 . Во-вторых, сохраняющаяся интенсивная вертикальная конвекция обеспечивает поступление CO_2 и биогенных веществ с глубинными водами. Поступление биогенных веществ и прогрев поверхностных вод (рис. 2б) при достаточной освещённости обеспечивает рост фитопланктона [8], что сопровождается изъятием CO_2 в результате смещения равновесий в сторону образования карбонатов и органического вещества (уравнение 2 и 3, слева направо). Однако преобладающим процессом, обеспечивающим увеличение $p\text{CO}_2$, является сдвиг состояния карбонатной системы в сторону большего содержания CO_2 (уравнение 1, справа налево) и поступление CO_2 из атмосферы.

В апреле при росте температуры продолжающееся развитие фитопланктона должно приводить к более существенному снижению содержания CO_2 в поверхностном слое вод и увеличению содержания кислорода (уравнение 3). Однако на внутригодовом ходе видно увеличение $p\text{CO}_2$ — поверхностные воды уже пересыщены CO_2 относительно атмосферы ($p\text{CO}_2$ 438 мкاتم и 407 мкاتم соответственно) (рис. 2а). Вклад биотических факторов, по всей видимости, не является преобладающим. Вероятнее всего, в данный период увеличение температуры способствует смещению равновесий в сторону накопления CO_2 (уравнение 1, справа налево). Кроме того, формирование термоклина [13] должно ограничивать поток CO_2 в нижележащие слои вод и способствовать его накоплению в поверхностном слое вод.

Далее от апреля к августу наблюдается увеличение концентрации CO_2 , с максимальными концентрациями в июле (рис. 2а). Это обусловлено вкладом как биологического фактора — разложением образовавшегося в весенний период фитопланктона (уравнение 3, справа налево) и продолжающимся ростом температуры (рис. 2б). В этом случае, как преобладающие биологические процессы окисления органического вещества, так и сдвиг в состоянии карбонатной системы (уравнение 1, справа налево) приводят к увеличению $p\text{CO}_2$. Кроме того, в мае–июле ежегодно отмечается цветение кокколитофоров [8, 10],

фитопланктона с карбонатным скелетом, развитие которых сопровождается не только процессами трансформации органического вещества (уравнение 3), но и образованием карбонатов кальция и углекислого газа (уравнение 2). Всё это приводит к увеличению концентрации CO_2 .

В сентябре–декабре содержание CO_2 в поверхностном слое вод начинает снижаться. Снижение температуры поверхностного слоя вод, наблюдаемое в этот период (рис. 2б), способствует смещению равновесий в сторону образования карбонатов и снижению $p\text{CO}_2$ (уравнение 1, слева направо). К сентябрю интенсивность первично-продукционных процессов затухает [9] и при достаточно высоких температурах (средняя температура 22°C) должны преобладать процессы окисления органического вещества, что обеспечивает продукцию CO_2 . Из этого следует, что в данный период физические и биологические процессы обеспечивают изменения в содержании CO_2 разной направленности, но физические процессы имеют преобладающее влияние. К ноябрю–декабрю величина $p\text{CO}_2$ значительно снижается, достигая 350 мкатм, что ниже атмосферного $p\text{CO}_2$ (около 420 мкатм).

Таким образом, можно сделать вывод, что на внутригодовую динамику $p\text{CO}_2$ наибольшее влияние оказывает абиотический фактор (температура поверхностного слоя вод, а в зимний период добавляется динамика вод). Продукционно-деструкционные химико-биологические процессы, интенсивность которых также зависит от температуры, обеспечивают потребление CO_2 в весенне-летний период и его продукцию в осенне-зимний период. Однако совпадение внутри годового хода температуры и $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое вод показывает, что абиотические процессы имеют преобладающее значение, а биотические процессы могут лишь замедлить скорость роста $p\text{CO}_2$ в весенне-летний период и ускорить в осенне-зимний период года.

Интересен результат сравнения внутригодовых изменений CO_2 в воде и атмосфере (рис. 2). В то время как содержание CO_2 в воде характеризуется синусоидой с минимумом в зимний период и максимумом в летний период, для содержания CO_2 в приводной атмосфере характерен противоположный характер синусоидальных изменений с минимумом летом и максимумом зимой. Как было показано выше, содержание CO_2 в воде определяется преимущественно влиянием температуры на состояние карбонатной системы и в меньшей степени изменениями интенсивности продукционно-деструкционных процессов.

В отличие от моря, динамика содержания CO_2 в атмосфере зависит от внешних факторов: увеличение поступления CO_2 в атмосферу в результате сжигания ископаемого топлива в зимний период и преимущественное поглощение CO_2 в процессах фотосинтеза в летний период. Такой противоположный характер внутригодовых изменений содержания CO_2 в воде и атмосфере приводит к тому, что градиент $p\text{CO}_2$ дополнительно увеличивается в летний период и снижается в холодный период года из-за сезонных изменений содержания CO_2 в приводном слое атмосферы.

В качестве выводов можно отметить, что по данным прямых измерений в 2015–2021 гг. величины $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое вод изменялись в пределах от 324 до 570 мкатм, при среднем значении 460 мкатм. Статистически значимой разницы между средними величинами $p\text{CO}_2$ глубоководного и шельфового районов не было.

Внутригодовой ход средних значений $p\text{CO}_2$ характеризуется синусоидальной кривой с минимумом в январе–феврале и максимумом в июле. Внутригодовой ход $p\text{CO}_2$ совпадал с ходом температуры, что обусловлено влиянием температуры на состояние карбонатной системы. Вклад продукционно-деструкционных процессов выражен слабее по сравнению с температурным фактором.

Поскольку направление потока зависит исключительно от соотношения величин $p\text{CO}_2$ в воде и атмосфере, то можно сделать вывод, что в период с апреля по октябрь воды северной части Чёрного моря являются источником CO_2 для атмосферы, а с ноября по март — поглощают CO_2 из атмосферы (рис. 2а).

БЛАГОДАРНОСТИ

Измерения проведены в Центре коллективного пользования “НИС Профессор Водяницкий” Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра “Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН”.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН МГИ FNNN-2022-0002 “Мониторинг карбонатной системы, содержания и потоков CO_2 в морской среде Чёрного и Азовского морей” (Шифр: “Карбоновый полигон”) и гранта № 169-15-2023-002 от 01.03.2023 Федеральной службы по гидрометеорологии

и мониторингу окружающей среды “Оценка зависимости потоков CO₂ на поверхности Чёрного моря от физико-химических характеристик морской среды и получение характеристик сезонных изменений потоков”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Feely R. A., Sabine C. L., Takahashi T. et al.* Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: The global CO₂ survey // *Oceanography*. 2001. 14(4). P. 18–32.
2. *Friedlingstein P., O’Sullivan M., Jones M.W. et al.* Global carbon budget 2023 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2023. 15. 5301–5369.
<https://doi.org/10.5194/essd-15-5301-2023>
3. *Takahashi T., Sutherland S.C., Sweeney C. et al.* Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects // *Deep-sea Research Part I: Topical Studies in Oceanography*. 2002. 49. P. 1601–1622.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00003-6)
4. *Zeebe R. E., Wolf-Gladrow D.* CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes. The Netherlands: Elsevier. *Oceanogr.*, 2001. 65. 360 p.
5. *Millero F. J.* The marine inorganic carbon cycle // *Chem. Rev.* 2007. 107. P. 308–341.
<https://doi.org/10.1021/cr0503557>
6. *Cai W.-J., Xu Y.-Y., Feely R. A. et al.* Controls on surface water carbonate chemistry along North American ocean margins // *Nature Communications*. 2020. 11. 2691.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-16530-z>
7. *Makkaveev P. N.* Dissolved inorganic carbon in the ocean and climate // *Water Resources*. 2013. 40(7). P. 677–683.
<https://doi.org/10.1134/S0097807813070075>
8. *Востоков С. В., Лобковский Л. И., Востокова А. С. и др.* Сезонная и многолетняя изменчивость фитопланктона в Чёрном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла // *ДАН*. 2019. Т. 485. №1. С. 99–103.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5652485199-103>
9. *Ковалёва И. В., Суслин В. В.* Интегральная первичная продукция в глубоководных районах Черного моря в 1998–2015 годах // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38. № 4. С. 432–445.
<https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-4-432-445>
10. *Vostokov S. V., Vostokova A. S., Vazyulya S. V.* Seasonal and long-term variability of coccolithophores in the Black Sea according to remote sensing data and the results of field investigations // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. 10. 97.
<https://doi.org/10.3390/jmse10010097>
11. *Bates N. R.* Seawater carbonate chemistry distributions across the Eastern South Pacific Ocean sampled as part of the GEOTRACES project and changes in marine carbonate chemistry over the past 20 years // *Front. Mar. Sci.* 2018. 5. 398.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00398>
12. *Bauer J. E., Cai W.-J., Raymond P. A. et al.* The changing carbon cycle of the coastal ocean // *Nature*. 2013. 504. P. 61–70.
<https://doi.org/10.1038/nature12857>
13. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: Морской гидрофизический институт, 2011. 212 с.
14. *Bakan G., Büyükgüngör H.* The Black Sea // *Marine Pollution Bulletin*. 2000. 41(1–6). P. 24–43.
[https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(00\)00100-4](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(00)00100-4)
15. *Моисеенко О. Г., Коновалов С. К., Козловская О. Н.* Внутригодовые и многолетние изменения карбонатной системы аэробной зоны Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. 6. С. 42–57.
16. *Hiscock W. T., Millero F. J.* Alkalinity of the anoxic waters in the Western Black Sea // *Deep-Sea Research II*. 2006. 53. P. 1787–1801.
<https://doi.org/10.1016/J.DSR2.2006.05.020>
17. *Glazer B. T., Luther G. W., Konovalov S. K. et al.* Spatial and temporal variability of the Black Sea suboxic zone // *Deep-sea Research II*. 2006. 53. P. 1756–1768.
<https://doi.org/10.1016/J.DSR2.2006.03.022>
18. *Konovalov S. K., Murray J. W., Luther III G. W.* Basic processes of Black Sea biogeochemistry // *Oceanography*. 2005. 18(2). P. 24–35.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.39>
19. *Хоружий Д. С.* Использование приборного комплекса AS-C3 для определения парциального давления углекислого газа и концентрации неорганического углерода в морской воде // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2010. 23. С. 260–272.

NEW VISION OF CO₂ CONTENT IN THE SURFACE WATERS OF THE BLACK SEA ACCORDING TO DIRECT MEASUREMENTS

Corresponding Member of the RAS S. K. Konovalov, N. A. Orekhova[#]

*Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences,
Sevastopol, Russian Federation*

[#]*E-mail: natalia.orekhova@mhi-ras.ru*

Pioneer results of high-precision direct determination of CO₂ in the surface waters of the Black Sea have been presented in this paper. This data has made possible high precision characteristics of the content and intra-annual variations of CO₂. The average annual value of $p\text{CO}_2$ is 436 μatm , which is higher than the average annual value of the near sea surface atmosphere (420 μatm). The analysis of seasonal variability has revealed about 30% decrease in sea water $p\text{CO}_2$ from late spring to autumn. The minimum values of $p\text{CO}_2$ are detected in January – February, the maximum ones in July. Seasonal variations in the CO₂ content in the near sea surface atmosphere have revealed an inverse relationship – with maximum values in February and minimum values in July. This indicates different mechanisms of the CO₂ evolution in the air and seawater. Seasonal variations in the intensity of burning organic carbon, as external sources, influence the content of CO₂ in the atmosphere. Variations in temperature and the state of the carbonate system, as abiotic factors, govern $p\text{CO}_2$ in water. In the summer-to-autumn period, $p\text{CO}_2$ is governed by a combination of abiotic and biotic factors – variations in temperature and intensity of production and transformation of organic matter. The ratio of abiotic to biotic factors varies from season to season, but abiotic factors remain primary throughout the year.

Keywords: carbon dioxide, CO₂, carbonate system, Black Sea

УДК 534.222

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИМПУЛЬСНЫХ ПСЕВДОСЛУЧАЙНЫХ СИГНАЛОВ ИЗ ПРОТЯЖЁННОГО ШЕЛЬФА В ГЛУБОКОЕ МОРЕ ПРИ ПРИЁМЕ НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ

© 2024 г. Ю. Н. Моргунов, А. А. Голов*

Поступило 24.05.2024 г.

После доработки 03.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

Обсуждаются результаты эксперимента, проведённого в Японском море в августе 2023 г. на акустической трассе протяжённостью 144.4 км при летне-осенних гидрологических условиях. Исследован случай распространения импульсных псевдослучайных сигналов из протяжённого шельфа в глубокое море при осуществлении приема на глубинах 69, 126, 680 и 914 метров. Анализ экспериментально полученных импульсных характеристик показал, что на всех горизонтах фиксируется группа лучевых приходов длительностью около 0.5 с с максимальным в центре. Эксперимент по приёму широкополосных импульсных сигналов с центральной частотой 400 Гц проводился на удалении 144.4 км от источника навигационных сигналов (ИНС), установленного на шельфе на глубине 30 м при глубине моря 45 метров. Для приёма сигнальной информации была использована система с распределёнными по глубине до 1000 метров гидрофонами с возможностью длительной регистрации сигналов на фиксированных глубинах или в процессе погружения. Результаты экспериментов позволили исследовать импульсные характеристики акустического волновода, рассчитать эффективные скорости распространения сигналов, принимаемых на различных глубинах, а также сформулировать выводы о возможности решения задач климатического мониторинга морских акваторий с использованием измерительных автономных необитаемых подводных аппаратов (АНПА) на горизонтах до 1000 метров.

Ключевые слова: гидроакустическое зондирование, глубоководный приём, контроль изменения климата, сложные фазоманипулированные сигналы

DOI: 10.31857/S2686739724100164

Исследования взаимодействия гидроакустических и гидрофизических полей в слоистой водной среде при сложном рельефе дна актуальны при решении задач акустической дальнометрии и термометрии в интересах климатического мониторинга морских акваторий. В важных для практики случаях требуется проведение специальных экспериментов, направленных на выявление особенностей формирования акустических полей, которые могут повлиять на эффективность функционирования гидроакустических комплексов и систем на подводных объектах различного назначения. Особенно это важно при проведении разработок систем

позиционирования и управления измерительными автономными необитаемыми подводными аппаратами (АНПА), функционирующих в сотнях километров от источников навигационных и информационных сигналов, размещаемых вблизи береговой черты. Технология создания таких систем разрабатывается на протяжении последних лет в ТОИ ДВО РАН на основе полученных фундаментальных результатов по особенностям распространения низкочастотных псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море [1–5].

В работе [1] авторами убедительно показана возможность эффективного решения задач акустической дальнометрии в Японском море в осенне-летний период на расстояниях до 200 миль от источника навигационных сигналов, расположенного вблизи (400 метров) береговой черты. Эти результаты базируются на эффекте “акустического оползня”, который заключается

Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: golov_alexander@inbox.ru

в фокусировке акустической энергии на шельфе, переходе её на ось подводного звукового канала (ПЗК) в глубоком море и далее распространяться по траектории близкой к прямолинейной [2–4]. Такой характер распространения звука из шельфа в глубокое море позволяет использовать простой алгоритм расчёта расстояния, заключающийся в умножении скорости звука на оси ПЗК на время распространения максимального по интенсивности прихода акустической энергии в импульсной характеристике канала. Данная технология разработана и апробирована для обязательного нахождения АНПА вблизи оси ПЗК, и в некоторых случаях это условие существенно ограничивает возможности эффективного выполнения миссий АНПА.

Целью данного исследования было проведение экспериментов, направленных на обоснование применимости эффекта “акустического оползня” для решения задач позиционирования автономных подводных аппаратов при их функционировании на глубинах, существенно превышающих глубину оси подводного звукового канала (ПЗК). Исследования строились таким образом, чтобы реализовать измерения импульсных характеристик волновода, включающего шельф и глубокое море, при приёме низкочастотных фазоманипулированных сигналов на глубинах до 1000 метров и удалении от источника сигналов на расстояние около 144 километров. Импульсные характеристики использовались для расчётов эффективных скоростей распространения звука при приёме сигналов на различных глубинах.

Эксперименты заключались в приёме на различных глубинах сложных фазоманипулированных сигналов, излучаемых источником, расположенном на шельфе, и вычислении импульсных характеристик волноводов путём свертки принятых сигналов с репликой излученного. Методика проведения эксперимента была следующей. В 150 метрах от береговой черты на глубине 25–30 метров (при глубине моря 40 метров) был вывешен с борта судна широкополосный излучатель, соединённый кабелем с бортовым постом управления. Один раз в 6 минут излучался сложный фазоманипулированный сигнал (М-последовательность, 1023 символов, 16 периода несущей частоты на символ) с центральной частотой 400 Гц. Длительность сеансов излучения составила более 12 часов. Условия эксперимента характеризовались наличием протяжённого 60-километрового шельфа и слабым градиентом изменения скорости звука с глубиной на

шельфе из-за влияния прошедшего ранее тайфуна “KHANUN”. Схема эксперимента приведена на рис. 1.

Для приёма сигнальной информации применялась специально разработанная для этих целей распределённая вертикальная приёмная система, которая состоит из нескольких автономных ненаправленных гидрофонов, размещаемых в произвольных точках на фале длиной свыше 1000 м, который соединён с дрейфующей вехой. На вехе установлен GPS-приёмник с передачей информации о местоположении системы по радиоканалу на обеспечивающее судно. Каждый автономный гидрофон представляет собой устройство, предназначенное для непрерывной регистрации звукового давления.

С яхты “Светлана” осуществлялась постановка приёмной системы следующим образом. На фале с помощью быстростъёмных зажимов крепились автономные гидрофоны. Глубина крепления каждого гидрофона задавалась после проведения гидрологических измерений для решения целевой задачи эксперимента. В нашем случае это были глубины 69, 126 метров (глубина оси ПЗК), 680 и 914 метров, на которых регистрировались длительные сеансы излучения после постановки приёмной системы. Гидроакустическая информация с этих же гидрофонов в непрерывном режиме принималась при погружении и подъёме.

Анализ зависимости структуры импульсных характеристик от глубины, приведённых на рис. 2, показывает, что сигнал начинает фиксироваться приёмной системой с глубины 69 метров и достигает максимума амплитуды на глубине 126 метров, что соответствует заглублению оси ПЗК. При этом на всех глубинах энергия сигнала в основном канализируется в 0.5-секундной пачке импульсов с максимальным ближе к середине. Неожиданно схожие импульсные характеристики, полученные на оси ПЗК и на других глубинах, могут быть объяснены особенностями вертикального разреза скорости звука (ВРСЗ) на протяжённом шельфе, обусловленного сильным перемешиванием воды после тайфуна (рис. 3). Отсутствие ярко выраженного придонного канала распространения (см. сравнение с ВРСЗ 2022 года) привело к большей засветке приосевых глубин ПЗК.

Тем не менее, отмечается самая большая амплитуда максимального прихода акустической энергии на горизонте 126 метров, что подтверждает распространение по траектории, близкой к прямолинейной.

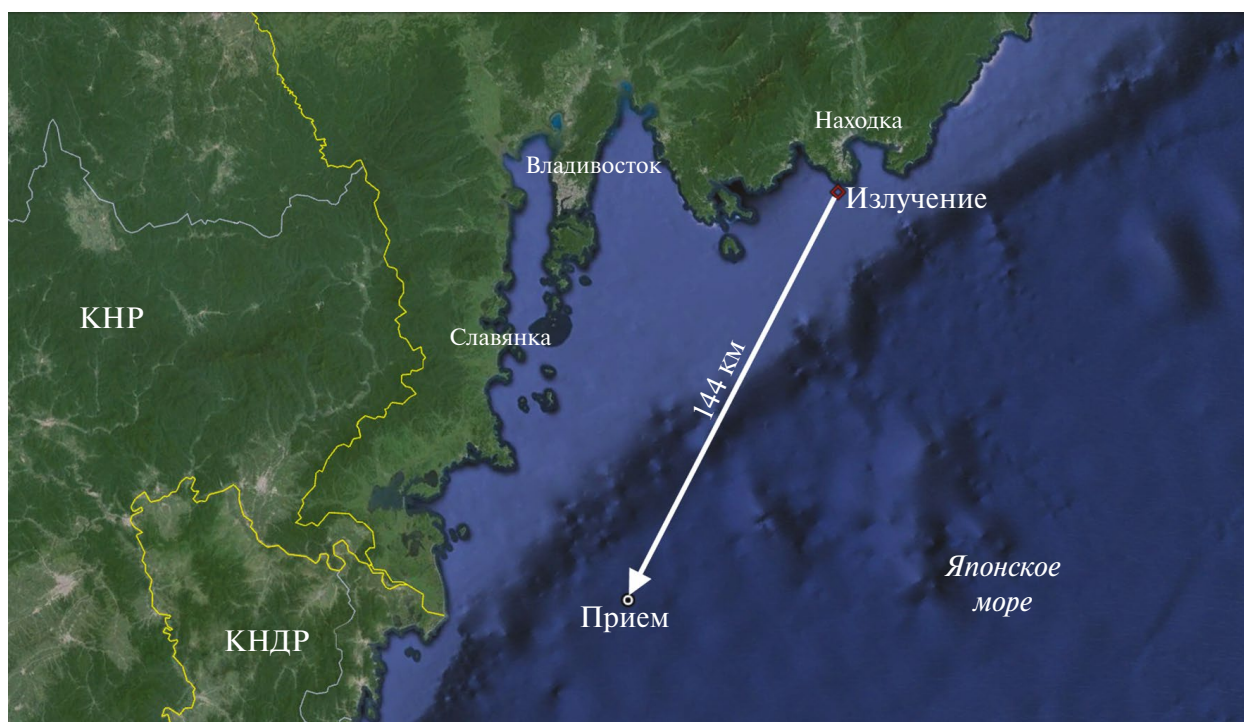


Рис. 1. Схема эксперимента на карте.

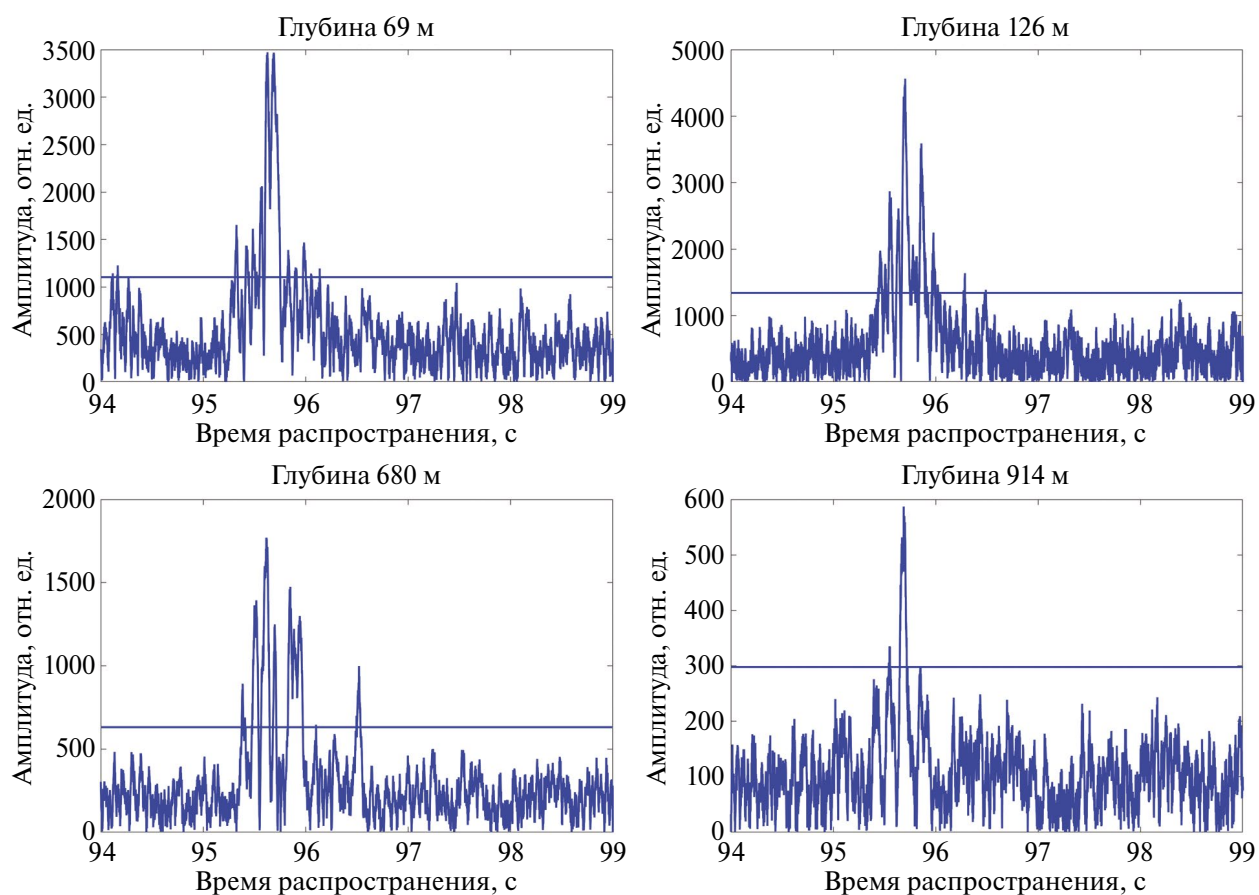


Рис. 2. Импульсные характеристики волновода, полученные на горизонтах 69, 126, 680, 914 метров.

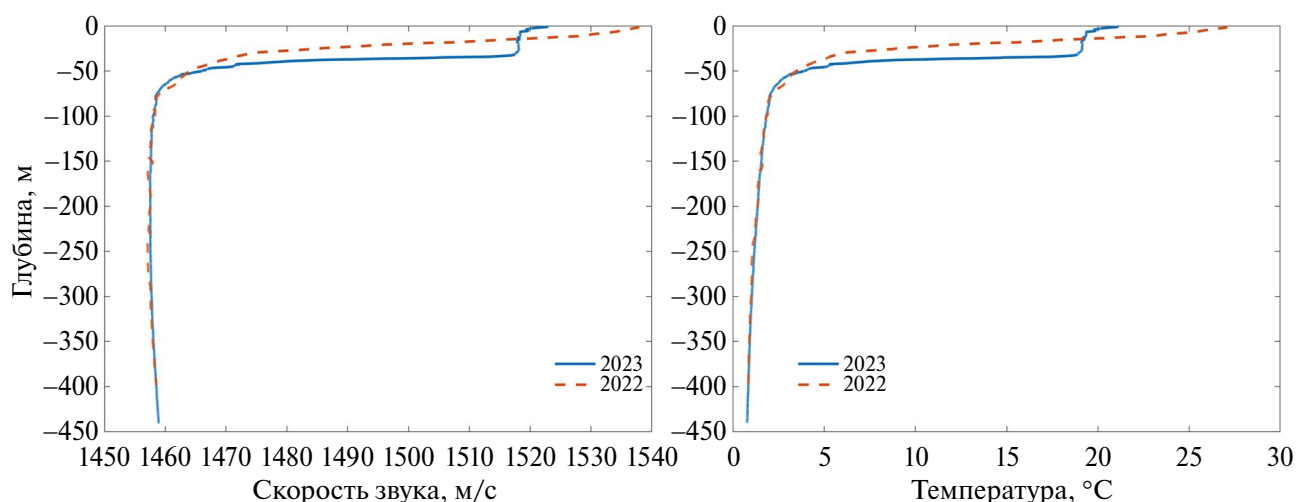


Рис. 3. Измеренные STD-зондом вертикальное распределение скорости звука (а) и температуры (б) по глубине в 2022 и 2023 годах.

Для решения целевой задачи исследования были произведены расчёты эффективной скорости прохождения импульсных сигналов от ИНС до приёмников, расположенных на разных глубинах. Эффективные скорости рассчитывались путём деления значений расстояния между источником и приёмником на момент регистрации сигнала по данным GPS на время распространения, определённое по моменту регистрации максимального пика импульсного отклика. Результаты расчётов позволили зафиксировать очень важную закономерность, которая заключается в приблизительном равенстве эффективных скоростей (1478 м/с) на глубине расположения оси ПЗК и на глубинах вплоть до максимальной. Физически этот важный для практики результат может быть качественно объяснён на языке лучевой теории распространения звука следующим образом. Максимальная концентрация акустической энергии вблизи оси ПЗК формируется сигналами, распространяющимися под углами, близкими к нулевым, со скоростью, мало отличающейся от скорости звука на оси ПЗК [1–4]. Зафиксированные в эксперименте на больших глубинах (значительно ниже оси ПЗК) приходы импульсов соответствуют звуковым волнам, распространяющимся под большими углами к оси канала. Эти импульсы проходят по лучевым траекториям большей длины, с точками поворота лучей на больших глубинах, где скорость звука существенно выше, чем на оси ПЗК. В нашем случае оказывается, что эти факторы – увеличение длины траектории и прирост скорости звука – уравнивают друг друга, что и

приводит к приблизительному равенству эффективных скоростей распространения на всех горизонтах. Следует подчеркнуть, что приведённые результаты имеют очень важное прикладное значение при решении задач управления АПА при выполнении миссий на больших (сотни км) удалениях от ИНС и больших глубинах (до 1000 м).

В ранних работах авторов [1, 3–5] было экспериментально показано, что ошибки измерения расстояний акустическими методами при использовании в расчётах времени распространения навигационных сигналов и значений скорости звука на оси ПЗК не превышают 100–150 метров при удалении АНПА до 200 миль. Следовательно, приведённые выше результаты о равенстве эффективных скоростей при приёме на глубинах до 1000 метров и скорости звука на оси ПЗК позволяют рассчитывать на такие же точности позиционирования АНПА при выполнении миссий на глубинах до 1000 метров.

В заключение сформулируем основные результаты и выводы, полученные при выполнении целевой задачи исследования.

1. Показано, что ИНС, размещённый вблизи берега на глубине 35 метров на шельфе Японского моря, развивающий акустическое давление более 7000 Па/1м, позволяет обеспечить необходимое превышение сигнала над помехой для корреляционной обработки навигационных сигналов на всех глубинах от 69 до 914 метров при удалении от ИНС на 144 км. При этом, звуковое поле в глубоком море, возбуждаемое источником на шельфе, не обнаруживает

сколь-нибудь выраженных зон тени. Глубины от 69 до 1000 м засвечены весьма равномерно, что позволяет обеспечивать устойчивый прием навигационных сигналов в любом слое между этими горизонтами.

2. Выявлены важные для практики особенности формирования импульсного отклика волновода после воздействия мощного тайфуна “KHANUN”, прошедшего через исследуемую акваторию. Отсутствие придонного звукового канала на шельфе (обычно формируемого в летние месяцы) из-за перемешивания воды привело к тому, что структура импульсных характеристик волновода на всех глубинах представляет собой пачку импульсов длительностью 0.5 секунды с максимальным по амплитуде импульсом, расположенным ближе к середине. При этом зафиксировано, что времена приёма и эффективные скорости распространения максимальных импульсов приблизительно одинаковы на всех глубинах и могут эффективно применяться для решения задач позиционирования измерительных АНПА при их функционировании на глубинах до 1000 метров.

3. Уникальность и важность для практики экспериментальных результатов, полученных с применением сценария реального позиционирования группы макетов АНПА на глубинах до 1000 метров, предполагает проведение дальнейших расширенных исследований с использованием методов теоретического моделирования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспериментальные исследования финансированы и выполнены в рамках госбюджетной тематики ТОИ ДВО РАН: Тема “Разработка методологии исследования сложных акустических систем и сред”. Регистрационный номер:

124022100075-6. Анализ и интерпретация данных финансированы и выполнены в рамках темы “Разработка системы климатического мониторинга дальневосточных морей России и северо-западной части Тихого океана на основе мультиплатформенных наблюдений и оперативного гидродинамического моделирования”, 2023–2024 гг. По гос. регистрации 123072000039-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Безответных В. В., Буренин А. В., Моргунов Ю. Н., Половинка Ю. А.* Экспериментальные исследования особенностей распространения импульсных сигналов из шельфа в глубокое море // Акуст. журн. 2009. Т. 55. № 3. С. 374–380.
2. *Wolfson M. A., Spiesberger J. L., Tappert F. D.* Internal wave effects on long-range ocean acoustic tomography // The Journal of the Acoustical Society of America. 1995. V. 97. P. 3235.
3. *Акуличев В. А., Безответных В. В., Буренин А. В., Войтенко Е. А., Моргунов Ю. Н.* Эксперимент по оценке влияния вертикального профиля скорости звука в точке излучения на шельфе на формирования импульсной характеристики в глубоком море // Акустический журнал. 2010. Т. 56. № 1. С. 51–52.
4. *Моргунов Ю. Н., Безответных В. В., Буренин А. В., Войтенко Е. А.* Исследование влияния гидрологических условий на распространение псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море // Акустический журнал. 2016. Т. 62. № 3. С. 341–347.
5. *Безответных В. В., Буренин А. В., Голов А. А., Моргунов Ю. М., Лебедев М. С., Петров П. С.* Экспериментальные исследования импульсной характеристики волновода японского моря с использованием псевдослучайных последовательностей в навигации подводных объектов // Акустический журнал. 2021. Т. 67. № 3. С. 291–297.

PROPAGATION FEATURES OF PULSE PSEUDO-RANDOM SIGNALS FROM AN EXTENDED SHELF INTO THE DEEP SEA DURING RECEPTION AT DIFFERENT DEPTHS

Yu. N. Morgunov, A. A. Golov[#]

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*E-mail: golov_alexander@inbox.ru*

The article discusses the results of an experiment conducted in the Sea of Japan in August 2023 on an acoustic path with a length of 144.4 km under summer-autumn hydrological conditions. The study focused on the propagation of pulsed pseudo-random signals from an extended shelf into the deep sea

when received at depths of 69, 126, 680, and 914 meters. An analysis of the experimentally obtained impulse characteristics revealed a group of ray arrivals with a duration of approximately 0.5 sec, with a maximum close to a center at all depths. The experiment involved receiving broadband pulse signals with a central frequency of 400 Hz at a distance of 144.4 km from the source of navigation signals (SNS) located on the shelf at a depth of 30 m and a sea depth of 45 meters. Signal information was received using a system equipped with hydrophones distributed up to a depth of 1000 meters, allowing for long-term signal recording at fixed depths. The experimental findings facilitated the study of impulse characteristics of the acoustic waveguide, determination of effective signal propagation speeds at different depths, and formulation of conclusions regarding the potential for utilizing autonomous underwater vehicles (AUVs) for climate monitoring of marine areas at depths up to 1000 meters

Keywords: hydroacoustic sounding, deep-sea reception, climate change monitoring, complex phase-shift keying signals

УДК 581.5

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЫЛЬЦЫ ХВОЙНИКА ДАУРСКОГО *EPHEDRA DAHURICA* TURCZ. КАК ИНДИКАТОР ВЛАЖНОСТИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2024 г. С. А. Решетова^{1,2}, Е. В. Безрукова¹, академик РАН М. И. Кузьмин¹

Поступило в редакцию 07.03.2024 г.

После доработки 29.05.2024 г.

Принято к публикации 17.06.2024 г.

Изучение гербарных материалов хвойника даурского *Ephedra dahurica* Turcz., собранного в районе Торейских озёр в разные годы, выявило морфологическую изменчивость его пыльцевых зёрен. Установлена обратная зависимость развития количества борозд и рёбер пыльцевого зерна от значений температуры и влажности за время вегетационного периода. Во влажные сезоны растение продуцирует пыльцевые зёрна с небольшим количеством борозд. Количество борозд увеличивается в сухие и прохладные вегетационные периоды.

Ключевые слова: Восточная Сибирь, Забайкалье, пыльца, *Ephedra dahurica*, климатические условия

DOI: 10.31857/S2686739724100179

ВВЕДЕНИЕ

Различные виды хвойника *Ephedra* широко распространены во многих засушливых регионах мира: юго-востоке Северной Америки, в Южной Европе, Северной Африке, Юго-Западной и Центральной Азии, Северном Китае и западной части Южной Америки. Его пыльцевые зёрна хорошо отличаются от пыльцы остальных растений, поэтому они часто включаются в число таксономически важных единиц в палеогеографических исследованиях, поскольку установлено, что наличие пыльцы хвойника указывает на сухой и континентальный климат [1–3]. Более того, степная растительность и, в частности, представители рода *Ephedra*, являются одним из ключевых маркеров этапов усиления/ослабления аридизации Азии в прошлом и в значительной мере связаны с активностью восточной-азиатской муссонной системы [3]. Поэтому, изменчивость относительного обилия пыльцы эфедры в разнотелетических отложениях позволяет судить

не только о климатических условиях времени формирования этих отложений, но и, в определённой степени, об особенностях циркуляции атмосферных систем северного полушария в прошлом.

Многочисленные предыдущие исследования морфологии пыльцевых зёрен хвойника проводились в связи с решением вопросов таксономии, пыльцевой продуктивности, способности пыльцы к рассеиванию, биологии опыления, эволюционной истории, биогеографии, экологии и репродуктивной биологии порядка гнетовых Gnetales [4–6]. Но, как оказалось, особенности морфологии пыльцевых зёрен растений могут нести информацию, в том числе и о природно-климатических условиях времени формирования зёрен. Так, например, морфологические исследования пыльцы шелковицы *Broussonetia papyrifera* (L.) Vent. с помощью световой микроскопии показали сезонные и региональные различия в размерах пыльцы и морфологии экзины из-за меняющихся климатических условий [7]. Анализ данных о морфологии пыльцы восьми видов розоцветных и интенсивности её высыхания в зависимости от температуры, потенциальной эвапотранспирации и высоты местности над уровнем моря привёл к сложным результатам [8].

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

²Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской Академии наук, Чита, Россия

*E-mail: srescht@mail.ru

Для Восточной Сибири и для Забайкалья, в частности, исследования морфологии пыльцы хвойника не проводились, несмотря на высокую значимость его пыльцы в палеогеографических реконструкциях. Поэтому, целью предлагаемой работы стало изучение морфологии современной пыльцы хвойника даурского *Ephedra dahurica* Turcz. для выяснения возможного влияния климатических условий Забайкалья в годы отбора пыльцы на формирование особенностей её зёрен. Результаты исследований в краткой форме были доложены на Всероссийских конференциях и опубликованы в тезисах. В предлагаемой статье представлен весь комплекс полученных результатов.

СОВРЕМЕННЫЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ландшафты Забайкалья формировались в условиях горного рельефа и резко континентального восточносибирского типа климата, а также под влиянием их уникального положения в экотонной области между горной тайгой на севере, монгольскими степями на юге

и хвойно-широколиственными лесами Приамурья на востоке [9]. На изучаемой территории преобладают широкие плосковершинные хребты высотой от 1000 до 1500–1800 м над уровнем моря, простирающиеся с запада-юго-запада на восток-северо-восток и разделённые котловинообразными межгорными понижениями, дно которых располагается на высотах от 500 до 900–1000 м над у.м.

Господство антициклонального режима атмосферы обуславливает большое количество солнечных дней. Средние температуры января изменяются от -23°C на юге до -30 , -33°C на севере и юго-востоке, а абсолютные минимумы достигают -50 – -58°C . Лето тёплое, местами жаркое. Средняя температура июля на равнинных участках на юге области изменяется от 19 до 22°C , но в некоторые дни жара достигает 35 – 40°C . Заморозки случаются даже в июле и августе.

В степных районах Забайкалья среднегодовая сумма атмосферных осадков составляет 200–300 мм/год осадков. 60–70% их годовой суммы приходится на июль и август в виде сильных дождей. Весной и в июне дожди бывают редко,

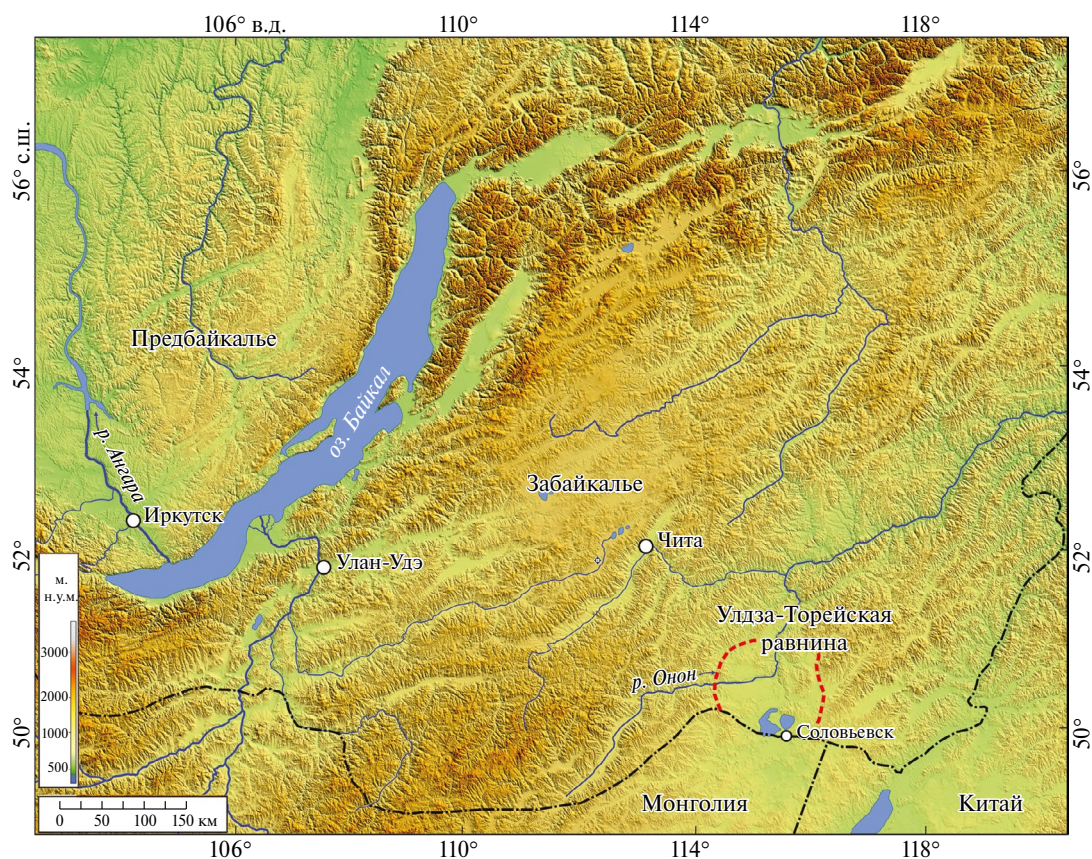


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

в связи с чем в степных районах наблюдаются засухи. Мощность снежного покрова не велика даже в горной тайге, а в некоторых степных котловинах Восточного Забайкалья составляет всего 5–10 см.

Территория исследования располагается на юге Забайкалья в пределах Ульдза-Торейской равнины на границе России и Монголии (рис. 1). Вертикальная поясность растительности на равнине не проявляется. Здесь, на холодных, глубоко промерзающих зимой, недостаточного влажных почвах почти повсеместно господствуют степи. Они относятся к варианту криоксерофильных центральноазиатских настоящих степей [10] с преобладанием ксерофитных сухих степей: тонконоговых, ковыльных, вострорецовых и пижмовых. В степных сообществах встречается 2 вида эфедры: односемянная *Ephedra monosperma* J.G.Gmel. ex C.A.Mey. и даурская *Ephedra dahurica* Turcz (синонимы *Ephedra pseudodistachya* Rachom. или *Ephedra sinica* Auct) [11]. По мнению Г.А. Пешковой *Ephedra sinica* существенно отличается от *Ephedra dahurica* и является самостоятельным видом [12].

Эфедра даурская представляет собой кустарничек высотой 15–30 см. Растёт на равнинных степях, у подножия склонов, среди зарослей ильма низкого *Ulmus pumila* L., на песчаных дюнах, вершинах сопок и скальных осыпях. Цветёт в мае–июне.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ ПЫЛЦЕВЫХ ЗЁРЕН РОДА EPHEDRA

Пыльцевое зерно эфедры имеет, как правило, удлинённую эллипсоидальную форму, в экваториальной проекции очертание зёрен овальное или округлое, в полярной проекции – округлое [13]. Размер зёрен изменяется от 10 до 80 мкм по длинной оси [14]. Пыльца имеет борозды и рёбра (от 4–20), сходящиеся у полюсов (рис. 2).

На дне борозды пыльцевого зерна находится эластичная полоска верхней оболочки, которая является приспособлением эфедры к среде обитания с изменяющимся водным режимом [15].

Существует мнение [16], что по морфологическим признакам эфедра односемянная представляет собой продукт гибридизации эфедры хвощевой *Ephedra equisetina* Bunge (секция *Monospermae*) и вида из секции *Ephedra*, близкого к эфедре даурской или эфедре средней *Ephedra intermedia* Schrenk & C.A.Mey. Все эти виды, за исключением эфедры даурской, характеризуются наличием 4–14 борозд на поверхности

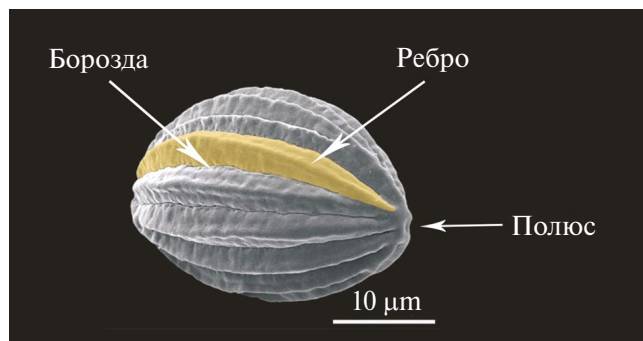


Рис. 2. Многобороздное и многорёберное современное пыльцевое зерно *Ephedra* под электронным микроскопом, фото по [13].

пыльцевых зёрен. *Ephedra sinica*, распространённая в том числе и на смежной территории – в Северном Китае и Монголии, имеет от 4 до 10 борозд [14].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для изучения послужили пыльцевые зёрна эфедры даурской (рис. 3 А), полученные из пыльников растений гербария Забайкальского государственного университета разных лет сбора с контрастными климатическими данными за время вегетационного периода и время цветения. Растения были собраны в 2000, 2003, 2005 и 2011 годах в июне месяце на Улдза-Торейской равнине. Изучено 8 гербарных растений (3 образца 2000 года, 2 – 2003 года, 2 – 2005 года и 1 образец 2011 года). С каждого растения в одну пробу отбирались несколько микростробилов, что приводило к усреднению материала пробы. Для микроскопического исследования образцы пыльцы кипятились в щелочи 3–5 минут с последующим отмыванием дистиллированной водой до нейтральной среды и затем уже с декантацией. Затем для изучения каждого пыльцевого зерна в полярном и экваториальном положениях изготавливались временные препараты с использованием глицерина. Этим же обстоятельством объясняется приоритет использования биологического микроскопа перед электронным. Анализ выполнен с помощью светового микроскопа Axiolab “Zeiss”. Образцы просмотрены при увеличении в 400 и 630 раз. Для исследования были выбраны четыре параметра: экваториальный диаметр (ЭД), длина полярной оси (ПО), отношение полярной оси к экваториальному диаметру (ПО/ЭД) и количество борозд (рис. 3 Б). Количество борозд и рёбер подсчитывалось в полюсном положении

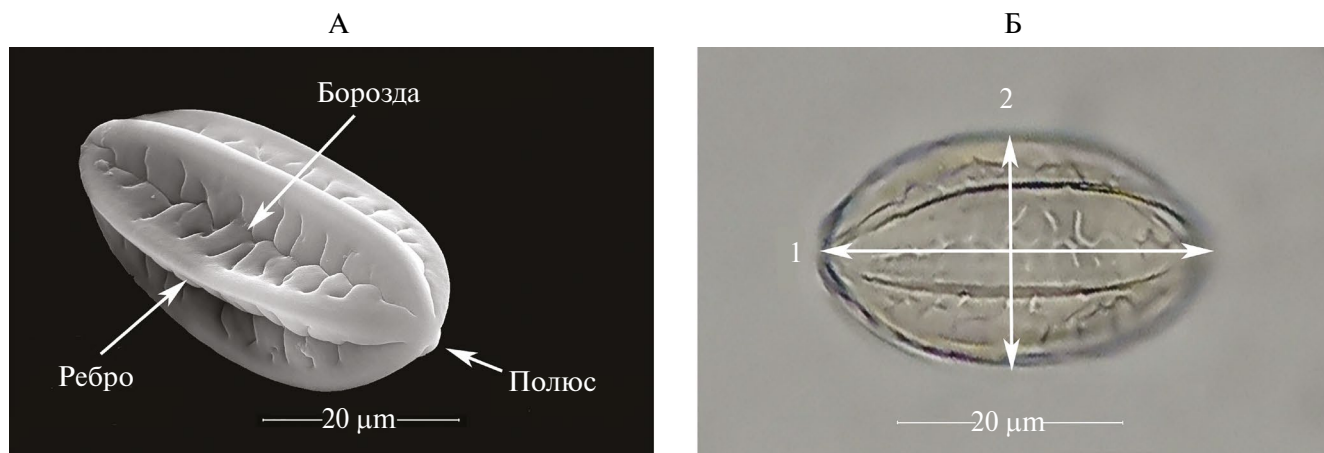


Рис. 3. Внешний вид пыльцевого зерна эфедры даурской (*Ephedra dahurica* Turcz). А – Пыльцевое зерно под электронным микроскопом; Б – Пыльцевое зерно под световым микроскопом. 1 – экваториальный диаметр (ЭД); 2 – полярная ось (ПО).

пыльцевого зерна. Всего изучено 4000 пыльцевых зёрен. У 2000 из них выполнены замеры осей. В пыльниках каждого года сбора исследовано не менее 500 зёрен. Снимки высокого разрешения выполнены с помощью растрового электронного микроскопа FEI Company “Quanta” 200 (ЛИН СО РАН).

Данные о значениях суммы атмосферных осадков и температуры для метеостанции Соловьёвск в годы сбора гербарного материала взяты из [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований морфологии пыльцы эфедры даурской показали большую вариативность в размерах и форме её пыльцевых зёрен. Минимальный размер соответствовал 13.2 мкм, а максимальный – 70.4 мкм. Встречены овальные, продолговато-овальные и округлые зёрна. В образцах присутствовали скопления недоразвитых, плохо распознаваемых пыльцевых зёрен.

В полюсном положении (рис. 4) наблюдались зёрна с разнообразным количеством борозд/рёбер от 4 до 12, возможно и более, рис. 4 (20). Борозды и рёбра у многобороздных зёрен иногда раздваивались, рис. 4 (20). Некоторые зёрна имели два полюса, рис. 4 (7, 8).

В образцах пыльцы 2000 и 2011 года установленное количество борозд изменялось от 4 до 8, рис. 4 (1–16). В их пыльниках преобладали пяти- и шести-бороздные зёрна, рис. 5А, Б. Совсем

незначительную долю составляла пыльца с 4, 7, и 8 бороздами. В образцах 2003 и 2005 увеличивается количество семи- и восьми-бороздной пыльцы, появляется пыльца с 9–12 бороздами, рис. 5 В, Г. В образце этого года не было обнаружено четырёх-бороздной пыльцы.

Анализ климатических параметров территории произрастания растения показал, что 2000 год характеризовался высокими значениями среднегодовой суммы атмосферных осадков. Интересно, что и сумма осадков предыдущего года также была высокой (рис. 6). Сумма осадков вегетационного периода 2000 года и температуры воздуха в период цветения также были высокими.

Из рис. 6 видно, что 2003 год был самым засушливым и прохладным, а 2005 и 20011 характеризовались промежуточными значениями перечисленных параметров.

Корреляция минимальных, средних и максимальных значений ПО, ЭД, ПО/ЭД и количества борозд пыльцевых зёрен эфедры даурской разных лет сбора показала высокую степень сходства в пределах каждого года. Между средними и минимальными значениями коэффициент корреляции составлял $K=0.89$, между средними и максимальными он равнялся 0.85, поэтому для сравнения были взяты средние значения каждого из измеренных параметров.

Для определения степени отличия средних значений разных лет выполнен дисперсионный анализ ANOVA с последующим тестом Тьюки (R Development Core Team, 2014). При тестировании статистически значимые отличия

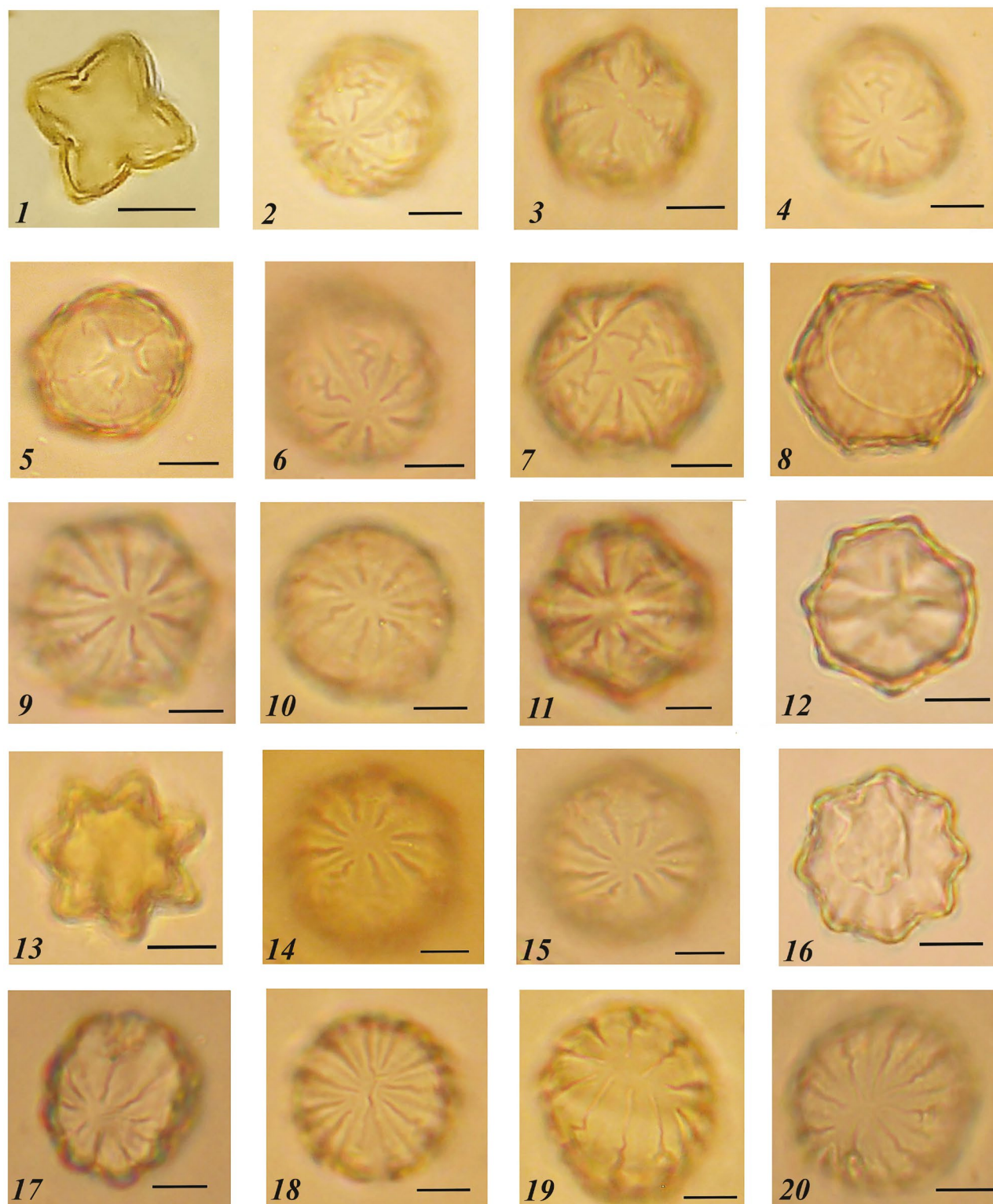


Рис. 4. Пыльцевые зерна эфедры даурской *Ephedra dahurica*. Вид с полюса. Масштабная линия соответствует 10 мкм. 1 – четырех-бороздное; 2, 3, 5 – пяти-бороздное; 4, 6–9 – шести-бороздное; 10–13 – семи-бороздное; 14–16 – восьми-бороздное; 17 – девяти-бороздное; 18, 19 – десяти-бороздное; 20 – шестнадцати(?)-бороздное.

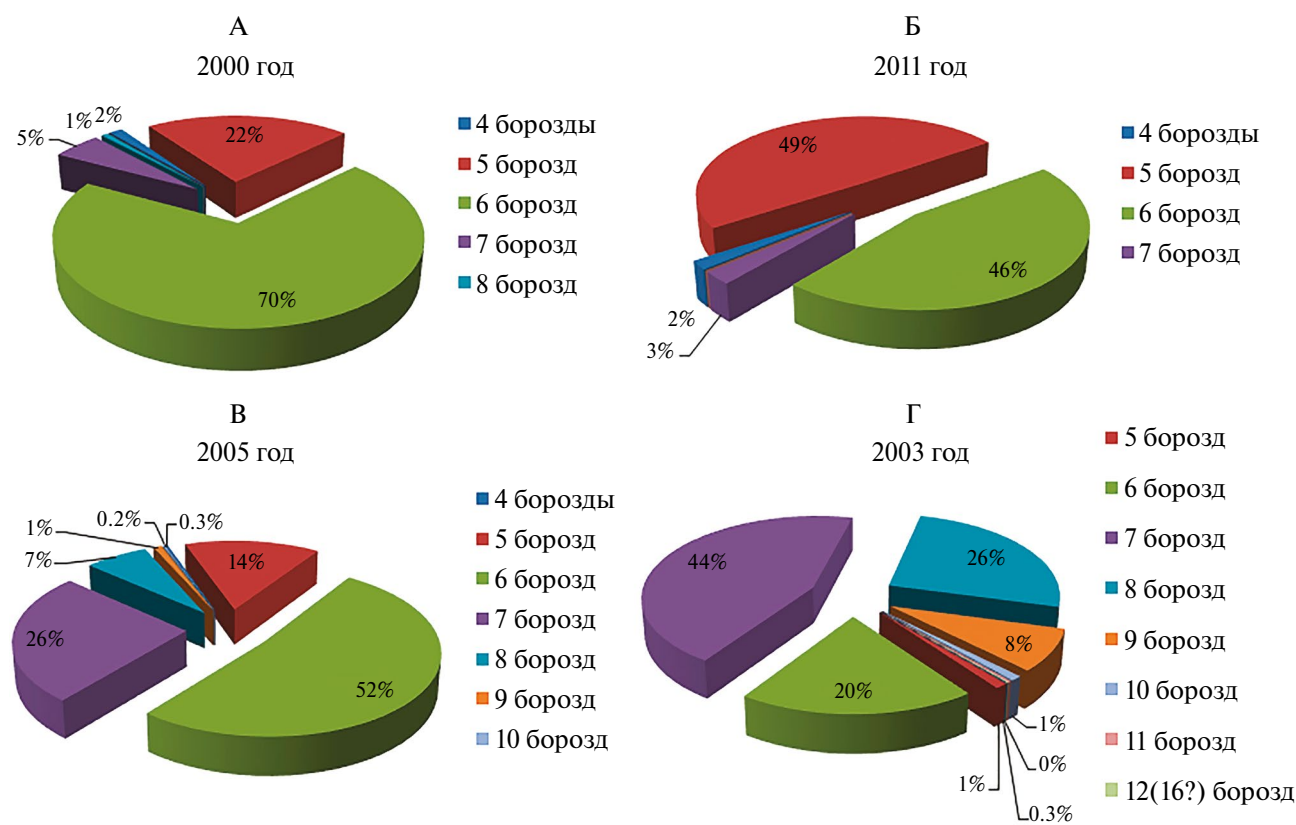


Рис. 5. Процентное соотношение морфологически разных пыльцевых зёрен в пыльниках *Ephedra dahurica* Turcz. разных лет.

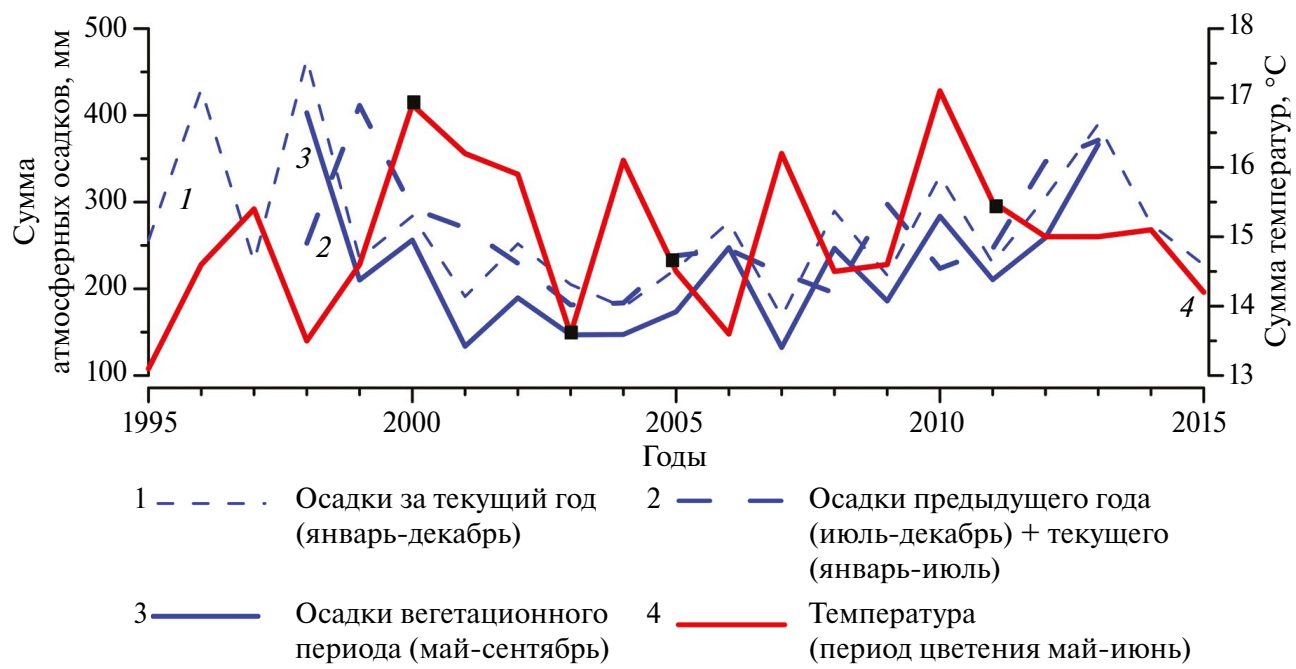


Рис. 6. Изменение суммы атмосферных осадков и температуры (по данным метеостанции Соловьёвск).

были получены для количественных характеристик борозд пыльцевых зёрен из образцов всех изученных лет, в то время как для параметра ПО/ЭД и ЭД $p \gg 0.05$, свидетельствуя о близких значениях этих параметров между собой.

В итоге, сравнение среднего количества борозд пыльцевых зёрен разных лет с величинами значений температуры и атмосферных осадков (рис. 7) по данным метеостанции Соловьёвск показало их обратную зависимость.

С повышением температуры и влажности за время вегетационного периода с мая по сентябрь эфедра даурская воспроизводила, в основном, пыльцу с незначительным количеством борозд (4–8) и, наоборот, при ухудшении климатических условий у растения появлялась много-бороздная и много-рёберная (9 и больше) пыльца. Для пыльцевых зёрен 2003 года были характерны скопления недоразвитой пыльцы наряду с её карликовыми разновидностями.

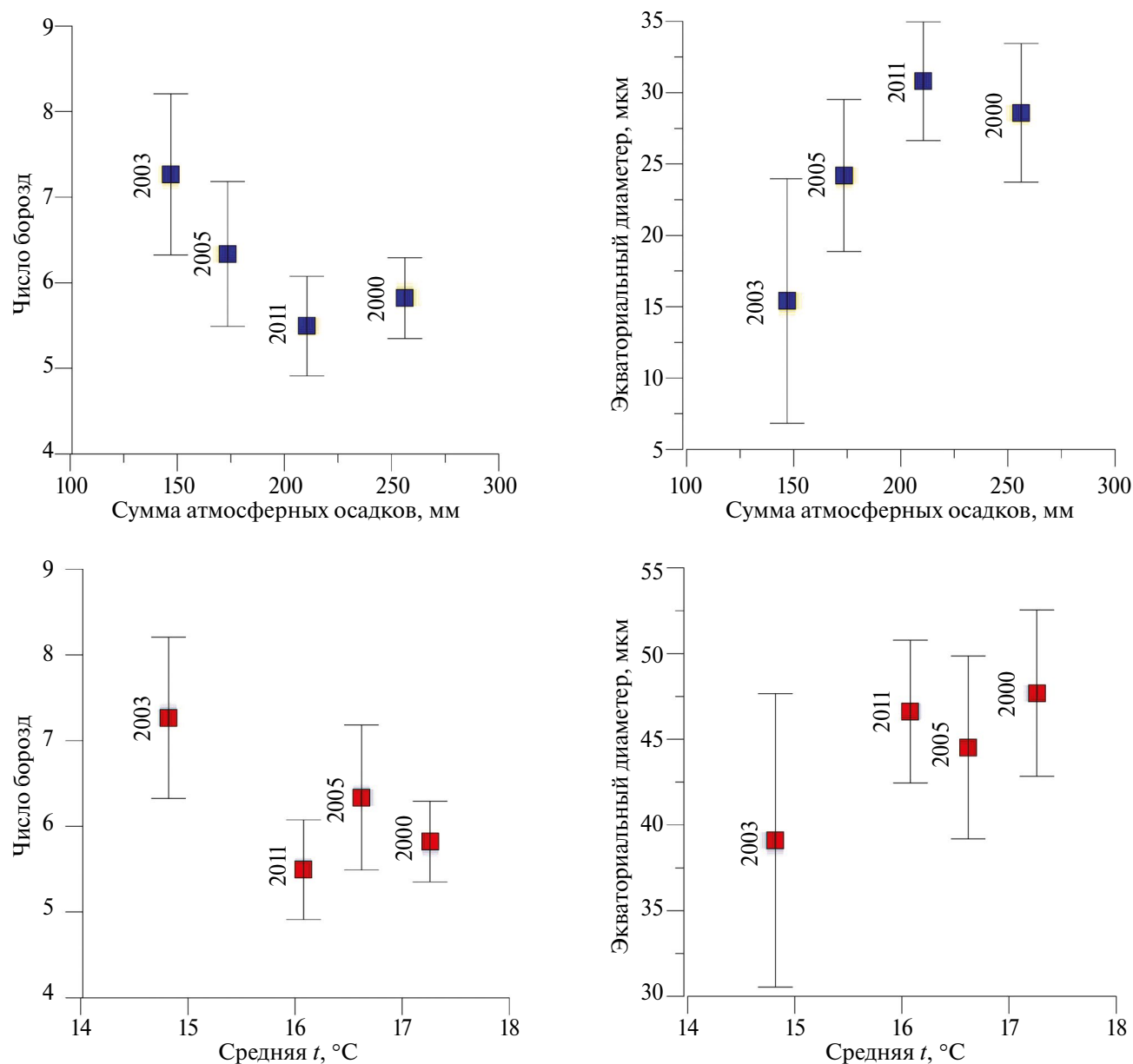


Рис. 7. Графики корреляции количества борозд у пыльцы *Ephedra dahurica* Turcz. с атмосферными осадками вегетационного периода (май–сентябрь) и температурой воздуха периода цветения (май–июнь).

Известно, что в различных климатических зонах Евразии с повышением засушливости изменяются морфофизиологические характеристики листьев растений, предпочитающих степные экотопы [18]. С повышением средней температуры увеличивается средняя толщина листьев. Таким образом, степные растения на структурном уровне адаптируются к аридизации климата. Эфедра даурская, по нашему мнению, на смену условий тепло- и влагообеспеченности реагирует изменением количества борозд пыльцевого зерна.

Известно, что в кайнозойских отложениях пыльца эфедры встречается довольно часто, и её содержание может достигать 5–20% от суммы пыльцы в образце [19, 20]. При этом согласно [21], количество борозд пыльцы эфедры до настоящего времени считается основным диагностическим признаком. Наши же исследования предполагают, что количество борозд, а также наличие/отсутствие рёбер на поверхности пыльцевого зерна не может являться надёжным диагностическим признаком вида хвойника. Мы полагаем, что вариации этих параметров указывают на изменения условий увлажнения и теплообеспеченности в период вегетации и цветения растения. Учитывая, что видовые определения спор и пыльцы при палеогеографических исследованиях имеют большую ценность, обнаруженные нами вариации в морфологических характеристиках пыльцы эфедры могут рассматриваться как дополнительный показатель изменения палеоклимата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведено первое для Восточной Сибири исследование морфологии пыльцевых зёрен эфедры даурской с помощью световой микроскопии.

Установленная изменчивость морфологических характеристик зёрен эфедры сопоставлена с избранными параметрами современного климата территории исследования. Такое сопоставление позволило впервые обнаружить зависимость изменчивости в форме пыльцевых зёрен эфедры даурской и количества борозд на их поверхности от суммы атмосферных осадков и температуры воздуха за время вегетационного периода. Мы полагаем, что таким образом растение пытается адаптироваться к недостатку влаги и пониженным температурам. В дальнейшем, планируется сравнить представленные здесь результаты из гербарных образцов

со сборами пыльцы в природе в период их пыления и проследить морфологические вариации пыльцы с одного и того же экземпляра хвойника в разные годы для получения более длительных рядов сопоставления с климатическими данными. При этом, необходимы систематические исследования изменчивости пыльцы других видов растений в аридных регионах. Именно они могут показать, что, возможно, таким образом на изменения увлажнения в период вегетации реагирует не только пыльца эфедры даурской.

Полученные нами первые результаты о морфологической изменчивости пыльцевых зерен типично степного растения эфедры даурской применимы в решении вопросов актуопалинологии, а также будут полезны при проведении палеогеографических исследований в Забайкалье и Восточной Сибири, в целом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Т.Е. Ткачук за предоставленный гербарный материал, В.А. Обязова за сбор данных о современном климате, А.А. Щетникова за помощь в оформлении обзорной карты.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в соответствии с госзаданием ИПрЭК СО РАН № 121032200116-7 и ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003 и реализованы при частичной поддержке гранта РНФ № 23-17-00067 (электронная микроскопия, статистическая обработка результатов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kedves M.* LM and EM studies on pollen grains of recent *Welwitschia mirabilis* Hook and *Ephedra* species // *Acta Bot. Hung.* 1987. V. 33. P. 81–103.
2. *Stanley C., Charlet D.A., Freitag H., Maier-Stolte M., Starrat. A.N.* New observations on the secondary chemistry of world *Ephedra* (Ephedraceae) // *Am. J. Bot.* 2001. V. 88. P. 1199–1208.
3. *Yuan Q., Barbolini N., Rydin C., Gao D.-L., Wei H.-Ch., Fan Q.-Sh., Qin Zh.-J., Du Y.-Sh., Shan J.-J., Shan Fa-Sh., Vajda V.* Aridification signatures from fossil pollen indicate a drying climate in east-central Tibet during the late Eocene // *Clim. Past.* 2020. V. 16. P. 2255–2273.
4. *Ickert-Bond S. M., Skvarla J. J., Chisoe W. F.* Pollen dimorphism in *Ephedra* L. (Ephedraceae) // *Review of Palaeobot. and Palynol.* 2003. V. 124. P. 325–334.

5. Rydin C., Blokzijl R., Thureborn O., Wikström N. Node ages, relationships, and phylogenomic incongruence in an ancient gymnosperm lineage – Phylogeny of Ephedra revisited // TAXON. 2021. V. 70 (4). P. 701–719. <https://doi.org/10.1002/tax.12493>
6. Coiro M., Roberts E. A., Hofmann Ch-Ch., Seyfulah L. J. Cutting the long branches: Consilience as a path to unearth the evolutionary history of Gnetales // Front. Ecol. Evol. 2022. Review article. V. 10. <https://doi.org/10.3389/fevo.2022.1082639>
7. Humayun M., Naseem S., Goodman R. E., Ali Z. Climate Change Impacts on Broussonetia papyrifera Pollens – Metabolome Investigations and Prospects of Allergy Prevalence in Times of Climate Change // preprint. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2672801/v1>
8. Ejsmond M. J., Wron'ska-Pilarek D., Ejsmond A., Dragosz-Kluska D., Karpińska-Kołaczek M., Kołaczek P., Kozłowski J.. Does climate affect pollen morphology? Optimal size and shape of pollen grains under various desiccation intensity // Ecosphere. 2011. V. 2. (10). P. 1–15. <https://doi.org/10.1890/ES11-00147.1>
9. Физическая география России и СССР. Азиатская часть: Средняя Азия и Казахстан, Сибирь, Дальний Восток. Забайкальская область. URL: https://ecosystema.ru/08nature/world/geoussr/4_2_6.html (дата обращения: 26.01.2024).
10. Сочава И. Б. К теории классификации геосистем с наземной жизнью // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока. 1972. Вып. 34. С. 3–14.
11. Ephedra dahurica Turcz. // Плантариум. Растения и лишайники России и сопредельных стран: открытый онлайн атлас и определитель растений. URL: <https://www.plantarium.ru/page/view/item/14488.html> (дата обращения: 04.01.2024).
12. Пешкова Г. А. Конспект видов рода Ephedra (Ephedraceae) флоры Сибири // Бот. журн. 2005. Т. 90. № 3. С. 423–436.
13. Halbritter H., Ulrich S., Grímsson F., Weber M., Zetter R., Hesse M., Buchner R., Svojtko M., Frosch-Radivo A. Illustrated Pollen Terminology. Second Edition. 2018. Springer Open. 483 p.
14. Bolinder K., Norback Ivarsson L., Humphreys A. M., Ickert-Bond S. M., Han F., Hoorn C., Rydin C. Pollen morphology of Ephedra (Gnetales) and its evolutionary implications // Grana. 2016. V. 55. № 1. P. 24–51. <http://dx.doi.org/10.1080/00173134.2015.1066424>
15. Козо-Полянский Б. М. Новые успехи поллинистики и проблема эволюции высших растений // Успехи современной биологии. 1945. Т. 19. Вып. 2. С. 236–247.
16. Пешкова Г. А. К происхождению рода Ephedra (Ephedraceae) // Turczaninowia. 2005. Т. 8. № 2. С. 54–68.
17. Погода и Климат – прогнозы погоды, новости погоды, климатические данные. URL: <https://pogodaiklimat.ru> (дата обращения: 05.01.2024.)
18. Voronin P. Yu., Ivanova L. A., Ronzhina D. A., Ivanov L. A., Anenkhonov O. A., Black C. C., Gunin P. D., P'yankov V. I. Structural and Functional Changes in the Leaves of Plants from Steppe Communities as Affected by Aridization of the Eurasian Climate // Russ. J. Plant Physiol. 2003. V. 50. P. 680–687.
19. Herzschuh U., Tarasov P., Wünnemann B., Hartmann K. Holocene vegetation and climate of the Alashan Plateau, NW China, reconstructed from pollen data // Palaeogeogr., palaeoclimatol. 2004. V. 211. P. 1–17.
20. Bezrukova E., Bukharov A., Bychinsky V., Fedenya S., Gelety V., Goreglyad A., Gorokhov I., Gvozdkov A., Ivanov E., Kalmychikov G., Kawai T., Kerber E., Khakhaev B., Khomutova M., Khursevich G., Kochukov V., Krainov V., Kravchinsky V., Kudryashov N., Kulagina N., Kuzmin M., Letunova P., Levina O., Ochiai S., Pevzner L., Prokopenko A., Solotchin P., Tanaka A., Tkachenko L., Williams D., Yamaguchi J. A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal // Quat. Int. 2005. V. 136. P. 105–121.
21. Гричук М. П. Распространение рода Ephedra в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафтов // Материалы по палеогеографии. Изд-во Московского университета. 1954. Вып. 1. С. 43–68.

FIRST RESULTS OF STUDYING POLLEN VARIABILITY OF *EPHEDRA DAHURICA* TURCZ. IN THE MODERN CLIMATE OF TRANSBAIKALIA

S. A. Reshetova^{a,b,#}, E. V. Bezrukova^a, Academician of the RAS M. I. Kuzmin^a

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

^b*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russian Federation*

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

The study of herbarium materials of the *Ephedra dahurica* Turcz. collected in the Torey Lakes region in different years, revealed the morphological variability of its pollen grains. An inverse relationship has been established between the development of the number of furrows and ribs of pollen grains and the values of temperature and humidity during the growing season. During wet seasons, the plant produces pollen grains with few furrows. The number of furrows increases during dry and cool growing seasons.

Keywords: Eastern Siberia, Transbaikalia, pollen, *Ephedra dahurica*, climatic conditions

УДК 581.5

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ НА СЕВЕРЕ МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ С ДЕКАДНЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ: ЗАПИСЬ ИЗ ОЗЕРА ШИРА

© 2024 г. Е. В. Безрукова^{1,*}, С. А. Решетова¹, Н. В. Кулагина²,
А. А. Щетников², И. А. Филинов², академик РАН М. И. Кузьмин¹

Поступило 03.06.2024 г.

После доработки 15.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

Приведены результаты изучения донных отложений меромиктического оз. Шира, расположенного в северной части Минусинской котловины. Отложения представлены годично-слоистыми сериями — варвами, позволяющими реконструировать историю природной среды региона с высоким разрешением. Возрастная модель базируется на семи ¹⁴C-датах. Предлагаемая новая палинологическая запись из верхней части керна Shira-2021-II-1 продлевает предыдущую запись на 530 лет, обеспечивая реконструкцию природной среды региона за последние 2980 календарных лет со средним разрешением в 21 год. Реконструкции показывают влажный региональный климат 2980–2650 л.н., при этом климат самой котловины был ариднее, обеспечивая существование степных и лугово-степных группировок вокруг оз. Шира на протяжении последних 2980 лет. Тренд изменений отношения пыльцы *Artemisia*/Chenopodiaceae, рассматриваемого как показатель доступной растениям влаги, предполагает небольшое повышение уровня увлажненности в Минусинской котловине интервале 2980–70 л.н. и его заметное снижение в последние 70 лет. Однако повышение прерывалось кратковременными интервалами усиления аридизации климата. Реконструкции показали, что изменения растительности вокруг оз. Шира в позднем голоцене были обусловлены, главным образом, крупномасштабными циркуляционными процессами, менявшими баланс влаги в регионе. Наиболее чувствительными к изменениям увлажнения в декадном масштабе оказались степные группировки. В новой пыльцевой записи также, как и в предыдущей, не было найдено чётких пыльцевых показателей антропогенного влияния на растительность. Только заметное повышение содержания пыльцы березы в последние примерно 50 лет может указывать на проведение озеленения вокруг курортных зон.

Ключевые слова: юг Западной Сибири, пыльца, углистые частицы, поздний голоцен, вариации увлажнения, декадное временное разрешение, антропогенное воздействие

DOI: 10.31857/S2686739724100181

ВВЕДЕНИЕ

Озёрные отложения зарекомендовали себя как ценные геологические архивы, хранящие длительные записи изменений природной среды в различном пространственном масштабе, информацию о взаимодействии человека и окружающего его ландшафта [1, 2]. Однако часто вклад этих архивов в реконструкцию истории

растительности и климата, региональные климатические модели ограничивается грубым временным разрешением. В этом контексте донные отложения оз. Шира, расположенного в северной части Минусинской котловины, признаны ценнейшим архивом голоценовых природно-климатических изменений благодаря наличию в его осадках годично-слоистых серий — варв [3], что позволяет получать реконструкции природной среды с разрешением в сезон-десятилетия. Результаты исследования современного состояния биоты и экосистемы озера опубликованы во многих источниках [4–6]. Однако недостаточно внимания уделено

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

²Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

палеолимнологическим реконструкциям с использованием донных отложений оз. Ши́ра. Так, результаты рентгенофлуоресцентного анализа отложений из керна 2009 года LS09 позволили установить связь содержания ряда микроэлементов с вековыми вариациями природной среды за последние 2450 лет [3]. Позже, из отложений этого керна была получена первая пыльцевая запись [7] со средним разрешением в 22 года.

Предлагаемая новая палинологическая запись из верхней части керна Shira-2021-II-1 оказалась на 530 лет древнее предыдущей, позволив реконструировать историю природной среды Хакасии за последние 2980 лет со средним разрешением в 21 год.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРА МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Бессточное, меромиктическое, солёное оз. Ши́ра расположено в Хакасском государственном природном заповеднике. Площадь поверхности озера составляет 36 км², максимальная глубина воды ~25 м. Питание озера осуществляется через р. Сон. Другими источниками воды служат подземные воды и атмосферные осадки [3]. Гидрологический баланс озера изменчив [5]. Климат степной зоны, где находится оз. Ши́ра, резко континентальный, засушливый. Средняя температура июля +18°C, января –19°C, среднегодовая сумма атмосферных осадков составляет 300 мм [5]. Озеро покрыто льдом с конца ноября до мая. Высота снежного покрова меняется от 0 до 30 мм. В растительности севера Минусинской котловины преобладают степи и лесостепи. Предгорья заняты светлохвойными лесами из лиственницы *Larix sibirica* и, в меньшей мере, из сосны *Pinus sylvestris*. Леса из берёзы *Betula*, сосны, ели *Picea obovata*, пихты *Abies sibirica*, кедра сибирского *Pinus sibirica* формируют горнотаёжный пояс хребтов вокруг котловины [8]. Вблизи оз. Ши́ра преобладают лугово-степные ассоциации с господством злаковых Poaceae, бобовых Fabaceae, сложноцветных Asterales, розоцветных Rosaceae, полыни *Artemisia*. По берегам растёт лиственница, берёза пушистая, тополь *Populus*, сосна, вяз *Ulmus pumila*, ивы *Salix*. Оз. Ши́ра является также важным рекреационным объектом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В 2021 году в самой глубокой части озера (25.3 м) буровой установкой UWITEC была пробурена скважина, вскрывающая полную мощность разреза донных отложений, с отбором керна ненарушенной структуры. К настоящему времени палинологическим методом изучена верхняя, 144-сантиметровая часть разреза отложений из скважины Shira-2021-II-1. Возрастная модель основана на результатах ¹⁴C-датирования методом ускорительной масс-спектрометрии УМС (табл. 1). Для оценки резервуарного эффекта (РЭ) применена линейная регрессия по значениям ¹⁴C-датировок в стратиграфическом порядке с использованием “метода перехвата” [9]. Значение в 358 лет в точке пересечения осей было принято за величину РЭ. Скорректированный на эту величину возраст откалиброван с использованием кривой IntCal20 [10]. Расчёт возраста каждого сантиметра отложений в кернах проведён методом интерполяции между двумя соседними датами с учётом средней скорости седиментации между ними.

Для палинологического анализа отобран каждый сантиметр отложений. Процентное содержание пыльцевых таксонов рассчитано на основе суммы наземной пыльцы, принятой за 100%. На пыльцевых слайдах проведён подсчёт микрочастиц углей крупнее 100 мкм, рассматриваемых как индикаторы субрегиональных/локальных пожаров [11]. Количество частиц угля рассчитано как их приток (шт/см²/год) путём умножения концентрации угля на скорость седиментации (см/год). Спорово-пыльцевая диаграмма построена в программе Tilia/Tilia-Graph/TGView [12]. Локальные пыльцевые подзоны (SH-d – a) выделены на основе стратиграфически ограниченного кластерного анализа CONISS [12]. Описание литологического состава отложений проведено методом просмотра слайдов в трёх повторностях. Процентное соотношение пыльцы полыни *Artemisia* и маревых Chenopodiaceae (A/Ch) использовано как показатель эффективного увлажнения на региональном уровне [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Возрастная модель показывает, что отложения в кернах Shira-2021-II-1 формировались в последние 2980 лет и представлены чередованием разноцветных толщ, внутри которых прослеживается тонкая слоистость (рис. 1). В составе

Таблица 1. Результаты УМС ^{14}C -датирования отложений в керне Shira-2021-II-1

Глубина в керне, см	Материал датирования	Лабораторный номер	^{14}C -возраст, лет назад	Калиброванные значения с учётом РЭ	Медианный возраст (калибр. лет назад)
19.5	масса осадка	Poz-156319	545±30	187	240
39.5	ООУ	Poz-156305	1395±35	1037	820
59.5	ООУ	Poz-156306	1550±30	1192	1100
79.5	ООУ	Poz-156307	2185±30	1827	1650
99.5	ООУ	Poz-156308	2425±30	2067	2000
119.5	ООУ	Poz-156309	2845±35	2487	2490
139.5	ООУ	Poz-156310	3185±35	2827	2900

отложений преобладает глинистая фракция. В верхних пяти см возрастает доля песка и илов (рис. 2).

Дендрограмма CONISS показывает сходный состав пыльцевых спектров, предполагая, что запись представляет собой одну пыльцевую зону, которая может быть разделена на подзоны (рис. 1). В описании подзон приводятся средние значения всех показателей.

SH-d (144–126 см, 2980–2650 л.н.) – пыльца древесных составляет 63%, трав – 33.5%. Отмечены максимумы пыльцы *Abies* (4.3%),

Chenopodiaceae (3%) и *Artemisia* (20%) и минимумы пыльцы *Betula* (36%) и *Larix* (0.8%). Концентрация пыльцы составила 85 тыс./см², а приток микрочастиц углей – 400 шт/см²/год.

SH-c (126–42 см, 2650–880 л.н.) – обилие пыльцы древесных и трав почти не изменилось (64.7% и 32.4% соответственно), при этом обилие пыльцы *Abies* снизилось до 1.9%, а *Betula* – повысилось до 42%. Значение концентрации пыльцы составило 146 тыс./см², притока углей – 890 шт/см²/год.

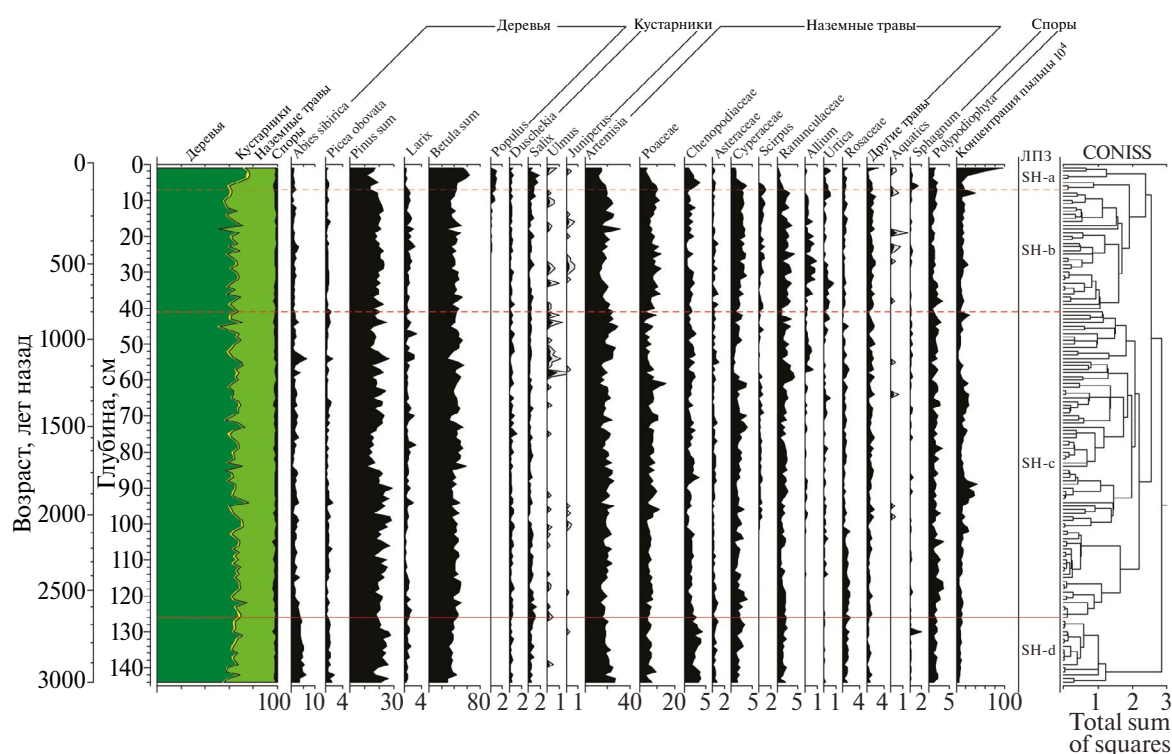


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений в керне Shira-2021-II-1, представленная относительно глубины и возраста отложений.

SH-b (42–6 см, 880–70 л.н.) – обилие пыльцы древесных и трав стало 62% и 35%, соответственно. Пыльца *Larix* составила уже 1.5%. Особенностью спектров является повышение обилия пыльцы Poaceae, Cyperaceae, лугово-степного разнотравья и появление пыльцы *Populus*. Значение концентрации пыльцы составило 142 тыс./см², приток микрочастиц углей снизился до 490 шт/см²/год.

SH-a (7–1 см, последние 70 лет) – доля пыльцы древесных достигла максимальных значений (72.5%), а трав – минимальных – 23%. В группе древесных до 58% повысились значения пыльцы *Betula*, а пыльцы *Populus* – до 0.7%. Среднее значение концентрации пыльцы стало максимальным – 496 тыс./см³, как и приток углей – 900 шт/см²/год.

Полученная нами пыльцевая запись по временному разрешению имеет только одну аналогичную запись в Минусинской котловине [7], предлежавшая ей на 530 лет.

Реконструкции предполагают развитие на равнинах севера Минусинской котловины полынно-злаково-разнотравных лугово-степных группировок, на вершинах сопок – лиственницы в континентальном и недостаточно влажном климате котловины 2980–2650 л.н., что поддерживается и низкими (в среднем 7) значениями A/Ch (рис. 2). Однако повышенное обилие пыльцы пихты и ели позволяет реконструировать более влажные условия в горном обрамлении котловины, что соответствует влажному и прохладному климату Саяно-Алтайского региона 3000–2300 л.н. [13, 14]. Важно отметить, что 2980–2750 л.н. в озере накапливались бедные органическим веществом “белёные” илы, характерные для интервалов голомиктического состояния озёрной системы и пониженного уровня воды. Последнее могло возникать, когда глубокое промерзание пород перекрывало приток подземных вод, что приводило к падению уровня оз. Ширы [3]. Вероятно, более холодный климат и мог способствовать пониженному испарению/

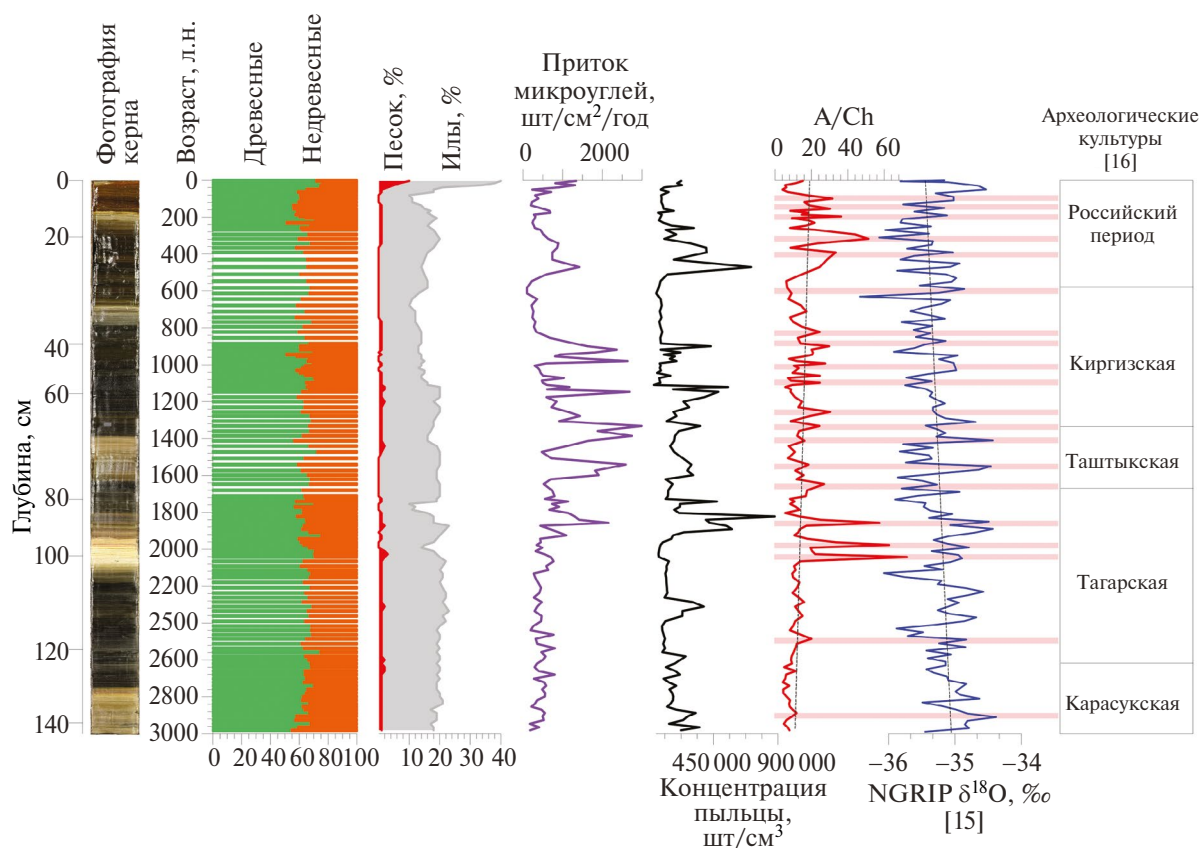


Рис. 2. Фотография керна и обобщающий график избранных показателей изменения природной среды в бассейне оз. Ширы за последние 2980 лет: пыльца древесных и травянистых растений; содержание крупнозернистых частиц в осадке из керна Shira-2021-II-1; приток углистых частиц, отражающих локальные пожары; концентрация пыльцы; отношение пыльцы A/Ch как индикатор изменения доступной растениям влаги; запись изотопов кислорода из ледового керна Гренландии NGRIP [15] как индикатор климата Северной Атлантики за последние 2980 лет; розовые прямоугольники, отмечающие пики в кривой A/Ch, имеющие аналоги в кривой NGRIP (повышенные температуры).

повышенному увлажнению и возникновению в горах благоприятных условий для темнохвойных древесных пород.

Позднее, 2650–880 л.н., на севере Минусинской котловины возросла роль лугово-степных группировок. Повышенные значения концентрации пыльцы предполагают более высокую, чем ранее, пыльцевую продуктивность растительности котловины и/или более густой растительный покров. В горном окружении котловины сократилось участие темнохвойных пород деревьев или произошло повышение их нижней границы. Лиственница, вяз, ива продолжали быть важными элементами локальной растительности. Реконструированные изменения в составе растительности 2650–880 л.н. предполагают континентальный, недостаточно влажный климата региона, который, однако, прерывался короткими эпизодами повышенного увлажнения, о чём свидетельствуют максимумы значений A/Ch 2040, 1980 и 1850 л.н. Слой “белёсых” илов, соответствующий похолоданию, формировался 2090–1950 л.н. Возможно, похолодание приводило к пониженному испарению, обеспечивая достаточное увлажнение для лугово-степных сообществ, что отражено в повышении индекса A/Ch в интервале 2650–880 л.н. до 16.

В интервале времени от 880 до 70 л.н. продолжали преобладать полынно-злаково-разнотравные степи. Начиная со 120–100 лет назад по берегам озера появились влажные местообитания, благоприятные для тополя, осоковых, лютиковых, что, возможно, свидетельствует о расширении прибрежной/мелководной зоны. Повышенное участие пыльцы злаков (в т.ч., культурных) может отражать их участие в растительности котловины и /или расширение литорали, где и в настоящее время злаковые (тростники) также обильны. Среднее значение индекса A/Ch в интервале 880–50 л.н. достигло 18, позволяя допустить ещё более благоприятные условия увлажнения для растительности, чем ранее.

Усиление роли берёзы в последние 50 лет совпадает по времени с аналогичным событием из записи LS09, подтверждая надёжность возрастных моделей обеих записей и их высокое временное разрешение. Распространение берёзы могло быть следствием преобразования местных ландшафтов из-за строительства курортных зон вокруг оз. Ши́ра [7]. Резко возросшее поступление в озеро частиц песчаной и иловой размерности в последние 50 лет также может быть следствием

возросшей, антропогенно-обусловленной эрозии наряду с активным эоловым привносом.

Сравнение вариаций в притоке микрочастиц углей в записи Shira-2021-II-1 (рис. 2) с последовательностью культур бронзового и железного веков [13] в Хакасии показывает, что повышенный приток углей приходится на финал тагарской, середину таштыкской, первую половину киргизской культуры и на современный период. Причём для последних 50–40 лет характерно постоянно высокое поступление частиц угля в донные отложения, что подтверждается и резким увеличением притока углистых частиц в озеро в современный период [6].

Для понимания возможных причин реконструированных изменений в региональной растительности проведено сравнение значений A/Ch как показателя доступной для растений влаги с вариациями температуры воздуха в Северной Атлантике (рис. 2). Визуальное сравнение обеих кривых показывает, что на протяжении последних 2980 лет почти каждому пику A/Ch соответствует пик в изотопно-кислородной записи NGRIP из Гренландии. Это может означать, что условия увлажнения для растительности на севере Минусинской котловины отражают декадную изменчивость температуры в Северной Атлантике [7]. Возможной причиной совпадения не всех пиков двух кривых может быть неопределённость в возрастных моделях записей, датированных разными методами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, новая палинологическая запись из керна Shira-2021-II-1 оказалась на 530 лет древнее предыдущей, позволив реконструировать историю растительности, климата и пожаров севера Минусинской котловины за последние 2980 лет с уникальным для региона средним временным разрешением в 21 год. Реконструкции показывают существование относительно влажного регионального климата 2980–2650 л.н. Климат самой котловины оставался достаточно засушливым, поддерживая существование степных и лугово-степных группировок вокруг оз. Ши́ра на протяжении последних 2980 лет. Тренд изменений отношения пыльцы A/Ch предполагает небольшое повышение уровня увлажнённости Минусинской котловины в интервале 2980–70 л.н. и его заметное снижение в последние 70 лет. Однако, это повышение прерывалось кратковременными интервалами усиления аридизации климата.

Максимальное поступление микрочастиц углей за последние 2980 лет приходится на существование такштыкской, киргизской культур и современный период, но были ли оно обусловлено только антропогенным влиянием, на данном этапе исследований определить трудно.

Реконструкции показали, что изменения растительности вокруг оз. Шира в позднем голоцене были обусловлены, главным образом, крупномасштабными циркуляционными процессами, менявшими баланс тепла и влаги в регионе. В новой пыльцевой записи так же, как и в предыдущей, не было найдено чётких пыльцевых показателей антропогенного влияния на растительность. Только заметное повышение содержания пыльцы берёзы в последние примерно 50 лет может указывать на проведение озеленения вокруг курортных зон.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Е.В. Кербера за работу с возрастной моделью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт средств гранта РНФ № 23-17-00067 (бурение, опробование керна, палинологический анализ) и частично соответствуют государственному заданию ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rudaya N., Krivonogov S., Słowiński M., Cao X., Zhilich S. Postglacial history of the Steppe Altai: Climate, fire and plant diversity // *Quatern. Sci. Rev.* V. 242. 106616.
2. Leipe C., Demske D., Tarasov P. E., HIMPAC Project Members. A Holocene pollen record from the north-western Himalayan lake Tso Moriri: Implications for palaeoclimatic and archaeological research // *Quat. Int.* 2014. V. 348. 93–112.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.005>
3. Kalugin I., Darin A., Rogozin D., Tretyakov G. Seasonal and centennial cycles of carbonate mineralisation during the past 2500 years from varved sediment in Lake Shira, South Siberia // *Quat. Int.* 2013. V. 290–291. 245–252
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.09.016>
4. Degermendzhy A. G., Zadereev Y. S., Rogozin D. Y., Prokopkin I. G., Barkhatov Y. V., Tolomeev A. P., Khromechek E. B., Janse J. P., Mooij W. M., Gulati R. D. Vertical stratification of physical, chemical and biological components in two saline lakes Shira and Shunet (South Siberia, Russia) // *Aquat. Ecol.* 2010. V. 44. 619–632.
5. Rogozin D. Y., Tarnovsky M. O., Belolipetskii V. M., Zykov V. V., Zadereev E. S., Tolomeev A. P., Drobovtov A. V., Barkhatov Y. V., Gaevsky N. A., Gorbaneva T. B., Kolmakova A. A., Degermendzhi A. G. Disturbance of meromixis in saline Lake Shira (Siberia, Russia): Possible reasons and ecosystem response // *Limnologia*. 2017. V. 66. 12–23.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.limno.2017.06.004>
6. Rogozin D. Ю., Бурдин Л. А., Болобанищкова Г. Н., Дегерменджи А. Г. Беспрецедентное увеличение количества углистых частиц в донных отложениях озер Северо-Минусинской котловины (юг Сибири) в современный период как возможное свидетельство антропогенного влияния // *ДАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511 (2). 280–286.
<https://doi.org/10.31857/S2686739723600534>
7. Hildebrandt S., Müller S., Kalugin I. A., Dar'in A. V., Wagner M., Rogozin D. Y., Tarasov P. E. Tracing the North Atlantic decadal-scale climate variability in a late Holocene pollen record from southern Siberia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2015. V. 426. 75–84.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.037>
8. Маскаев Ю. М. Леса. Растительный покров Хакасии // *Отв. ред. д-р биол. наук А.В. Куминова. Новосибирск: Наука (Сиб. отд-е), 1976.*
9. Zhang J., Ma X., Qiang M., Huang X., Li S., Guo X., Henderson A. C. G., Holmes J. A., Chen F. Developing Inorganic Carbon-Based Radiocarbon Chronologies for Holocene Lake Sediments in Arid NW China // *Quatern. Sci. Rev.* 2016. V. 144. 66–82.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.034>
10. Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Lawrence Edwards R., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kromer B., Manning S. W., Muscheler R., Palmer J. G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R. W., Richards D. A., Marian Scott E., Turney C. S. M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S. M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The INTCAL20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62 (4). 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

11. Clark J. S., Royall P. D. Local and regional sediment charcoal evidence for fire regimes in pre-settlement north-eastern North-America // J. of Ecol. 1996. V. 84. 382.
12. Grimm E. C. Tilia 1.7.16 Software. Springfield IL Illinois State Museum. Research and Collection Center. 2011.
13. Blyakharchuk T. A., Chernova N. A. Vegetation and climate in the Western Sayan Mts according to pollen data from Lugovoe Mire as a background for prehistoric cultural change in southern Middle Siberia // Quatern. Sci. Rev. 2013. V. 75. 22–42 <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.017>
14. Bronnikova M. A., Konopliyanikova Y. V., Agatova A. R., Nepov R. K., Lebedeva M. P. Holocene Environmental Change in South-East Altai Evidenced by Soil Record // Geography, Environment, Sustainability. 2018. V. 11. 100–111. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-4-100-111>
15. Svensson A., Andersen K. K., Bigleret M., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Davies S. M., Johnsen S. J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S. O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J. P., Vinther B. M. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // Clim. Past. 2008. V. 4. 47–57. <https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008>
16. Славнин В. Д., Шерстова Л. И. Археолого-этнографический очерк Северной Хакасии в районе геологического полигона сибирских вузов. Томск: Изд-во Том. политехн. ун-та, 1999. 250 с.

VEGETATION AND CLIMATE IN THE NORTH OF THE MINUSINSK BASIN IN THE LATE HOLOCENE WITH DECADAL RESOLUTION: RECORD FROM LAKE SHIRA

**E. V. Bezrukova^{a, #}, S. A. Reshetova^a, N. V. Kulagina^b, A. A. Shchetnikov^b,
I. A. Filinov^b, Academician of the RAS M. I. Kuzmin^a**

^a*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*
^b*Institute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy
of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*
#E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

The results of studying the bottom sediments of the meromictic Lake Shira, located in the northern part of the Minusinsk Basin, are presented. The sediments are represented by annual layered series – varves, which allow reconstructing the history of the regional natural environment with a high resolution. The age model is based on seven ¹⁴C dates. The proposed new palynological record from the upper part of the Shira-2021-II-1 core extends the previous record by 530 years, providing a reconstruction of the natural environment of the region for the last 2980 calibrated years at an average resolution of 21 years. The reconstructions show a rather humid regional climate from 2980–2650 BP, with the climate of the basin itself being more arid, providing steppe and meadow-steppe assemblages around Lake Shira for the past 2980 years. The trend of changes in the *Artemisia*/Chenopodiaceae pollen ratio, considered as an indicator of moisture available to plants, suggests a slight increase in the moisture level in the Minusinsk Basin in the interval 2980–70 BP and its noticeable decrease in the last 70 years. However, the increase was interrupted by short-term intervals of increased climate aridization. Reconstructions have shown that changes in vegetation around Lake Shira in the late Holocene were mainly caused by large-scale circulation processes that changed regional moisture balance. Steppe vegetation was the most sensitive to moisture changes on a decadal scale. In the new pollen record, as in the previous one, no clear pollen indicators of anthropogenic influence on vegetation were found. Only a marked increase in birch pollen in the last 50 years may indicate landscaping around resort areas.

Keywords: south of Western Siberia, pollen, microcharcoal particles, Late Holocene, moisture variations, fine time resolution, anthropogenic impact

УДК 547.992.2:553.973

БИОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ГУМАТО-САПРОПЕЛЕВОГО СЫРЬЯ МАЛОГО СИМАГИНСКОГО ОЗЕРА

© 2024 г. Академик РАН В. А. Румянцев^{1,*}, Я. В. Пухальский^{2,**}, С. И. Лоскутов²,
А. И. Шапошников³, О. А. Румянцева⁴, Ю. В. Косильников³, А. И. Ковальчук³,
Л. А. Городнова², Г. В. Никитичева², А. С. Митюков³

Поступило 29.05.2024 г.

После доработки 15.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

В статье приведён биохимический состав сапропелей Малого Симагенского озера, изученных с помощью современных методов атомно-эмиссионной спектроскопии (ИСП-АЭ) и высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ). Данный источник органического вещества сейчас наименее востребован в стране, многие месторождения заброшены. Однако, подобные органические коллоиды и их гуминовые экстракты по спектру своего действия не уступают вытяжкам из торфа или угля. Исследование показало преобладание доли калия и натрия в валовом составе макроэлементов. Среди микроэлементов, как в валовой, так и в подвижной формах доминировали ионы железа и марганец. По-видимому, катион Fe связан в полилигандные формы с карбоновыми кислотами. Соотношение двух данных элементов в образцах в среднем составляло 10:1 – Fe:Mn. Содержание тяжёлых металлов находилось в пределах норм, допустимых для сапропелевых удобрений по ГОСТ Р 54000-2010. Результаты, полученные в ходе исследования, могут быть в дальнейшем использованы в биотехнологии интенсивного растениеводства, при выращивании культур в условиях гидропонной среды при минимизации использовании синтетических удобрений. Кроме того, поскольку во всех изученных пробах данного сырья найдены углеводы, экстракты могут быть использованы при разработке модифицированных питательных сред в отрасли сельскохозяйственной микробиологии, для стабилизации титра полезных ризобактерий.

Ключевые слова: сапропель, донный ил, Малое Симагинское озеро, элементы, низкомолекулярные соединения

DOI: 10.31857/S2686739724100193

ВВЕДЕНИЕ

Сапропелями (с греческого “гниющий” донный ил) принято называть геоорганические образования пресноводных водоёмов, сформированные в результате жизнедеятельности анаэробной микрофлоры, при разложении остатков планктонных и бентосных организмов, а также привнесённых с суши частиц растений, пыли, песка и глины [1–3]. Главную роль здесь играют биогенные процессы. Со временем сапропель переходит в более твёрдую илообразную органоминеральную массу, носящую название *сапропелита*. Это одно из характерных образований галоценового периода – самой молодой геологической эпохи, и в них ярко отразилось развитие геологических и климатических условий, изменение ландшафта, растительного покрова и животного мира после отступления ледника. В отличие от углей и нефти

¹Санкт-Петербургский научный центр Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Ленинградский государственный университет им. А.С.Пушкина, Санкт-Петербург – г. Пушкин, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной микробиологии, Санкт-Петербург, г. Пушкин, Россия

⁴Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, Санкт-Петербург, Россия

⁵Институт озероведения Российской Академии наук – обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского Федерального исследовательского центра Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: rum.ran@mail.ru

**E-mail: puhalskyan@gmail.com

сапропели представляют возобновляемое органо-минеральное сырьё тонкой структуры. Кроме того, по сравнению с торфами и углями органическая масса (органическое вещество) сапропелей менее богата углеродом, однако, оно отличается более высоким содержанием легкогидролизуемых веществ, включающих гемицеллюлозу и крахмал. Стоит ещё отметить, что сапропель богат азотом. Наиболее ценными в этом отношении считаются низкостольные сапропели, где концентрация нитратного азота может достигать 3%. По этому показателю сапропель занимает промежуточное положение между навозом, торфом и аммиачной селитрой. Массовая доля фосфора и калия при этом во всех сапропелях мала. Также сапропели отличаются более высокой теплоёмкостью, чем торф (до 0.95 кал/л град.).

В сапропелях можно выделить три составляющие: биологическую, органическую и минеральную [4]. Биологическая составляющая сапропелей состоит из микроорганизмов, наибольшая доля которых представлена различными полезными бактериями и в меньшей степени грибами. Также само вещество сапропелей обладает бактерицидными свойствами по отношению к патогенным видам. Содержание органического вещества в сапропелях составляет не менее 15% [5] (в отдельных случаях достигая 55–95%) и состоит из гумусовых кислот (полигуматов). Поскольку иловая масса сапропеля формируется в водной среде, куда постепенно выщелачиваются данные полигуматы, то их изучение целесообразно проводить в форме жидких экстрактов. Значительная их часть будет представлена фракциями гуминовых (2–30%) (ГК) и фульвокислот (19%) (ФК), экстракты которых [6, 7] активно применяются в качестве мелиорантов для всех типов почв, улучшая их здоровье и повышая уровень плодородия [8, 9]. Так благодаря своему составу гумусовые вещества сапропеля положительно влияют на агрохимические и водно-физиологические свойства почвенной экосистемы, регулируя её кислотность. В качестве биостимуляторов сапропелевые экстракты также могут быть использованы и для всех видов растений, увеличивая урожай последних [10]. В минимальных концентрациях ГК сапропелей могут служить питательной и активирующей средой для культивирования различного рода микроорганизмов, включая фосфатмобилизирующих [11]. Выявлено увеличение титра почвенных ассоциативных бактерий родов *Mycococcus*, *Arthrobacter*, *Spirillum*, *Bacillus*, *Rhodococcus*, *Cytophaga*, *Aminobacter*,

Pseudomonas при выращивании на среде, с использованием ГК как единственного источника углерода. Грамположительные бактерии сорбировали гуминовые кислоты в больших количествах, чем грамотрицательные. Причём бактериальный комплекс (консорциум) использовал ГК в 4 раза интенсивнее, чем чистые культуры, а в условиях кометаболизма в 10 раз. ГК сапропелей также можно использовать для стабилизации титра клубеньковых бактерий (нитрагины) порядка *Rhizobiales*, способных связывать атмосферный азот из атмосферы, обогащая почву доступными растениям азотсодержащими соединениями [12]. Также в органической части присутствуют различные физиологически активные соединения (органические и аминокислоты, сахара, стероиды, витамины, ферменты и др.) [13]. Минеральная часть сапропелей представлена комплексом макро- и микроэлементов [14, 15]. Благодаря такому составу, они могут рассматриваться как эффективные биоактивные добавки [16–18], по типу органических удобрений¹ длительного (продолжительного) действия, имеющие большой положительный опыт использования в практике земледелия и растениеводства [13, 19]. Однако, в соответствии с действующим ГОСТ Р 50611-93 “Удобрение комплексное органо-минеральное (Технические условия)” по ряду параметров сапропели ещё не в полной мере отвечают требованиям, предъявляемым к органо-минеральным удобрениям. Для того, чтобы эффективно использовать благоприятные свойства сапропелей в системе почва-растение и обеспечить соответствие ГОСТ, на их основе ведётся разработка специальных удобрительно-мелиорирующих почвосмесей (УМС) [5, 20]. Например, сапропель можно смешивать с навозом [18]. Кроме того, в отношении данного сырья необходимо создание и соблюдение регламентированной технологии, включающей строгие методы пробоотбора, хранения и транспортировки, исключающие возможную стороннюю контаминацию образцов и высокую вариабельность агрохимических и эколого-токсикологических показателей партий конечного продукта. Если пока это будет затруднительно сделать для сапропелей, добытых из различных источников, то вполне допустимо для одного водоёма.

Традиционно добыча сапропелей представляет не только промышленный интерес, но и

¹ ГОСТ Р 54000-2010 Удобрения органические. Сапропели. Общие технические условия

во многих случаях служит природоохраным (экологическим) мероприятием, позволяющим очистить и углубить озёрную ванну водоёма. Их месторождения широко распространены на Земном шаре. Они присутствуют и используются во многих странах: Канаде, США, Скандинавских странах, Франции, Германии, странах Балтии, Белоруссии, Украине. Россия занимает одно из ведущих мест по запасам сапропелей. Озёрные сапропели распространены по всей территории РФ, но сапропелевый фонд изучен ещё недостаточно. Запасы сапропеля в стране варьируют в интервале 45–250 млрд м³ при влажности 60%. Многие из этих месторождений находятся в Нечернозёмной полосе и к настоящему времени либо заброшены, либо ещё не разработаны [3]. Одним из таких месторождений служит Малое Симагинское озеро – водоём, расположенный в 60 км от Санкт-Петербурга, на Карельском перешейке, в Выборгском районе Ленинградской области (рис. 1).

Цель данного исследования заключалась в детальной оценке биохимического состава жидких экстрактов донного ила Малого Симагинского озера.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследований была взято 7 проб с разных мест акватории Малого Симагинского озера (рис. 2) на глубине 4.0 м.

Анализы отобранных образцов проводили по ГОСТ в аккредитованной лаборатории ООО “Лаборатория” (Санкт-Петербург, № RA.RU.21AK94) и испытательном центре ФГБНУ “Ленинградская Межобластная Ветеринарная Лаборатория” (Санкт-Петербург).

Валовые и подвижные формы элементов определяли согласно ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98 (ИСП-АЭ серии iCAP модель 6300 Duo) и ПНД Ф 16.1:2.23-2000 (беспламенная ААС на анализаторе ртути РА-915+).

Анализ композиционного состава жидких экстрактов сапропеля проводили в ФГБНУ ВНИИСХМ с использованием сверхпроизводительной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) высокого давления Acquity UPLC H-class (“Waters”, USA) согласно методике производителя.

Математическую обработку полученных данных проводили с помощью прикладных систем Excel 2016 (“Microsoft” Corp., США) и Statistica v 10.0 (“StatSoft” Inc., США).



Рис. 1. Географическая карта расположения акватории Малого Симагинского озера.



Рис. 2. Карта точек отбора сапропеля на акватории Малого Симагинского озера с помощью пробоотборника.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Результаты агрохимического анализа показали, что согласно ТУ 10.11.860-90 сапропель данного озера можно отнести к органо-известковистому типу 2-го класса пригодности с массовой долей органического вещества в среднем равной 42.0% и уровнем $pH = 8.6$ (табл. 1). Благодаря высокой доли содержания Na-K в сырье (табл. 2) и его слабощелочной реакции, оно обладает высокой водоудерживающей способностью и низкой фильтрацией, что позволяет улучшать водно-физические свойства пахотных горизонтов лёгких и кислых почв, а из-за возникающей разницы в генерации электрохимического потенциала, при его внесении в питательную среду, и режим питания произрастающих на ней растений.

Содержание тяжёлых металлов в естественных сапропелях всех изученных проб находилось в пределах норм, допустимых для сапропелевых удобрений по ГОСТ Р 54000-2010. Среди эссенциальных микроэлементов, как в валовом содержании (табл. 2), так и в их подвижных формах (рис. 3) выделяются железо и марганец. В физиологии растений данные элементы связаны между собой функцией метаболизма. При избытке железа растения начинают плохо усваивать марганец и фосфор, из-за чего возникает хлороз. В свою очередь избыток марганца задерживает поступление железа в растение, следствием чего также является хлороз. Каждому микроэлементу присуща критическая концентрация лиганд,

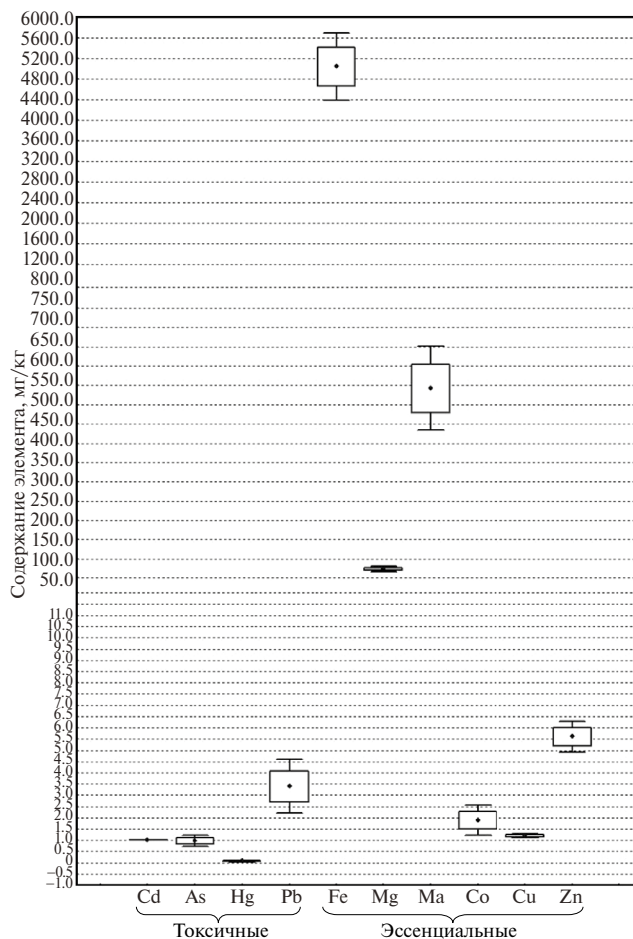


Рис. 3. Усреднённое содержание кислоторастворимых форм питательных и токсичных элементов (мг/кг) в жидких пробах донного ила Малого Симагинского озера.

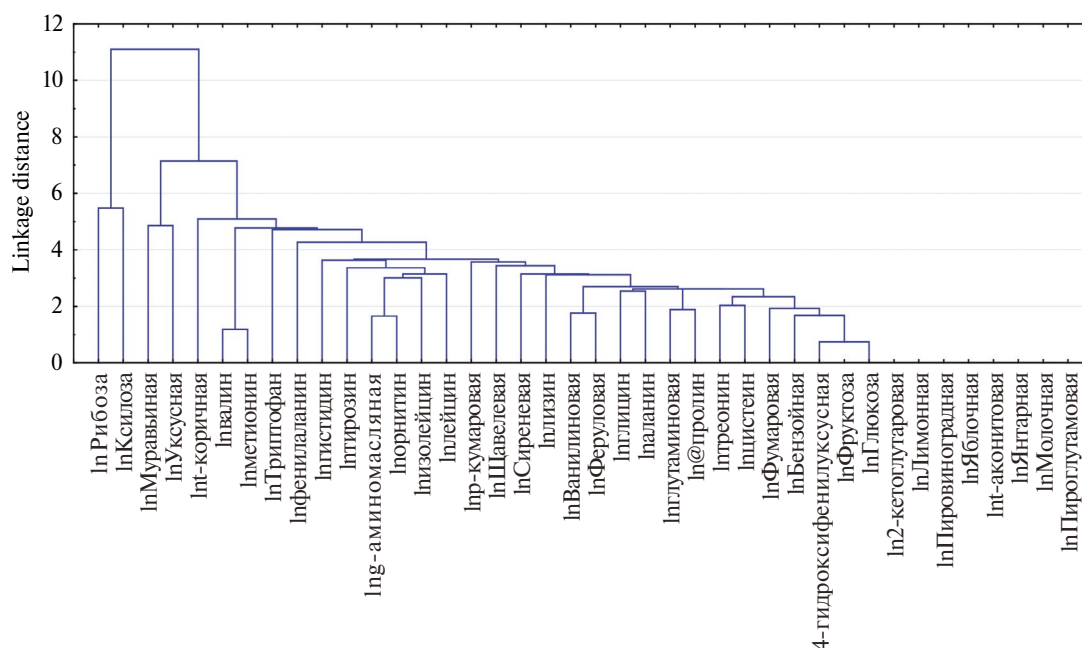


Рис. 4. Дендрограмма кластерного схождения компонентного состава низкомолекулярных фракций, обнаруженных в жидких пробах донного ила Малого Симагинского озера.

Таблица 1. Агрохимические показатели жидких проб донного ила Малого Симагинского озера

Проба/показатель	Ед. изм	1	2	3	4	5	6	7	Среднее
Органический углерод (C _{орг}) ²	%	27.27	27.9	26.6	22.2	23.5	27	15.9	24.34±1.62
Массовая доля йода ³	мг/кг	1.35	1.38	1.31	1.10	1.16	1.33	0.78	1.20±0.08
Массовая доля витамина А (ретинол) ⁴	мг/кг	1.21	1.24	1.18	0.99	1.04	1.19	0.71	1.08±0.07
Массовая доля влаги (влажность в т.ч. гигроскопическая) ⁵	%	92	100	100	100	100	100	100	98.85±1.14
Массовая доля гуминовых кислот ⁶	%	2.24	2.29	2.19	1.83	1.93	2.21	1.31	2.00±0.13

²ГОСТ 23740 (Расчёт по “Химический анализ почв. Учебное пособие. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета. 1995. С. 87. п.4.3”)

³ГОСТ 28458-90 – Корма растительные. Метод определения йода.

⁴М-02-1006-08 – Методика выполнения измерений массовой доли жирорастворимых витаминов методом высокоэффективной жидкостной хроматографии.

⁵ГОСТ Р 54951-2012 – Корма для животных. Определение содержания влаги.

⁶ГОСТ 9517-94 – Топливо твёрдое. Методы определения выхода гуминовых кислот.

Продолжение таблицы 1

Массовая доля калия ⁷	%	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Массовая доля фосфора ⁸	%	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Массовая доля общего азота ⁹	%	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Массовая доля органического вещества (гумус) ¹⁰	%	47.0	48.1	45.8	38.3	40.6	46.4	27.4	41.94±2.78
Массовая доля сырого протеина ¹¹	%	0.85	0.87	0.83	0.69	0.74	0.84	0.50	0.76±0.05
Массовая доля переваримого протеина ¹²	%	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

⁷ГОСТ 30504-97 – Корма, комбикорма, комбикормовое сырьё. Пламенно-фотометрический метод определения содержания калия, п. 4.5.

⁸ГОСТ 26657-97 – Корма, комбикорма, комбикормовое сырьё. Пламенно-фотометрический метод определения содержания фосфора, п. 4.

⁹ГОСТ 26715-85 – Удобрения органические. Методы определения общего азота.

¹⁰ГОСТ 23740 (Гравиметический)

¹¹ГОСТ 13496.4-2019 – Корма, комбикорма, комбикормовое сырьё. Метод определения содержания азота и сырого протеина.

¹²ГОСТ Р 51423-99 – Корма, комбикорма, комбикормовое сырьё. Метод определения массовой доли растворимого азота после обработки пепсином в разведённой соляной кислоте.

которая вызывает изменение стабильности комплексов. Про взаимодействие ионов Fe(III) с растворами гуминовых веществ в почве известно много. Данные комплексы (Fe–HAs) способны улучшать ферментативную активность, что положительно сказывается на эффективности фотосинтеза и липидном профиле растений даже в условиях дефицита железа в среде. Марганец образует более лабильные, чем железо, комплексы при поступлении в растения, поэтому при его избытке наблюдается резкое падение концентрации комплексов железа в транспортной системе. Вывод: соотношение железа и марганца очень важно для нормального роста растения. Для данного субстрата их соотношение составляло 10:1.

Полилигандные комплексы железа также сопряжены сильной взаимосвязью с низкомолекулярными соединениями в виде органических, ароматических и аминокислот. ВЭЖХ-анализ показал высокую концентрацию содержания в сапропелевом сырье муравьиной кислоты, пролина, аланина, глицина и глутамина (табл. 3). Самыми богатыми по суммарному содержанию

карбоновых кислот оказались пробы № 1, 2 и 4. Среди углеводов выделялась рибоза. Логарифмический кластерный анализ, приведённый на рис. 4, показал близость схождения данного моносахарида с ксилозой по всем изученным пробам. Гомогенный ряд сахаров резко выделялся на общем фоне сопутствующих компонентов, среди которых также были найдены салицилаты.

По итогу проведённой работы можно сделать вывод, что за счёт богатого пула питательных веществ сапропель Малого Симангинского озера можно использовать как материал, пригодный для органического земледелия, растениеводства и сельскохозяйственной микробиологии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Рыбакину Владимиру Николаевичу, заведующему Лабораторией комплексных проблем лимнологии ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН за помощь с отбором проб на акватории Малого Симангинского озера.

Окончание таблицы 1

Массовая доля жира ¹³	%	0.070	0.070	0.050	0.060	0.070	0.040	0.070	0.060±0.005
Массовая доля сухого вещества ¹⁴	%	9.05	8.64	7.22	7.64	8.74	5.16	9.05	7.93±0.53
Массовая доля сырой золы ¹⁵	%	6.07	5.79	4.84	5.13	5.86	3.46	6.07	5.32±0.36
Массовая доля сырой клетчатки ¹⁶	%	0.60	0.57	0.48	0.50	0.58	0.34	0.60	0.52±0.04
Массовая доля легкогидролизуемых углеводов (крахмал) ¹⁷	%	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Массовая доля селена ¹⁸	мг/кг	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
pH (кислотность) ¹⁹	—	6.5	7.2	6.8	7.0	7.2	7.0	6.8	6.9

¹³ГОСТ 13496.4-2019 – Корма, комбикорма, комбикормовое сырьё. Метод определения содержания азота и сырого протеина.

¹⁴ГОСТ 26713-85 – Удобрения органические. Метод определения влаги и сухого остатка.

¹⁵ГОСТ 26266-95 – Корма, комбикорма, комбикормовое сырьё. Методы определения сырой золы.

¹⁶ГОСТ 31675-2012 – Корма. Методы определения содержания сырой клетчатки с применением промежуточной фильтрации.

¹⁷ГОСТ 26176-2019 – Корма, комбикорма. Методы определения растворимых и легкогидролизуемых углеводов.

¹⁸М-04-33-2004 – Определение селена в пробах пищевых продуктов и продовольственного сырья, комбикормов и сырья для их производства.

¹⁹ГОСТ 26483-85 – Почвы. Приготовление солевой вытяжки и определение её pH по методу ЦИНАО.

Таблица 2. Валовое содержание питательных и токсичных элементов (мг/кг) в жидких пробах донного ила Малого Симягинского озера

Проба/элемент	1	2	3	4	5	6	7	Среднее
Калий	8000±3000	6400±2500	6500±2600	9000±4000	6800±2700	6800±2700	18000±7000	8785.71±1576.38
Натрий	6700±2700	14000±6000	20000±8000	18000±7000	4400±1800	19000±8000	21000±9000	14728.57±2524.8
Кальций	5300±1600	4600±1400	4800±1400	5400±1600	5200±1600	5300±1600	6900±2100	5357.14±280.18
Магний	1200±300	960±290	920±280	1300±400	1200±400	1200±400	2400±700	1311.43±188.92
Фосфор	2100±600	2500±700	2000±600	2200±700	2400±700	1700±500	720±220	1945.71±227.19
Железо	57000±16000	90000±25000	46000±13000	74000±21000	92000±26000	56000±16000	23000±7000	62571.43±9339.77
Кадмий	<0.05	<0.05	0.07±0.03	<0.05	<0.05	0.10±0.05	0.17±0.08	0.08±0.02
Марганец	2700±800	4800±1400	2900±900	7700±2300	12000±4000	5200±1600	700±210	5142.86±1417.72
Медь	8.8±1.8	10.7±2.1	10.0±2.0	8.8±1.8	9.1±1.8	11.5±2.3	14.2±2.8	10.44±0.74
Мышьяк	1.1±0.5	<0.1	1.0±0.5	0.13±0.07	<0.1	1.5±0.7	2.5±1.2	0.92±0.34
Ртуть	0.13±0.03	0.09±0.04	0.12±0.03	0.12±0.03	0.10±0.03	0.13±0.03	0.11±0.03	0.11±0.01
Свинец	15.0±4.0	7.8±2.0	14.0±3.0	15.0±4.0	14.0±4.0	21.0±5.0	24.0±6.0	15.83±1.99
Селен	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Цинк	77.0±15.0	51.0±10.0	70.0±14.0	59.0±12.0	78.0±16.0	75.0±15.0	59.0±12.0	67.0±4.02

Примечание. Указаны средние значения ± ошибки средних.

Таблица. 3. Компонентный состав низкомолекулярных фракций (мг/л) в жидких пробах донного ила Малого Симагинского озера

Компонент	Проба							Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	
	Органические кислоты							
Пироглутамовая	0	0	0	0	0	0	0	0
Фумаровая	2.84	4.62	0.00	1.13	1.34	1.87	0.00	1.69
Уксусная	308.13	165.97	0.00	152.73	75.66	0.00	0.00	100.36
Муравьиная	740.77	1142.35	0.00	301.67	0.00	0.00	0.00	312.11
Молочная	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Янтарная	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
t-аконитовая	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Яблочная	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Пировиноградная	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Лимонная	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2-кетоглутаровая	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Щавелевая	4.36	4.48	3.40	12.58	4.69	4.75	4.03	5.47

Продолжение таблицы 3

	Аминокислоты							
Триптофан	0.49	0.00	0.00	1.81	0.00	0.00	0.00	0.33
фенилаланин	3.56	1.54	0.00	4.21	0.10	0.05	0.02	1.35
лейцин	3.77	1.85	0.04	0.34	0.03	0.04	0.02	0.87
изолейцин	0.60	0.33	0.01	0.07	0.03	0.04	0.01	0.16
лизин	0.66	0.42	0.03	0.26	0.00	0.00	0.00	0.20
орнитин	0.68	0.21	0.55	0.05	0.04	0.07	0.03	0.23
метионин	0.32	0.00	0.02	0.17	0.01	0.00	0.00	0.07
валин	0.65	0.56	0.01	0.16	0.01	0.00	0.00	0.20
тирозин	4.20	1.15	0.01	1.40	0.13	0.19	0.04	1.02
цистеин	0.24	0.32	0.26	1.79	0.00	0.00	0.00	0.37

Продолжение таблицы 3

g-аминомасляная	0.32	0.25	0.17	0.09	0.07	0.10	0.03	0.15
пролин	6.92	1.70	0.78	0.86	0.63	0.55	0.19	1.66
аланин	13.04	5.87	0.01	1.81	1.07	0.97	0.18	3.28
треонин	0.43	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
гистидин	0.04	0.07	0.05	0.41	0.14	0.10	0.14	0.13
глицин	13.40	4.16	0.06	2.26	0.00	0.00	0.00	2.84
глутаминовая	10.86	5.93	0.27	1.87	0.64	0.48	0.15	2.89

Окончание таблицы 3

	Сахара							
Глюкоза	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Фруктоза	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ксилоза	74.94	956.40	2206.74	604.31	1205.69	181.56	111.95	763.08
Рибоза	4648.15	4151.74	2668.17	2971.02	2936.02	2027.95	409.15	2830.31
	Ароматические карбоновые кислоты							
t-коричная	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Бензойная	0.26	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.09
Феруловая	1.73	0.67	0.00	0.95	0.21	0.13	0.00	0.53
p-кумаровая	0.00	0.00	0.00	2.85	0.02	0.00	0.00	0.41
Сиреневая	0.00	0.00	0.00	2.70	2.89	2.14	0.06	1.11
Ванилиновая	1.02	0.60	0.00	0.54	0.07	0.04	0.00	0.32
4-гидроксифенилуксусная	1.01	1.11	0.00	0.00	2.10	0.99	0.00	0.74
	Фитогормоны							
Салициловая кислота	0.04	0.06	0.00	2.49	0.02	0.02	0.00	0.38

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнены в рамках научной темы FFZF-2024-0002 “Современные угрозы водным объектам и инновационные методы их сохранения, восстановления и рационального использования”.

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. *Штин С. М.* Озерные сапропели и их комплексное освоение. Учебное пособие. М., 2005. 84 с.
2. *Косов В. И.* Сапропель: ресурсы, технологии, гео-экология. СПб.: Наука, 2007. 223 с.
3. *Елисеев А. Н., Багута М. Ю., Белова С. С., Степанов А. А.* Химический состав и биологические свойства сапропеля // Вестник Курской государственной сельскохозяйственной академии. 2011. № 1. С. 65–67.
4. *Митюков А. С., Румянцев В. А., Крюков Л. Н., Ярошевич Г. С.* Сапропель и перспективы его использования в аграрном секторе экономики // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 2 (39). С. 110–114.
5. *Кирейчева Л. В., Яшин В. М.* Эффективность применения органоминеральных удобрений на основе сапропеля // Агрохимический вестник. 2015. № 2. С. 37–40.
6. *Платонова Д. С., Диденко Т. А., Адеева Л. Н.* Исследование состава гуминовых кислот из сапропеля // Вестник Омского университета. 2014. № 2 (72). С. 87–89.
7. *Макаров С. В., Николаев И. А., Максимюк Н. Н.* Сапропели как источник гуминовых кислот для изготовления биогенных стимуляторов // Молодой ученый. 2017. № 20 (154). С. 170–172.
8. *Ежков О. В., Газизов Р. Р., Яппаров И. А., Биккинина Л. М. Х., Ежкова Д. В., Яппаров Д. А., Файзрахманов Р. Н.* Влияние сапропеля на агрохимические показатели почвы, урожайность и качество овощных культур // Вестник Технологического университета. 2017. Т. 20. № 6. С. 127–130.
9. *Хужахметова Г. Ю., Хабиров И. К., Хасанов А. Н.* Сапропель как регулятор баланса органического вещества почв и источник органического питания растений // Известия Уфимского научного центра РАН. 2017. № 3–1. С. 206–208.
10. *Лысакова Т. Н., Фомин И. А., Нестеренко А. В., Дмитриев П. С.* Перспективы применения экстракта сапропеля с целью повышения урожайности сельскохозяйственных культур // Гидрометеорология и экология. 2019. № 3 (94). С. 7–16.
11. *Минаковский А. Ф., Игнатовец О. С., Шатило В. И., Сергеевич Д. С., Босак В. Н.* Применение сапропеля для активации почвенных фосфатмобилизующих микроорганизмов // Вестник Белорусской государственной сельскохозяйственной академии. 2020. № 2. С. 101–106.
12. *Лактионов Ю. В., Попова Т. А., Андреев О. А., Ибатуллина Р. П., Кожемяков А. П.* Создание стабильной формы ростстимулирующих микробиологических препаратов и их эффективность // Сельскохозяйственная биология. 2011. Т. 46. № 3. С. 116–118.
13. *Емельянов А. М., Иванов Н. А., Емельянов Ю. А., Серебренников В. Г., Булах В. И.* Применение сапропелей в сельском хозяйстве. Екатеринбург: Свердловский СХИ, 1992. 117 с.
14. *Кирейчева Л. В., Хохлова О. Б.* Сапропели: состав, свойства, применение. М.: Изд. РОМА, 1998. 120 с.
15. *Успенская О. Н., Васючков И. Ю.* Микроэлементы в сапропелях – природном материале на удобрение для органического земледелия // Агрохимия. 2019. 10. С. 52–57.
16. *Успенская О. Н., Борисов В. А., Васючков И. Ю.* Сапропель – перспективное органическое удобрение // Орошаемое земледелие. 2019. № 1. С. 50–51.
17. *Платонов В. В., Ларина М. А., Горохова М. Н., Белозерова Л. И., Иерусалимский К. В.* Сапропели – кладовая биологически активных соединений // Вестник новых медицинских технологий. Электронное издание. 2016. № 3. С. 255–264.
18. *Хохлов В. И., Фомин А. И., Шилова Н. А.* Применение сапропелей на удобрение. М.: Россельхозиздат, 1986. 40 с.
19. *Позднякова В. Ф., Сенченко М. А., Сорокин А. Н.* Влияние сапропеля на содержание минеральных веществ в сельскохозяйственных культурах // Вестник АПК Верхневолжья. 2022. № 4 (60). С. 68–3.
20. *Дементьев В. А.* Сапропель как источник альтернативной энергии и натуральных органических удобрений // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2014. № 6. С. 67–70.

BIOCHEMICAL ASSESSMENT OF HUMATE-SAPROPEL RAW MATERIALS OF THE SMALL SIMAGINSKY LAKE

Academician of the RAS V. A. Rumyantsev^{a, #}, J. V. Puhalsky^{b, ##}, S. I. Loskutov^b,
A. I. Shaposhnikov^c, O. I. Rumyantseva^d, Yu. V. Kosulnikov^c, A. I. Kovalchuk^c,
L. A. Gorodnova^b, G. V. Nikiticheva^b, A. S. Mityukov^e

Received May 29, 2024

After revision June 15, 2024

Accepted June 18, 2024

^aSt. Petersburg Scientific Center of the Russian Academy
of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^bPushkin Leningrad State University, St. Petersburg,
Pushkin, Russian Federation

^cAll-Russia Research Institute for Agricultural Microbiology,
St. Petersburg, Pushkin, Russian Federation

^dPeter the Great St. Petersburg Polytechnic University,
St. Petersburg, Russian Federation

^eSt. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy
of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences,
St. Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: rum.ran@mail.ru

^{##}E-mail: puhalskyan@gmail.com

The article presents the biochemical composition of sapropels from Lake Small Simagen, studied using modern methods of atomic emission spectrometry (ICP-AE) and high-performance liquid chromatography (HPLC). This source of organic matter is now the least in demand in the country; many deposits are abandoned. However, such organic colloids and their humic extracts are not inferior in their spectrum of action to extracts from peat or coal. The study showed the predominance of the proportion of potassium and sodium in the gross composition of macroelements. Among microelements, both in bulk and in mobile forms, iron and manganese ions dominated. Apparently, the Fe cation is bound in polyligand forms with carboxylic acids. The ratio of these two elements in the samples averaged 10:1 — Fe:Mn. The content of heavy metals was within the limits acceptable for sapropel fertilizers according to GOST R 54000—2010. The results obtained during the study can be further used in the biotechnology of intensive crop production, when growing crops in a hydroponic environment while minimizing the use of synthetic fertilizers. In addition, since carbohydrates were found in all studied samples of these raw materials, the extracts can be used in the development of modified nutrient media in the field of agricultural microbiology to stabilize the titer of beneficial rhizobacteria.

Keywords: sapropel, bottom silt, Small Lake Simagen, elements, low molecular weight compounds

УДК 504.054;504.064.2.001.18

ПЕРВАЯ ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИМИ АРОМАТИЧЕСКИМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА г. УЛАН-УДЭ

© 2024 г. Н. Е. Кошелева, Н. Б. Жаксылыков*,
Ю. А. Завгородняя, академик РАН Н. С. Касимов

Поступило 31.05.2024 г.

После доработки 05.06.2024 г.

Принято к публикации 18.06.2024 г.

Впервые проанализировано содержание 17 индивидуальных полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в образцах фоновых и городских почв, полученных при геохимической съёмке территории г. Улан-Удэ летом 2022 г. Среднее содержание ПАУ в почвах города составляет 801 нг/г, что более чем в 8.5 раза превышает уровень в фоновых каштановых почвах. Почвенный покров загрязнён преимущественно средне- и высокомолекулярными полиаренами. Доли индивидуальных ПАУ в почвах Улан-Удэ колеблются в диапазоне 4–11% при среднем значении 6%. В почвенном покрове города выявлено 10 высококонтрастных аномалий с суммой ПАУ от 3162 до 10189 нг/г. Метод главных компонент и индикаторные соотношения полиаренов позволили оценить основные типы источников и их вклад в загрязнение городских почв.

Ключевые слова: ПАУ, техногенные аномалии, сжигание углей, промышленные выбросы, индикаторные соотношения

DOI: 10.31857/S2686739724100209

ВВЕДЕНИЕ

В городах в условиях постоянной техногенной нагрузки формируются контрастные геохимические аномалии. Функционирование промышленных предприятий, объектов теплоэнергетики, очистных сооружений, полигонов твёрдых бытовых отходов (ТБО), проведение строительных и инженерных работ и движение авто- и железнодорожного транспорта создают постоянный приток поллютантов в компоненты городских ландшафтов. Почвенный покров городов является приоритетным объектом мониторинга из-за своей способности маркировать многолетнее загрязнение [1].

Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ, полиарены) являются значимыми загрязнителями городской среды, что связано с их высокой токсичностью, мутагенностью и канцерогенностью [2–4]. Высокая экологическая опасность этих соединений создаёт риски

для здоровья населения. ПАУ являются органическими соединениями бензольного ряда, в структуре которых присутствует от 2 до 7 конденсированных бензольных колец. По сложности строения молекул ПАУ делятся на низкомолекулярные, в структуре которых присутствуют 2–3 бензольных кольца, среднемолекулярные, состоящие из 4 колец, и высокомолекулярные с 5 и более бензольными кольцами. В зависимости от строения молекул ПАУ обладают различными физико-химическими свойствами и поступают из разных природных и техногенных источников. ПАУ петрогенного происхождения связаны с сырой нефтью и нефтепродуктами, ПАУ пирогенного происхождения образуются в результате сжигания ископаемого топлива, древесины и других материалов. Средне- и высокомолекулярные ПАУ более устойчивы к фотохимическому и микробиологическому разложению, что усиливает их экологическую опасность [5, 6]. Единственный нормируемый в РФ бенз(а)пирен (БаП) обладает ярко выраженными токсическими свойствами и относится к суперзагрязнителям.

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*E-mail: niyaz.zh@mail.ru

Загрязнение ПАУ городских ландшафтов особенно ярко выражено там, где объектами теплоэнергетики используются каменный и бурый угли. По этому показателю существует значительная дифференциация российских регионов. В европейской части России в основном используется газ, регионы Сибирского и Дальневосточного федеральных округов традиционно эксплуатируют угольные ТЭЦ, поэтому для них характерны более высокие концентрации в атмосфере и более высокая пирогаемость ПАУ [7]. Это определяет высокую актуальность эколого-геохимических исследований воздействия топливно-энергетического комплекса на состояние окружающей среды. Целью данной работы является оценка загрязнения почвенного покрова столицы Бурятии г. Улан-Удэ полиаренами. Ранее содержание ПАУ в почвах Улан-Удэ не изучалось. В Бурятии уровень газификации практически близок к нулю, а доля площади жилых зданий с автономными системами отопления, в которых сжигается древесина и уголь, достигает 52% [8]. Поставлены следующие задачи:

- проанализировать содержание 17 индивидуальных ПАУ в образцах фоновых и городских почв, тугнуйского угля и золошлаковых отходов ТЭЦ;
- изучить особенности пространственного распределения полиаренов в почвах города, выделив локальные аномалии ПАУ;
- определить пути поступления ПАУ в почвенный покров и приоритетные источники загрязнения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Природные условия. Улан-Удэ находится в Селенгинском среднегорье, в Иволгино-Удинской межгорной впадине, вытянутой в широтном направлении. Город расположен в нижнем течении Селенги, при впадении в неё притока Уды. В юго-западной и северо-восточной части Улан-Удэ ограничен хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, а на юге и юго-востоке – хребтами Цаган-Дабан и Селенгинским среднегорьем. Климат территории резкоконтинентальный, средние температуры самого холодного (январь) месяца –19, –22, самого теплого (июль) – 24–25°C. Годовое количество осадков составляет 300–400 мм с максимумом летом. Для Улан-Удэ характерна низкая ветровая активность, средние скорости ветров 2–3 м/с.

В автоморфных позициях исследуемой территории распространены каштановые и лугово-каштановые почвы, в поймах – аллювиальные дерновые, болотные и лугово-болотные почвы. Под сосновыми лесами на окраинах города встречаются боровые пески и дерновые лесные почвы. В условиях постоянной техногенной нагрузки почвенный покров города трансформируется, образуются механически и химически преобразованные почвы, урбанозёмы, экранозёмы, реплантозёмы и техногенные грунты. Растительный покров в Улан-Удэ представлен в основном сосновыми лесами с рододендровым подлеском. В пределах города растительность разрежена и неоднородна.

Источники техногенного воздействия. Известно, в городах ПАУ синтезируются при сгорании разных видов топлива, содержатся в выбросах авто- и железнодорожного транспорта, многих промышленных производств, включая химические предприятия и нефтепереработку [9–12]. Особенно велик вклад ТЭЦ, работающих на угле и мазуте [13]. В Улан-Удэ крупными источниками ПАУ могут быть выбросы и золошлакоотвалы ТЭЦ-1 и ТЭЦ-2, где в качестве топлива используется местный каменный уголь из разреза “Тугнуйский”. К источникам загрязнения можно отнести также более 20 тыс. автономных источников теплоснабжения в частной жилой застройке, где в печах и котлах сжигается древесина хвойных пород и каменный уголь.

Улан-Удэ является крупным транспортным центром, через него проходит участок Транссибирской магистрали и федеральной автотрассы “Байкал”. Автомобильный и железнодорожный транспорт, а также объекты их инфраструктуры могут поставлять значительное количество ПАУ в почвенный покров города. Среди потенциальных источников ПАУ следует отметить локомотивовогоноремонтный и машиностроительный заводы, завод по производству металлических конструкций “Улан-Удэстальмост”.

Материалы и методы исследования. В июне-августе 2022 г. проведено опробование верхнего (0–10 см) горизонта почв разных функциональных зон г. Улан-Удэ по регулярной сетке с шагом 700–1000 м. Всего было отобрано 220 образцов почв в городе и 12 образцов фоновых почв за пределами Улан-Удэ.

Содержание 17-ти ПАУ в почвах, образцах угля и золы анализировалось методом высокоэффективной жидкостной хроматографии с использованием жидкостного хроматографа с флуориметрическим детектором в Центре

Таблица 1. Среднее содержание ПАУ в верхнем (0–10 см) горизонте почв по функциональным зонам г. Улан-Удэ, нг/г

Функциональные зоны (количество проб)	Сумма низко- молекулярных ПАУ	среднемолекулярные			высокомолекулярные					Сумма ПАУ
		Хризен (4*)	Пирен (4)	Флуорантен (4)	Бенз(а)пирен (5)	Бенз(е)пирен (5)	Бензо(б)флуоран- тен (5)	Бензо(ghi)пери- лен (6)	Индено(1,2,3-сd) пирен (6)	
Фон (12)	10.95	7.44	10.2	14.2	5.51	6.6	9.88	11.4	8.1	93.6
Промышленная (41)	130	67.9	113	144	47.7	75.5	72.6	86.3	53.2	873
Жилая многоэт. (56)	53.7	40.4	57.8	75.8	35.9	43.7	54.9	66.1	45.9	530
Жилая одноэт. (76)	85.4	68.3	107	132	62.2	71.2	81.4	91.9	62.6	860
Автотранспортная (22)	113	60.5	95.5	122	53.8	67.1	83.4	118	76	873
Транспортная ж/д (7)	353	179	408	583	59.9	145	182	101	54.3	2247
Рекреационная (18)	50	33.8	50.6	70.7	26.7	38.7	42.8	51.5	33.6	444
Среднее в городе (220)	94.2	62	101	130	50	65.1	74.2	84.7	55.9	801

*Примечание. В скобках — количество бензольных колец.

коллективного пользования “Хроматографический анализ объектов окружающей среды” МГУ.

Степень контрастности техногенных аномалий ПАУ в городских почвах определялась по коэффициентам концентрации $K_c = C_i/C_f$, где C_i и C_f — содержание i -го ПАУ в городских и фоновых почвах соответственно. Основные источники полиаренов и их вклад в загрязнение верхних горизонтов городских почв оценивались на основе анализа главных компонент в пакете Statistica 12.0 и расчёта парных диагностических соотношений ПАУ. Карта суммарного содержания ПАУ в почвах Улан-Удэ составлена в пакете ArcGIS 10.3 путём интерполяции методом ОВР, распределение суммы ПАУ показано цветовым фоном. Из-за наличия экстремальных значений, в десятки раз превосходящих средние, локальные экстремумы изображены на карте пунсонами разного размера.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сумма 17-ти рассматриваемых ПАУ в образцах тугнуйского угля достигает 19967 нг/г, что в 3.7 раза больше, чем в Канско-Ачинских бурых углях [14]. Так же, как и в Канско-Ачинских

углях преобладают среднемолекулярные ПАУ с долей в сумме ПАУ 39%; низко- и высокомолекулярные соединения составляют 28.9 и 32.1% соответственно. Состав ПАУ в тугнуйских углях определяется 2–3-ядерными нафталином и фенантrenom (10.2% и 10.5% от суммы ПАУ), 4-ядерными хризенom (15.8%), флуорантеном (10.5%), пиреном (8.5%), 5–6-ядерными бензо(б)флуорантеном (8.9%) и бензо(ghi)периленом (7.1%). В золошлаковых отходах двух улан-удэнских ТЭЦ суммарное содержание полиаренов 72–78 нг/г, на долю низко- и среднемолекулярных структур приходится 37.5–40.1 и 39.5–40.2% соответственно.

Состав ПАУ в фоновых почвах и в почвенном покрове Улан-Удэ показан в табл. 1 и на рис. 1. Сумма ПАУ в фоновых почвах составляет 93.6 нг/г, что близко к значениям, полученным для фоновых почв Тюмени (114 нг/г) и Северобайкальска (110 нг/г) [14, 15]. Наиболее высокие доли в фоновых почвах наблюдаются у средне- и высокомолекулярных флуорантена, бензо(ghi)-перилена, пирена, бензо(б)флуорантена, индено(1,2,3-сd)пирена и низкомолекулярного фенантрена. У остальных 2–3-ядерных ПАУ доля не превышает 1%.

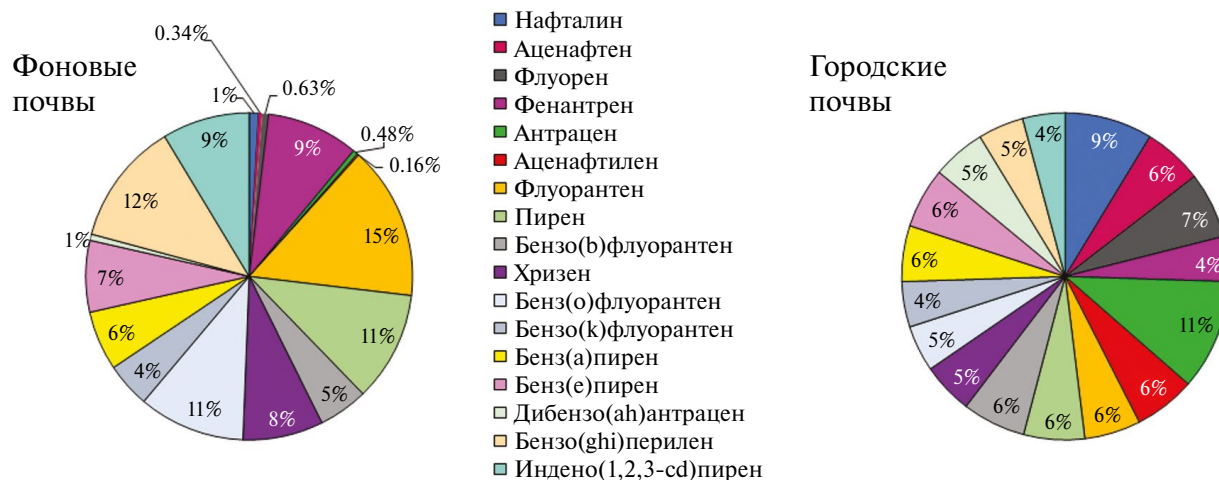


Рис. 1. Состав ПАУ в фоновых почвах и в почвах Улан-Удэ.

В почвенном покрове Улан-Удэ среднее содержание суммы полиаренов достигает 801 нг/г, что более чем в 8.5 раз выше, чем в фоновых почвах. В городских почвах интенсивно накапливаются в основном средне- и высокомолекулярные соединения, которые на 42.6 и 45.7% определяют загрязнение ПАУ. По интенсивности аккумуляции в почвах лидируют 3-ядерный фенантрен, 4-ядерные флуорантен, пирен, хризен, высокомолекулярные бензо(ghi)перилен, бензо(б)флуорантен, бенз(е)пирен, индено(1,2,3-сd)пирен и БаП. Доли отдельных ПАУ в их суммарном содержании колеблются в диапазоне 4–11% при среднем значении 6% (рис. 1). Наиболее загрязнённой является железнодорожная транспортная зона со средней суммой ПАУ 2247 нг/г, что в 2.6 раза больше, чем в промышленной и автотранспортной зонах.

По сравнению с Северобайкальском и Тюменью загрязнение ПАУ почв Улан-Удэ в 1.8–2.3 раза интенсивнее, что можно объяснить большим количеством источников и неблагоприятным ветровым режимом, препятствующим выносу техногенных выбросов за пределы города. По составу ПАУ почвы Улан-Удэ, как и Байкальска [16], отличаются преобладанием средне- и высокомолекулярных соединений, что характерно для выбросов одноэтажной жилой зоны с печным отоплением.

Сравнение с крупными промышленными городами восточного и северо-восточного Китая, в которых превышение содержания ПАУ в городе над фоном достигает 30–36 раз, показало значительно меньший уровень загрязнения почв Улан-Удэ полиаренами [17, 18].

Пространственное распределение ПАУ в городских почвах. Сумма 17-ти изучаемых полиаренов в почвенном покрове Улан-Удэ варьирует от 18.4 нг/г до 10189 нг/г. На 32.7% территории Улан-Удэ содержание ПАУ не превышает 250 нг/г, на 19.1% колеблется в пределах 250–500 нг/г, на 30.1% – 500–1000 нг/г, на 13.6% – 1000–3000 нг/г. Максимальные концентрации полиаренов (3162–10189 нг/г) наблюдаются в 10 точках опробования. Участки с высококонтрастными аномалиями суммы ПАУ, отмеченные на рис. 2 пунсонами светло-розового цвета, занимают 4.5% территории города, они расположены в селитебной одноэтажной (аномалии № 3, 4, 8, 9), железнодорожной транспортной (№ 2, 10), автотранспортной (№ 6, 7) и промышленной функциональных зонах (№ 1, 5). Локализация аномалий вблизи источников сжигания угля и других видов топлива, а также золошлакоотвала ТЭЦ-1 указывает на ведущую роль этих источников в загрязнении городских почв ПАУ. Абсолютный максимум суммы ПАУ (аномалия № 10) 10189 нг/г зафиксирован в транспортной железнодорожной зоне, где локальная аномалия примыкает на юге к небольшой промышленной зоне, а севернее неё проходит асфальтированная автодорога. Таким образом, железнодорожный транспорт представляет собой крупный источник загрязнения почв ПАУ.

В локальных аномалиях доминируют средне- и высокомолекулярные соединения: их общая доля в центрах аномалий достигает 82–99%. Загрязнение почв города полиаренами на 23–58% определяется 4-ядерными флуорантеном и пиреном. Существенный вклад в загрязнение почв вносят высокомолекулярные бензо(б)флуорантен и бензо(ghi)перилен, стоит также отметить индено(1,2,3-сd)пирен, БаП, бенз(е)пирен

и 4-ядерный хризен. Доля низкомолекулярных ПАУ незначительна и в большинстве аномалий не превышает 10%, достигая 15–18% в трёх аномалиях (№ 4, 3, 10), что обусловлено значительным вкладом фенантрена.

Диагностика источников ПАУ. Основные источники поллютантов и их вклад в загрязнение верхних горизонтов почв определяли методом главных компонент в пакете Statistica 12.0. Результаты анализа массива данных с концентрациями полиаренов в почвах Улан-Удэ позволили выделить три фактора. Первый фактор объясняет 76.8 % общей дисперсии и включает тяжелые 5–6-ядерные ПАУ с очень высокими факторными нагрузками (бензо(b)- и бензо(k)-флуорантен, БаП, бенз(е)пирен, дибензо(ah)антрацен, бензо(ghi)перилен, индено(1,2,3-cd)

пирен) и 4-ядерные бенз(а)антрацен и хризен, образующиеся при сжигании древесины и угля в частных домах, каменного угля на ТЭЦ, промышленном сжигании нефти и содержащихся в выбросах автотранспорта с бензиновым и дизельным двигателями, и железнодорожного транспорта. На второй фактор приходится 13.7% дисперсии, он характеризует накопление легких 2–3-ядерных ПАУ (нафталина, аценафтилена, аценафтена, флуорена, антрацена) и отражает вклад лесных пожаров и петрогенных источников ПАУ, включая угольную пыль. Вклад третьего фактора составляет 4.5%, он связан с накоплением 3-ядерного фенантрена и 4-ядерных ПАУ флуорантена, пирена, хризена, образующихся при сжигании древесины и угля, дизельного топлива в двигателях автотранспорта. Источники

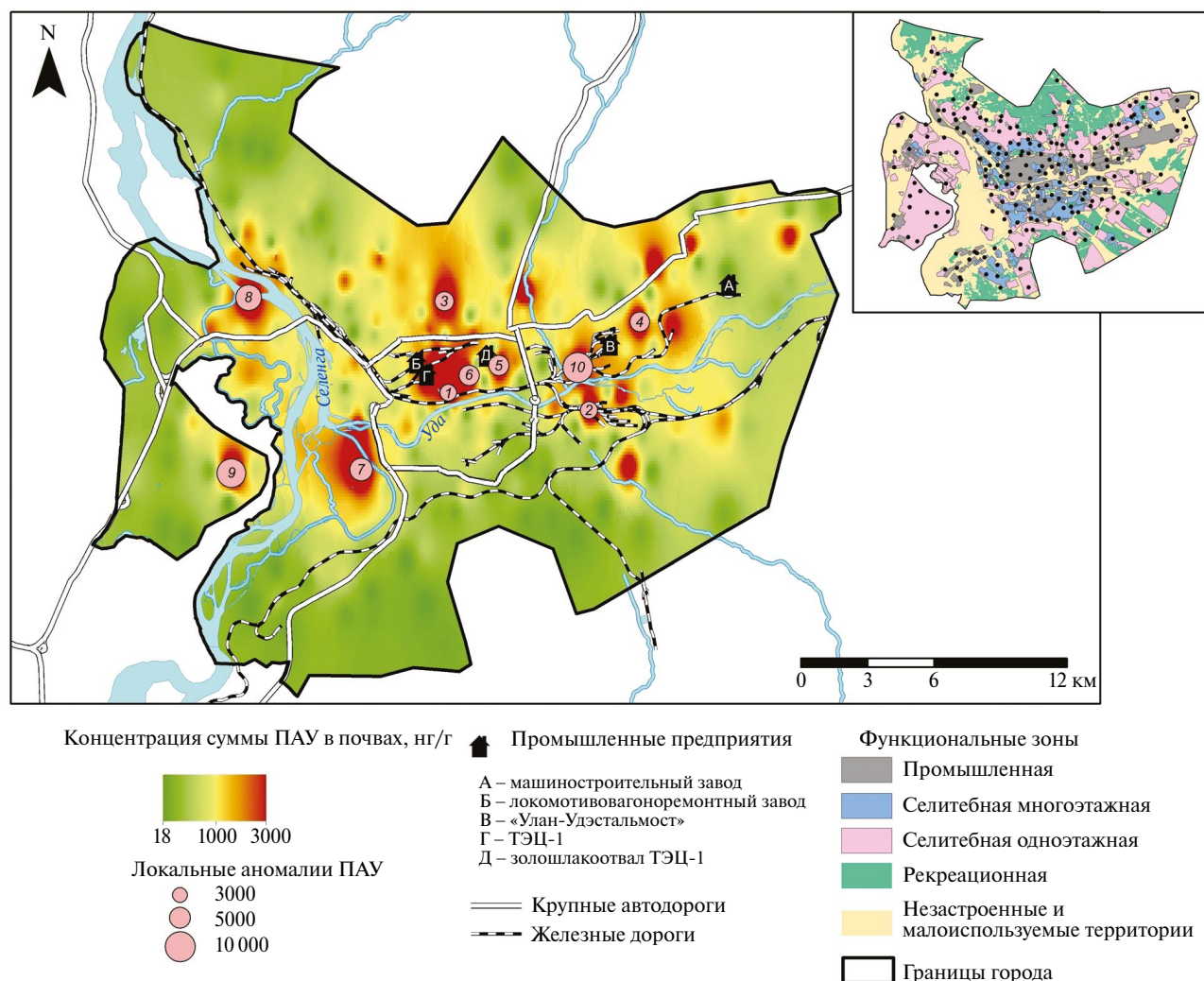


Рис. 2. Точки отбора почвенных проб в функциональных зонах (вверху справа) и распределение суммы ПАУ в верхнем (0–10 см) слое почв г. Улан-Удэ (цифрами обозначены локальные аномалии ПАУ).

фенантрена, у которого самая высокая (0.8) факторная нагрузка, более разнообразны: кроме перечисленных, это сжигание бензина и ТБО, испарение нефтепродуктов, использующихся для обработки железнодорожных шпал.

Роль рассмотренных техногенных источников ПАУ в загрязнении почв Улан-Удэ подтверждают четыре парных диагностических соотношения ПАУ [9, 19, 20].

Отношение 3-ядерных фенантрена P и антрацена A является информативным и надёжным способом разделения источников ПАУ на пирогенные и петрогенные. Значение $P/A > 10$ индицирует петрогенные источники, а $P/A < 10$ указывает на пирогенные. На 50% территории Улан-Удэ $P/A < 10$, на второй половине $P/A > 10$. В железнодорожной транспортной зоне соотношение P/A колеблется от 10.6 до 23.4, что свидетельствует о том, что железнодорожный транспорт является значимым поставщиком петрогенных ПАУ в городских почвах. В остальных зонах загрязнение ПАУ почвенного покрова Улан-Удэ формируется при участии и петрогенных, и пирогенных источников, что подтверждает сильное варьирование отношения P/A от минимальных значений 0.26–3.46 до максимальных 21.3–25.2.

Следующие три соотношения позволяют определить тип сжигаемого топлива. Соотношение антрацена к сумме антрацена и фенантрена $A/(A+P) < 0.1$ указывает на выбросы от сжигания бензина, дизельного топлива, мазута, при превышении значения 0.1 доминирует вклад от сжигания угля и древесины, а также некоторых видов нефтепродуктов и сырой нефти. На 57.7% территории Улан-Удэ города значение $A/(A+P) < 0.1$, при этом в отдельных функциональных зонах показатель варьирует, то превышая, то опускаясь ниже 0.1. Только в пределах железнодорожной транспортной зоны значения $A/(A+P)$ находятся в интервале 0.04–0.09. Максимумы $A/(A+P)$ 0.8 и 0.72 приурочены к одноэтажной жилой зоне, первый в локальной аномалии № 8 (рис. 1) обусловлен сжиганием древесины и угля в печах частных домов.

Соотношение пирена и БаП $PY/BaP > 10$ указывает на петрогенные источники, < 10 на пирогенные, при этом близкое к 1 определяет поступление ПАУ от выхлопных газов бензиновых двигателей, а близкое к 10 — дизельных. Почти на всей территории (97%) Улан-Удэ данное отношение варьирует в пределах 0.54–9.35, что свидетельствует о доминировании пирогенных источников ПАУ в почвах. Около 16% территории в автотранспортной и жилых зонах

характеризуется значениями PY/BaP , близкими к 1. Максимумы PY/BaP (27.5 и 22.7) диагностируют петрогенные источники на северо-восточной и восточной окраинах города в промышленной зоне, связанные с использованием различных нефтепродуктов и масел.

Соотношение бенз(а)антрацена и БаП BaA/BaP идентифицирует поступление ПАУ от сжигания бензина, если оно близко к 0.5, сжигание древесины при значении, близком к 1 и сжигание угля при более высоких значениях. На 18% территории Улан-Удэ в автотранспортной и жилой зонах отношение BaA/BaP составляет 0.5 или немного превышает его. Для 39% территории города значение BaA/BaP близко к 1. Оно наблюдается преимущественно в зоне одноэтажной застройки, где сжигается в основном древесина хвойных пород. На 9% территории соотношение BaA/BaP значительно больше 1, что связано с промышленным сжиганием угля, его высокие значения обнаружены в промышленной и железнодорожной транспортной зонах.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы выполнены по договору № 8/Д-2021 с ФГБУ УралНИИ “Экология”, анализ и интерпретация данных — при поддержке РНФ (проект № 19-77-3004-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Касимов Н. С., Власов Д. В., Кошелева Н. Е., Никифорова Е. М. Геохимия ландшафтов Восточной Москвы. М.: АПР, 2016. 276 с.
2. Ровинский Ф. Я., Теплицкая Т. А., Алексеева Т. А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 224 с.
3. Alegbeleye O. O., Opeolu B. O., Jackson V. A. Polycyclic Aromatic Hydrocarbons: A Critical Review of Environmental Occurrence and Bioremediation // Environmental Management. 2017. V. 60. № 4. P. 758–783. <https://doi.org/10.1007/s00267-017-0896-2>
4. Gusev A., Batrakova N. Assessment of PAH pollution levels, key sources and trends: contribution to analysis of the effectiveness of the POPs Protocol. Technical Report 2/2020. June 2020. Meteorological Synthesizing Centre — East, Moscow, Russia. 52 p.
5. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах. Геннадиев А. Н., Пиковский Ю. И. (ред.). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 192 с.

6. *Dat N.-D., Chang M. B.* Review on characteristics of PAHs in atmosphere, anthropogenic sources and control technologies // *Science of the Total Environment*. 2017. V. 609. P. 682–693.
7. *Халиков И. С., Яхрюшин В. Н., Корунов А. О.* Концентрация 4–6 ядерных ароматических углеводородов в атмосферном воздухе городов России в зимнее время // *Экологическая химия*. 2021. Т. 30. № 2. С. 59–70.
8. *Битюкова В. Р., Дехнич В. С., Кравчик А. И., Касимов Н. С.* Оценка влияния автономных систем отопления жилых строений на загрязнение воздуха в муниципальных образованиях (на примере Байкальского региона) // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2024. Т. 79. № 1. С. 22–36.
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.1.2>
9. *Хаустов А. П., Редина М. М.* Индикаторные соотношения концентраций полициклических ароматических углеводородов в объектах сжигания угольного топлива и биомассы // *Антропогенная трансформация природной среды*. 2019. № 5. С. 64–71.
10. *Devos O., Combet E., Tassel P., Paturel L.* Exhaust emissions of PAHs of passenger cars // *Polycyclic Aromatic Compounds*. 2006. V. 26. P. 69–78.
<https://doi.org/10.1080/10406630500519346>
11. *Miguel A. H., Kirchstetter T. W., Harley R. A., Hering S. V.* On-road emissions of particulate polycyclic aromatic hydrocarbons and black carbon from gasoline and diesel vehicles // *Environmental Science and Technology*. 1998. V. 32. № 4. P. 450–455.
<https://doi.org/10.1021/es970566w>
12. *Mętrak M., Chmielewska M., Sudnik-Wójcikowska B., Witkomirski B., Staszewski T., Suska-Malawska M.* Does the railway function of railway infrastructure determine qualitative and quantitative composition of contaminants (PAHs, heavy metals) in soil and plant biomass? // *Water, Air and Soil Pollution*. 2015. V. 226. № 8. P. 253–265.
<https://doi.org/10.1007/s11270-015-2516-1>
13. *Журавлева Е. В., Михайлова Е. С., Журавлева Н. В., Исмагилов З. Р.* Полициклические ароматические углеводороды из углей в объектах окружающей среды // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2020. Т. 28. № 3. С. 328–337.
<https://doi.org/10.15372/KhUR2020237>
14. *Кошелева Н. Е., Никифорова Е. М., Тимофеев И. В., Завгородняя Ю. А.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах Северобайкальска // *География и природные ресурсы*. 2023. № 4. С. 77–89.
<https://doi.org/10.15372/GIPR20230408>
15. *Константинова Е. Ю., Сушкова С. Н., Минкина Т. М., Антоненко Е. М., Константинов А. О., Хо-рошавин В. Ю.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах промышленных и селитебных зон Тюмени // *Известия Томского политех. университета. Инжиниринг георесурсов*. 2018. Т. 329. № 8. С. 66–79.
16. *Kosheleva N. E., Nikiforova E. M., Zhaxylykov N. B.* Ecological and geochemical assessment of the state of soils in the city of Baikal'sk according to the content of polycyclic aromatic hydrocarbons // *Eurasian Soil Science*. 2024. V. 57. № 4. P. 692–709.
17. *Song N., Ma J., Yu Y., Yang Z., Li Y.* New observations on PAH pollution in old heavy industry cities in northeastern China // *Environmental Pollution*. 2015. V. 205. P. 415–423.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2015.07.005>
18. *Xu Z., Wang C., Li H., Xu S., Du J., Chen Y., Ma C., Tang J.* Concentration, distribution, source apportionment, and risk assessment of surrounding soil PAHs in industrial and rural areas: a comparative study // *Ecol. Indic.* 2021. V. 125. 107513.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107513>
19. *Yunker M. B., Macdonald R. W., Vingarzan R., Mitchell R. H., Goyette D., Sylvestre S.* PAHs in the Fraser River Basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators of PAH source and composition // *Org. Geochem.* 2002. V. 33. P. 489–515.
[https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00002-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00002-5)
20. *Stogiannidis E., Laane R.* Source characterization of polycyclic aromatic hydrocarbons by using their molecular indices: An overview of possibilities // *Rev. Environ. Contaminat. Toxicol.* 2015. V. 234. P. 49–133.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-10638-0_2

FIRST ASSESSMENT OF SOIL COVER POLLUTION WITH POLYCYCLIC AROMATIC HYDROCARBONS IN ULAN-UDE

N. E. Kosheleva, N. B. Zhaxylykov[#], Yu. A. Zavgorodnyaya,
Academician of the RAS N. S. Kasimov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: niyaz.zh@mail.ru

For the first time, the content of 17 individual PAHs was analyzed in samples of background and urban soils obtained during a geochemical survey of the territory of Ulan-Ude in the summer of 2022. The average content of PAHs in the urban soils is 801 ng/g, which is more than 8.5 times higher than the level in background chestnut soils. The soil cover is contaminated predominantly with medium- and high-molecular-weight polyarenes. The share of individual PAHs in the soils of Ulan-Ude ranges within 4–11% with an average value of 6%. In the urban soil cover, ten high-contrast anomalies were identified with the amount of PAHs ranging from 3162 to 10189 ng/g. The principal component analysis and indicator ratios of polyarenes made it possible to identify the main types of sources and their contribution to urban soil pollution.

Keywords: PAHs, technogenic anomalies, coal combustion, industrial emissions, diagnostic ratios