

ISSN 2686-7397

Том 520, Номер 1

Январь 2025

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Том 520 № 1 2025 Январь

Основан в 1933 г.

Выходит 12 раз в год
ISSN 2686-7397

*Журнал издается под руководством
Президиума РАН*

Редакционный совет

Г.Я. Красников (председатель), В.Я. Панченко, С.Н. Калмыков,
Н.С. Бортников, А.Г. Габибов, В.В. Козлов, О.В. Руденко

Главный редактор
Н.С. Бортников

Редакционная коллегия

Л.Я. Аранович, Н.М. Боева,
В.А. Верниковский, А.О. Глико, К.Е. Дегтярев,
С.А. Добролюбов (заместитель главного редактора),
Н.С. Касимов (заместитель главного редактора),
Ю.А. Костицын (заместитель главного редактора),
А.В. Лопатин, Г.Г. Матишов, И.И. Мохов,
А.В. Самсонов (заместитель главного редактора),
В.А. Семенов, С.А. Тихоцкий, А.А. Тишков, П.Н. Шебалин,
М.И. Эпов (заместитель главного редактора), В.В. Ярмолюк

*Адрес редакции: 117342, Москва, ул. Бутлерова, д. 17Б, 6 этаж
тел. (499) 230-84-36, (499) 658-01-02; (499) 658-01-03*

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

© Российской академии наук, 2025

© Редколлегия журнала «Доклады Российской
академии наук. Науки о Земле»
(составитель), 2025

СОДЕРЖАНИЕ

Том 520, номер 1, 2025

ГЕОЛОГИЯ

Свидетельства раннедокембрийского возраста метаморфических пород Уральского блока (Средний Урал): результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) исследований возраста дегритового циркона из четвертичных отложений

Г. Ю. Шардакова, Е. В. Пушкарев, член-корреспондент РАН А. Б. Котов, А. О. Симанкова 5

Первые данные о возрасте ёрен циркона из верхнемезозойской лесковской толщи Ундино-Дайнской впадины Восточного Забайкалья

И. Н. Косенко, В. Д. Ефременко, Е. К. Метелкин, О. С. Дзюба,
член-корреспондент РАН Б. Н. Шурыгин, П. Д. Котлер, А. В. Куликова, А. Е. Игольников 10

Изотопное U–Pb SHRIMP-датирование эклогитов Мугоджар (Казахстан)

К. С. Иванов, В. С. Пономарев, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, Д. А. Ханин 17

Найдка неоархейских (2.71 млрд лет) конгломератов в Костомушском железорудном районе:
к вопросу о самой молодой стратотектонической ассоциации архея Карельского кратона

А. И. Слабунов, Н. С. Нестерова, С. В. Мудрук, О. А. Максимов, А. В. Кервинен 33

Особенности состава, возраст и металлогеническая характеристика гранитоидов
Пыркаталинского массива, арктическое побережье Чукотки, северо-восток России

М. В. Лучицкая, Е. В. Ватрушкина, К. Н. Мазуркевич,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов 47

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Поиски природного водорода в России: состояние проблемы и возможные стартовые решения

Л. А. Абукова, Ю. А. Волож, Д. С. Филиппова, Е. А. Сафарова 63

Газопроявления в пределах юго-восточного шельфа Крыма по данным непрерывного
сейсмоакустического профилирования

А. В. Хортов, А. А. Пронин, Н. А. Римский-Корсаков, А. Д. Мутовкин 74

ПЕТРОЛОГИЯ

Юрско-раннемеловой магматический пояс южной окраины Чукотского террейна
(северо-восток России): новые результаты U–Pb-датирования ёрен циркона

П. Л. Тихомиров, М. С. Гульпа 82

Условия формирования постколлизионных гранитов Карского орогена (Северный Таймыр,
Центральная Арктика): применение трёхмерного численного моделирования

Академик РАН В. А. Верниковский, А. Н. Семенов, О. П. Полянский, А. В. Бабичев,
А. Е. Верниковская, Н. Ю. Матушкин 90

МИНЕРАЛОГИЯ

Симметрия и структурная сложность минералов глубинных геосфер Земли (пиролитовая модель)

Академик РАН С. В. Кривовиццев 99

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Природная среда Верхнего Прикамья в позднеледниковые и раннем голоцене
по данным изучения донных отложений озера Новожилово

С. В. Копытов, Н. Е. Зарецкая, Е. А. Константинов, Е. Г. Лаптева, П. Ю. Санников,
Н. В. Сычев, Е. А. Мехонюшина 105

Сейсмостратиграфический анализ при палеогеографических реконструкциях изолированных
бассейнов (на примере Соленовского кризиса раннего олигоцена в Восточном Паратетисе)

И. С. Патина, В. В. Фомина, А. А. Ткачева, член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов 115

ГЕОФИЗИКА

Вертикальный градиент геомагнитного поля по результатам повышотной аэромагнитной съемки

*И. М. Алёшин, член-корреспондент РАН А. А. Соловьёв, К. И. Холодков,
Ф. В. Передерин, Я. В. Таран*

124

Мощность и термальное состояние литосферной мантии под трубкой Юбилейная (Алакит-Мархинское кимберлитовое поле, Сибирский кратон)

*М. В. Милаушкин, В. Г. Мальковец, А. А. Гибшер, А. М. Дымшиц, И. В. Яковлев,
академик РАН Н. П. Похilenко*

129

ОКЕАНОЛОГИЯ

Структура вод и ее изменчивость в проходе Кейн экваториальной Атлантики

А. Н. Демидов, К. В. Артамонова, С. Б. Крашенинникова, академик РАН С. А. Добролюбов

137

Внутренние гравитационные волны в океане с фоновыми сдвиговыми течениями, возбуждаемые нестационарными источниками

В. В. Булатов, И. Ю. Владимиров, Е. Г. Морозов

148

Высокогерманиевые рудные корки Японского моря

О. Н. Колесник, А. Н. Колесник, В. Т. Съедин, Н. В. Зарубина, А. А. Карабцов

154

Характеристики сдвиговых стратифицированных потоков в условиях шельфа Японского моря по данным натурных измерений в 2022 г.

*О. Е. Куркина, И. О. Яроцук, А. В. Кошелева, академик РАН Г. И. Долгих,
Е. Н. Пелиновский, А. А. Куркин*

161

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Моделирование термоконвективной эволюции земного ядра

Академик РАН Л. Я. Аранович, В. Д. Котелкин

167

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Влажность разрыва капилляров почв и её определение

*Г. Н. Федотов, член-корреспондент РАН С. А. Шоба, И. В. Горепекин,
А. И. Сухарев, Д. А. Тарасенко, А. П. Шваров, З. Тюгай*

175

CONTENTS

Vol. 520, no. 1, 2025

GEOLOGY

Evidence of the Early Precambrian Age of the Metamorphic Rocks from the Ufaley Block (Middle Urals):
Results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircon from the Quaternary Deposits

*G. Yu. Shardakova, E. V. Pushkarev, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov,
A. O. Simankova*

5

First Data on the Age of Zircon Grains from the Upper Mesozoic Leskovo Unit
of the Unda-Daya Depression of Eastern Transbaikalia

*I. N. Kosenko, V. D. Efremenko, E. K. Metelkin, O. S. Dzyuba, Corresponding Member
of the RAS B. N. Shurygin, P. D. Kotler, A. V. Kulikova, A. E. Igolnikov*

10

Isotopic U–Pb-SHRIMP Dating of Mugodzhari Eclogites (Kazakhstan)

K. S. Ivanov, V. S. Ponomarev, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov, D. A. Khanin

17

Finding of Neoarchean (2.71 Ga) Conglomerates in the Kostomuksha Iron Ore Province:
On the Youngest Archean Stratotectonic Association in the Karelian Craton

A. I. Slabunov, N. S. Nesterova, S. V. Mudruk, O. A. Maksimov, A. V. Kervinen

33

The Age, Composition and Metallogeny of the Pyrkataginsky Granitoid Massif,
Chukotka Arctic Coast, North-East of Russia

*M. V. Luchitskaya, E. V. Vatrushkina, K. N. Mazurkevich, Corresponding Member
of the RAS S. D. Sokolov*

47

GEOLOGY OF OIL AND GAS

The Search for Natural Hydrogen in Russia:

The State of the Problem and Possible Starting Solutions

L. A. Abukova, Yu. A. Volozh, D. S. Filippova, E. A. Safarova

63

Gas Shows within the Southeastern Shelf of the Crimea according to Continuous Seismoacoustic
Profiling Data

A. V. Khortov, A. A. Pronin, N. A. Rimsky-Korsakov, A. D. Mutovkin

74

PETROLOGY

The Jurassic through Early Cretaceous Magmatic Belt
of the Southern Margin of Chukotka Terrane (Northeastern Russia): New Zircon U–Pb Age Data

P. L. Tikhomirov, M. S. Gulpa

82

Formation Conditions of the Postcollisional Granites of the Kara Orogen (North Taimyr, Central Arctic):
Application of 3D Numeric Modeling

*Academician of the RAS V. A. Vernikovsky, A. N. Semenov, O. P. Polyansky, A. V. Babichev,
A. E. Vernikovskaya, N. Yu. Matushkin*

90

MINERALOGY

Symmetry and Structural Complexity of Minerals of the Earth Deep Geospheres (Pyrolite Model)

Academician of the RAS S. V. Krivovichev

99

PALEOGEOGRAPHY

The Environment of the Upper Kama Region during the Late Glacial and Early Holocene
as Revealed by the Study of Bottom Sediments from Lake Novozhilovo

*S. V. Kopytov, N. E. Zaretskaya, E. A. Konstantinov, E. G. Lapteva, P. Yu. Sannikov, N. V. Sychev,
E. A. Mekhonoshina*

105

Digitalization of Isolated Basins Paleogeographic Reconstructions:
A Case Study of the Early Oligocene Solenovian Crisis in the Eastern Paratethys

I. S. Patina, V. V. Fomina, A. A. Tkacheva, Correspondent Member of the RAS N. B. Kuznetsov

115

GEOPHYSICS

Vertical Gradient of the Geomagnetic Field by Multiple Altitude Aeromagnetic Survey

*I. M. Aleshin, Corresponding Member of the RAS A. A. Soloviev, K. I. Kholodkov,
F. V. Perederin, Ya. V. Taran*

124

Thickness and Thermal State of the Lithospheric Mantle

beneath the Yubileynaya Pipe (Alakit-Markha Kimberlite Field, Siberian Craton)

*M. V. Milaushkin, V. G. Malkovets, A. A. Gibsher, A. M. Dymshits, I. V. Yakovlev,
Academician of the RAS N. P. Pokhilenko*

129

OCEANOLOGY

Water Mass-Structure and Variability of the Kane Gap in the Equatorial Atlantic Ocean

*A. N. Demidov, K. V. Artamonova, S. B. Krasheninnikova,
Academician of the RAS S. A. Dobrolyubov*

137

Internal Gravity Waves in the Ocean with Shear Flows Excited by Non-Stationary Sources

V. V. Bulatov, I. Yu. Vladimirov, E. G. Morozov

148

Germanium-Rich Crusts of the Sea of Japan

O. N. Kolesnik, A. N. Kolesnik, V. T. S"edin, N. V. Zarubina, A. A. Karabtsov

154

Characteristics of Shear Stratified Flows in the Conditions of the Sea of Japan Shelf

Based on In-Situ Measurements in 2022

*O. E. Kurkina, I. O. Yaroshchuk, A. V. Kosheleva, Academician of the RAS G. I. Dolgikh,
E. N. Pelinovsky, A. A. Kurkin*

161

PHYSICS OF THE EARTH

Thermal Convection Modeling of the Evolution of the Earth Core

Academician of the RAS L. Ya. Aranovich, V. D. Kotelkin

167

SOIL SCIENCE

A Point of Limited Availability of Water in Soil and its Determination

*G. N. Fedotov, Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba, I. V. Gorepekin,
A. I. Sukharev, D. A. Tarasenko, A. P. Shvarov, Z. Tyugai*

175

УДК 550.42, 551.24

СВИДЕТЕЛЬСТВА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (СРЕДНИЙ
УРАЛ): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ИССЛЕДОВАНИЙ
ВОЗРАСТА ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА
ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

© 2025 г. Г. Ю. Шардакова^{1,*}, Е. В. Пушкарев¹, член-корреспондент РАН А. Б. Котов²,
А. О. Симанкова¹

Поступило 21.08.2024 г.

После доработки 29.08.2024 г.

Принято к публикации 02.09.2024 г.

Выполнены U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования детритового циркона из четвертичных отложений западной части Уфалейского блока на Среднем Урале, в тектоническом фрагменте, сложенном амфиболит-гнейсовой толщой, среди которой присутствуют тела докембрийских кинопироксенитов. Ярко выраженный статистический максимум датировок соответствует интервалу 2100–2000 млн лет. Несколько максимумов меньшей интенсивности отвечают диапазону 3200–2500 млн лет. Это даёт все основания полагать, что в пределах Уфалейского блока присутствуют породы раннедокембрийского возраста, которые ранее здесь не были выявлены.

Ключевые слова: детритовый циркон, U–Th–Pb-изотопные исследования, четвертичные отложения, возраст субстрата, источники сноса, Уфалейский блок, Урал

DOI: 10.31857/S2686739725010015 EDN: GXPXPK

Современный облик Уральского орогена сформировался в результате сменяющихся во времени геодинамических режимов, от деструкции древней платформы, через развитие океанического бассейна, до субдукции и последующих коллизионных и постколлизионных событий. В результате проявления этих процессов в области сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) образовалась зона аккреции состоящая из блоков разного возраста и происхождения [1]. В частности, среди них присутствуют блоки, в строении которых участвуют породы раннедокембрийского возраста. На Южном Урале это Тараташский и Александровский блоки (образования, слагающие эти блоки, в литературе часто описывают как одноимённые комплексы), которые считаются фрагментами

ВЕП, интегрированными в структуру Уральского орогена ([2, 3, 4] и др.). Эти блоки сложены преимущественно гранулитами, гнейсами и амфиболитами, в которых присутствует циркон с U–Th–Pb-возрастом 2800–2500 млн лет, а модельный Nd-возраст пород достигает 3.5 млрд лет [4, 5]. Структурно-метаморфические преобразования пород указанных блоков, происходили в интервалах 2460–1800, 1350–1200 млн лет и далее вплоть до 300 млн лет [3–5].

В постколлизионной структуре Палеоуральского герцинского орогена на одной широте с Тараташским и Александровским блоками, но несколько восточнее, расположен Уфалейский блок (УБ), который является южной частью одноимённого антиклиниория. С севера УБ ограничен Кузазарским разломом, отделяющим его от северной части Уфалейского антиклиниория, с востока – зоной Главного Уральского разлома (ГУР), с запада – Уфимским разломом.

Восточная часть УБ, примыкающая к ГУР, сложена сланцами, амфиболитами, кварцитами и эклогитоподобными породами куртинской свиты, а западная и центральная части – амфиболитами

¹ Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

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

* E-mail: shardakovagalina@mail.ru

и гнейсами егустинской и слюдяногорской свит (рис. 1). Возраст метаморфизма двух последних свит оценивается в интервале 550–480 млн лет, [6–8], хотя на геологической карте они отнесены к протерозою, куртинская – к среднему рифею [9]. Надёжных геохронологических данных, подтверждающих докембрийский возраст пород УБ и единого мнения об их природе до сих пор не существует [1, 6–8].

На западе УБ, по правобережью реки Уфа, во фрагменте, ограниченном со всех сторон

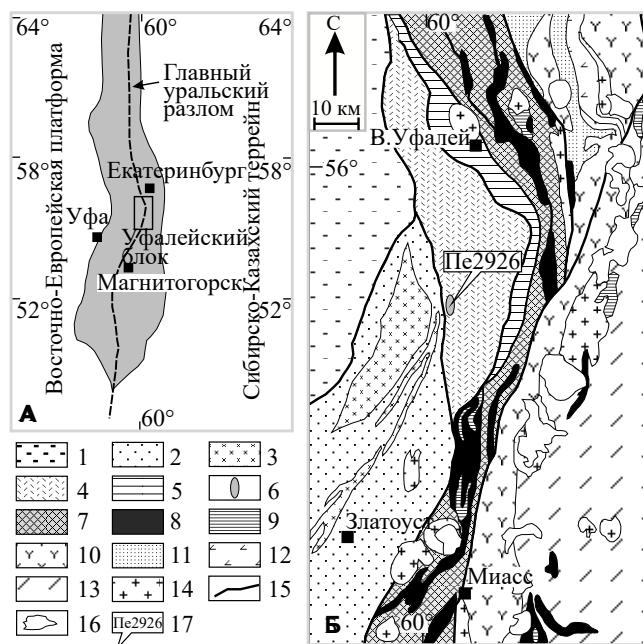


Рис. 1. Геотектоническая позиция (А) и упрощённая схема геологического строения (Б) Уфалейского блока [1, 2]. 1 – палеозойские комплексы осадочного чехла Восточно-Европейской платформы; 2 – протерозойские осадочные комплексы, 3 – Тараташский и Александровский блоки (AR-PR), 4–5 – Уфалейский блок: 4 – амфиболиты и гнейсы егустинской и слюдяногорской свит, нерасчленённые; 5 – куртинская эклогит-сланцевая свита; 6 – пироксениты Шигирских сопок; 7–9 – зона Главного Уральского разлома с фрагментами комплексов Магнитогорской и Тагильской островных дуг (7), серпентинизированных олиолитов (8) и габброидов (9); 10–12 – комплексы Сысертско-Ильменогорского антиклиниория: 10 – метаморфические и щелочные породы, 11 – метаосадочные породы, 12 – метавулканогенные породы; 13 – средне-верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные породы с телами ультрабазитов (также знак (8)); 14 – диориты и гранодиориты; 15 – тектонические нарушения; 16 – озёра; 17 – номер и положение пробы на детритовый циркон

разрывными нарушениями, среди гнейсов и амфиболитов егустинской свиты залегает субмеридиональное тело (4×0.5 км) ортопироксен-плагиоклаз-оливиновых клинопироксенитов, выраженное в рельфе северной и южной Шигирских сопок (ШС), разделёнными субширотной долиной временного водотока. Геологические взаимоотношения пироксенитов с окружающими породами не установлены. Пироксениты обладают петрогохимическим сходством с одноимёнными породами из дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа. Предполагается, что исходный для них расплав имел анкарамитовые характеристики – высокую величину отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, свидетельствующую о верлитовом составе мантийного источника [10]. По данным А.А. Краснобаева с соавторами, U-Pb -возраст наиболее древних цирконов из пироксенитов ШС соответствует 1651 ± 47 и 1444 ± 46 млн лет [11], на основании чего принят палеопротерозойский возраст пород, зафиксированный на геологической карте [9]. Однако в этих работах не обсуждается вероятность того, что древние цирконы могли быть захвачены при внедрении пироксенитов ШС. Показательно, что в сходных по составу породах Александровского блока [12] был определён более древний U-Pb -возраст циркона 2022 ± 15 млн лет и предполагается архейский возраст протолита [5, 13]. Даже если допустить ксеногенную природу циркона в пироксенитах ШС, то можно предположить присутствие в их обрамлении раннедокембрийских метаморфических пород, которые ранее установлены не были.

Для проверки этого предположения выполнено определение U-Th-Pb (LA-ICP-MS)-возраста детритового циркона из четвертичных глинисто-гравийных отложений сухого русла временного водотока в субширотной долине длиной около 1 км, разделяющей пироксениты Северной и Южной Шигирских сопок. Область сноса водотока захватывает как сами ультраосновные породы, так и непосредственно вмещающие их гнейсы и амфиболиты егустинской свиты. Привнос материала из удалённых источников не исключен, но маловероятен.

Исследования проводились в ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Морфология и внутреннее строение циркона изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA в режимах обратно-рассеянных электронов и катодолюминесценции. U-Th-Pb -изотопные исследования выполнены на квадрупольном масс-спектрометре ICP-MS NexION 300S с приставкой для

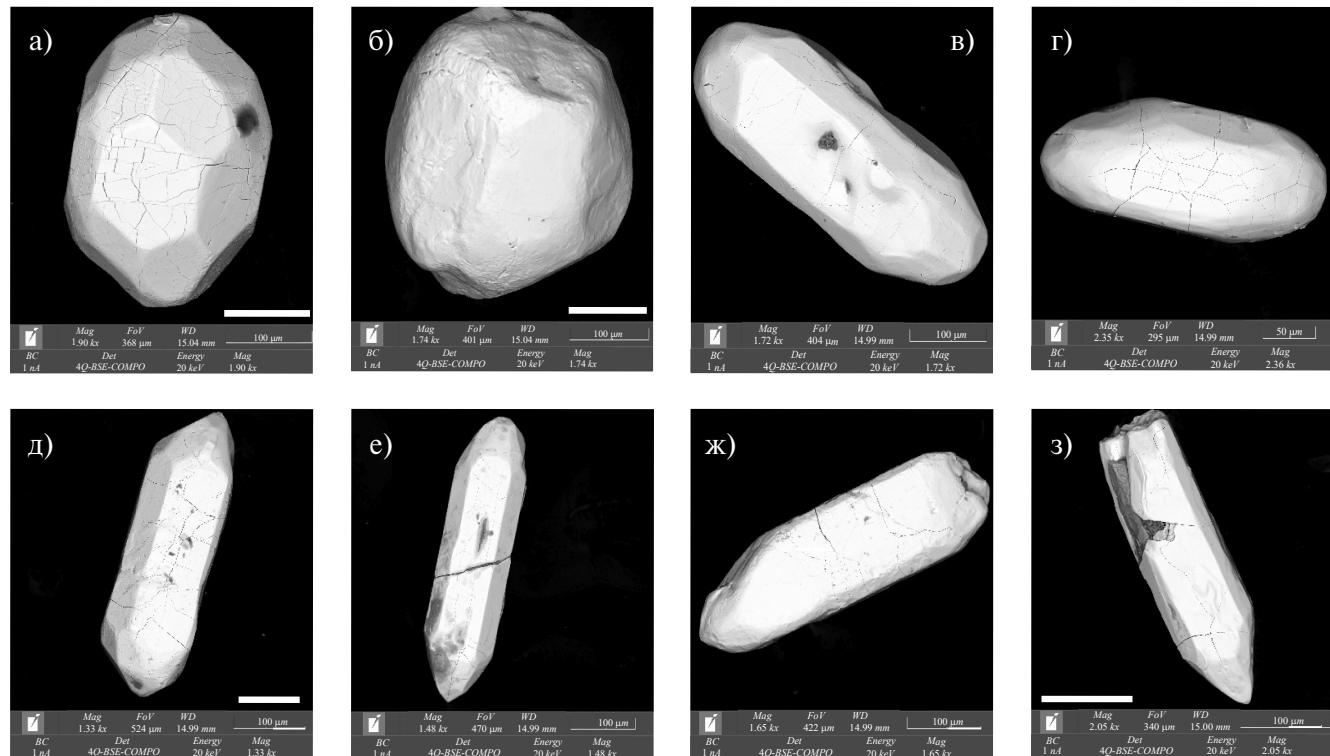


Рис. 2. Морфология зёрен детритового циркона из четвертичных гравийно-глинистых отложений в обрамлении пироксенитов Шигирских сопок. Сканирующий электронный микроскоп Mira Tescan, режим обратно-рассеянных электронов

лазерной аблации (LA-ICP-MS) NWR 213. Диаметр “кратера” 25 мкм, частота повторения импульсов 10 Гц, плотность энергии 10–11 Дж/см². Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 [14]. Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные кристаллы циркона 91500, Plešovice. В ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$: для стандарта 91500– 1065 ± 5.8 млн лет (1σ , $n = 8$, СКВО = 0.00079, вероятность = 0.98) для стандарта Plešovice – 337.9 ± 1.6 млн лет (1σ , $n = 9$, СКВО = 0.078, вероятность = 0.38). Полученные для стандартов циркона значения возраста согласуются с рекомендованными данными [15]. U–Th–Pb-изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [16]. Поправки на обычный свинец введены с помощью программы ComPb [17]. Расчёт конкордантных возрастов (Concordia Ages) выполнен в программе IsoplotR. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности распределения возрастов и расчёте максимумов возрастов (Peak Ages) [18] приняты во внимание только конкордантные оценки возраста ($-5 < D < 5$) (Аналитики В.С. Червяковский, М.В. Червяковская). Результаты изотопных

исследований представлены в дополнительных материалах к статье (Suppl. Табл. 1).

Детритовый циркон представлен преимущественно крупными (600–200 мкм) слабо окатанными зёrnами и неокатанными кристаллами, коротко- и длиннопризматического габитуса ($K_{уд} = 0.5–2$ и $3–5$ соответственно) (рис. 2). Резко преобладают зёrnа красновато-коричневого и тёмно-чайного цветов; встречаются индивиды розового и бледно-жёлтого цвета. Проявлены грани призм {100}, {110} и дипирамиды {111}. Внутреннее строение большинства зёrn характеризуется наличием ядер, окружённых зональными оболочками. В цирконе встречаются включения кварца, калиевого полевого шпата, апатита, флогопита, монацита и рутила.

Для изотопно-геохронологических исследований использовано 176 зёrn циркона, для которых по ядрам и оболочкам получено 253 оценки возраста. 109 из них являются конкордантными ($D < 5\%$), а 22 – субконкордантными ($5\% < D < 10\%$). На кривой относительной вероятности распределения возраста выделяется главный максимум 2100–2000 млн лет, куда попадает около 30% всех определений, и несколько слабо выраженных максимумов в интервале

3200–2500 млн лет (рис. 3). Единичные зёрна циркона имеют возраст 570–485 млн лет, соответствующий времени проявления в УБ метаморфизма, синхронного с Тиманским орогенезом на Урале [1, 7]. Отметим, что среди изученных зёрен циркона отсутствуют индивиды с возрастами 1650–1400 млн лет, установленными в пироксенитах ШС [11]. Возможно, это связано с низкими содержаниями циркона в ультрамафитах и флотационной крупностью (менее 50–60 мкм) его зёрен, что препятствует накоплению в осадочных породах.

Таким образом, в четвертичных отложениях из тектонического фрагмента в западной части УБ, где среди амфиболит-гнейсовой толщи залегают клинопироксениты докембрийского возраста, преобладает дегритовый циркон с возрастом 2100–2000 млн лет. Этот интервал соответствует времени проявления гранулитового метаморфизма и мигматизации в Тараташском и Александровском блоках, породы которых послужили источником дегритового циркона для песчаников в основании айской свиты рифея [4, 5, 19]. В нашем случае дальность переноса была незначительной, и источником кластического материала являются преимущественно, породы УБ, непосредственно окружающие клинопироксениты Шигирских сопок. Полученные результаты позволяют предположить, что в структуре УБ присутствуют метаморфические породы раннедокембрийского возраста, которые ранее

установлены не были. Наличие здесь протерозойских клинопироксенитов усиливает сходство в геологическом строении и эволюции Уфалейского блока с Тараташским и Александровским фрагментами Восточно-Европейской платформы, выведенными в структуры складчатого Урала.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензенту, члену-корреспонденту РАН Н.Б. Кузнецovу, за замечания, позволившие улучшить рукопись.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт средств Российского научного фонда, грант № 23-17-00224. <https://rscf.ru/project/23-17-00224>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

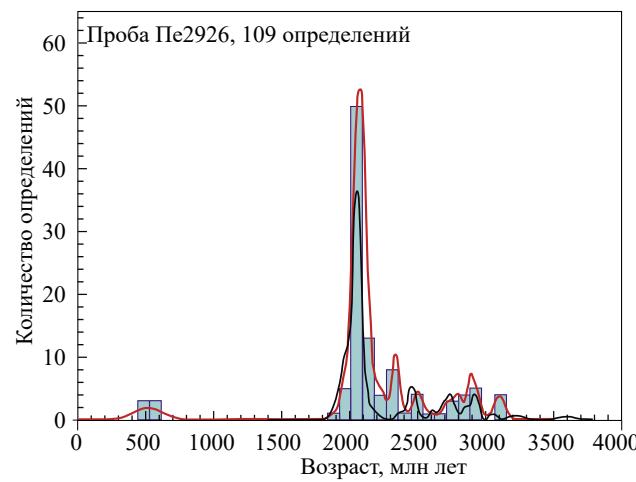


Рис. 3. Гистограмма распределения и кривая относительной вероятности (красная линия) возрастов дегритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока ($n = 109$). Чёрная линия — кривая относительной вероятности распределения возрастов дегритового циркона из песчаников айской свиты рифея [19]

1. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
2. Echler H. P., Ivanov K. S., Ronkin Y. L., Karsten L. A., Hetzel R., Noskov A. G. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1–4. P. 229–251.
3. Синдерн С., Ронкин Ю. Л., Хетцель Р., Шульте Б. А., Крамм У., Маслов А. В., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Тараташский и александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): Р-Т ограничения // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 322–330.
4. Тевелев А. В., Кошелева И. А., Тевелев А. В., Хотылев А. О., Мосейчук В. М., Петров В. И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов // Вестник МГУ. 2015. Сер. 4. Геология. № 1. С. 27–42.
5. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Лепихина О. П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
6. Красноваев А. А., Русин А. И., Бушарина С. В., Чередниченко Н. В., Давыдов В. А. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 273–279.
7. Шардакова Г. Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133–137.

8. Белковский А. И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМИН УрО РАН, 2011. 234 с.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-I (Кыштым). Объяснительная записка / Н. С. Кузнецова, Б. А. Пужаков, В. Д. Шох и др.; Минприроды России, Роснедра, Челябинскнедра, ОАО “Челябинскгеосъемка”. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2021. 181 с.
10. Пушкирев Е. В., Рязанцев А. В., Готтман И. А., Дегтярев К. Е., Каменецкий В. С. Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.
11. Краснобаев А. А., Пушкирев Е. В., Бушарина С. В., Готтман И. А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
12. Пыстин А. М., Пыстинна С. Н., Ленных В. И. Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала) // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 41–54.
13. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Бушарина С. В., Козлов В. И., Пресняков С. Л. Цирконология
- израндитов (Южный Урал) // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398.
14. Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211(1–2). P. 47–69.
15. Horstwood M. S. A., Košler J., Gehrels G. et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb Geochronology Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. V. 40. № 3. P. 311–332.
16. Van Achterbergh E., Ryan C. G., Jackson S. E., Griffin W. L. LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. Ed. P. J. Sylvester // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2001. V. 29. P. 239–243.
17. Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. № 1–2. P. 59–79.
18. Gehrels G. E. / In: Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Chichester: Wiley/Blackwell, 2012. P. 47–62.
19. Кузнецов Н. Б., Маслов А. В., Белоусова Е. А., Романюк Т. В., Крупенин М. Т., Горожанин В. М., Горожанина Е. М., Серегина Е. С., Цельмович В. А. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровняй стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

EVIDENCE OF THE EARLY PRECAMBRIAN AGE OF THE METAMORPHIC ROCKS FROM THE UFALEY BLOCK (MIDDLE URALS): RESULTS OF U–Th–Pb (LA-ICP-MS) DATING OF DETRITAL ZIRCON FROM THE QUATERNARY DEPOSITS

© 2025 G. Yu. Shardakova (<https://orcid.org/0000-0002-0587-8416>)^{a, #},
 E. V. Pushkarev (<https://orcid.org/0000-0003-0912-8580>)^a,
 Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov (<https://orcid.org/0000-0002-4584-371X>)^b,
 A. O. Simankova^a

^a*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
 Yekaterinburg, Russia*

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

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

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon from the Quaternary deposits of the western part of the Ufaley block in the Middle Urals, in a tectonic fragment composed of amphibolite-gneiss complex and associated bodies of Precambrian clinopyroxenites, were performed. The main statistical age maximum corresponds to the range of 2100–2000 Ma. Several small peaks correspond to the range of 3200–2500 Ma. So there is the real reason to believe that rocks of the Early Precambrian age are present within the Ufaley block. They were not previously identified here.

Keywords: detrital zircon, U–Th–Pb isotope studies, quaternary deposits, age of the substrate

УДК 551.76:550.93

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЗЁРЕН ЦИРКОНА ИЗ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ЛЕСКОВСКОЙ ТОЛЩИ УНДИНО-ДАИНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2025 г. И. Н. Косенко^{1,*}, В. Д. Ефременко¹, Е. К. Метелкин¹, О. С. Дзюба¹,
член-корреспондент РАН Б. Н. Шурыгин¹, П. Д. Котлер^{2,3}, А. В. Куликова^{2,3}, А. Е. Игольников¹

Поступило 05.07.2024 г.

После доработки 01.09.2024 г.

Принято к публикации 09.09.2024 г.

Впервые приводятся результаты определения возраста зёрен циркона из туффитов лесковской толщи Ундино-Даинской впадины Восточного Забайкалья. Возраст самой молодой популяции зёрен циркона имеет значение 145.8 ± 3.8 млн лет, что приходится приблизительно на рубеж юры и мела и позволяет предполагать раннемеловой возраст большей части лесковской толщи. С учётом сходства таксономического состава остракод из средней части лесковской толщи и валинжинско-нижнеготеривской формации Дабейгоу северо-восточного Китая полученная для нижней части лесковской толщи U–Pb-датировка позволяет уверенно сопоставлять эти литостратоны.

Ключевые слова: нижний мел, Забайкалье, U–Pb-возраст зёрен циркона, биота Джехол

DOI: 10.31857/S2686739725010026 **EDN:** GXLTDJ

Континентальные верхнемезозойские отложения широко распространены на территории Забайкалья. Они приурочены к многочисленным впадинам и характеризуются разнообразным фаунистическим составом и генезисом. Несмотря на долгую историю изучения, возраст многих толщ остаётся предметом дискуссий.

Новая волна интереса к континентальному мезозою Забайкалья связана с открытием остатков позвоночных уникальной сохранности, включая птерозавров, оперённых динозавров, птиц и млекопитающих, в отложениях группы Джехол на северо-востоке Китая (биота Джехол) [1]. Ядро этой биоты составляет комплекс организмов, включающий конхострак *Eosetheria*, насекомых *Ephemeroptera* и костищих рыб

Lycoptera, широко распространённый в нижнелемовых отложениях за пределами северо-восточного Китая, в том числе и в Забайкалье [2–4]. В развитии биоты Джехол установлено три эволюционные фазы, последовательно сменяющие друг друга [5, 6]. К настоящему времени возраст толщ, вмещающих остатки организмов, относящихся ко всем трём фазам эволюции биоты Джехол, установлен с высокой точностью, благодаря многочисленным изотопным датировкам, что позволяет использовать разрезы континентального нижнего мела северо-восточного Китая в качестве эталонных для уточнения возраста и корреляции континентального нижнего мела востока Азии.

Район местонахождений комплексов остатков организмов, характеризующих раннюю фазу эволюции биоты Джехол, наиболее ограничен по сравнению со средней и поздней фазами, и охватывает узкую область, вытянутую в северном направлении от севера китайской провинции Хэбэй до Восточного Забайкалья. Вопросы, касающиеся происхождения, палеогеографического распространения и путей миграции организмов, относящихся к этой эволюционной фазе, остаются наименее изученными.

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

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

³ Казанский федеральный университет, Казань, Россия
* E-mail: KosenkoIN@ipgg.sbras.ru

В Забайкалье известно несколько местонахождений с фауной, отождествляемой с ранней фазой эволюции биоты Джехол. Конхостраки *Keratestheseria* известны из местонахождения Утан в Оловской впадине, *Nestoria* – из усть-карской свиты в Усть-Карской впадине, где они встречаются совместно с конхостраками *Defretinia* [7, 8]. На юго-востоке Забайкалья между верхнеюрской ундино-даинской серией и перекрывающей её нижнемеловой тургинской свитой распознается так называемый переходный усть-карский (дэфретиниевый) горизонт (охарактеризованный конхостраками *Defretinia*) [8]. Одним из немногих разрезов, в котором этот горизонт прослеживается, является хорошо доступный и охарактеризованный фауной разрез лесковской толщи вблизи д. Унда.

Разрез “Унда” расположен на правом берегу р. Унда в 500 м выше от д. Унда в узком крутом овраге и в его западном борту на южном склоне г. Малая Березовая [7, 9] (рис. 1). В тектоническом отношении разрез приурочен к Лесковскому грабену, наложенному на Ундино-Даинскую впадину. Лесковская толща мощностью около 50 м с угловым несогласием залегает на вулканогенно-осадочных породах средне-верхнеюрской шадоронской серии [9]. Базальная пачка лесковской толщи представлена конглобекчиями с редкими тонкими прослойками песчаников и алевролитов мощностью около 25 м. Нами в 8 м от подошвы пачки обнаружен прослой туффитов мощностью около 0.5 м, откуда была взята проба для определения абсолютного возраста зёрен циркона. Средняя и верхняя части разреза (пачки 2–6) сложены преимущественно алевролитами и аргиллитами. В основании каждой из пачек залегают конгломераты или песчаники (см. рис. 1). Разрез лесковской толщи с угловым несогласием перекрывают конгломераты нижнемеловой каменской толщи.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ЛЕСКОВСКОЙ ТОЛЩИ

Лесковская толща наиболее полно представлена в разрезе “Унда”. Существуют различные точки зрения на её возраст. Г.Г. Мартинсон [10] относил лесковскую толщу к ундино-балейской свите, которую считал по возрасту моложе тургинской свиты. А.Н. Олейников [7] относил лесковскую толщу к балейской свите, которая, согласно его стратиграфической схеме Забайкалья, также моложе тургинской свиты и соотносится с верхней частью нижнего мела. В региональной стратиграфической схеме меловых отложений

Забайкалья лесковская толща рассматривается в составе даинской свиты, которая относится к верхней части тургинского горизонта [11]. На современных геологических картах эта толща отнесена к тургинской свите, возраст которой принят как берриас–баррем [12].

Наиболее полный список палеонтологических остатков, обнаруженных в разрезе “Унда”, приведён С.М. Синица [9]. Из базального горизонта (соответствует пачкам 1–4 на рис. 1) указаны остракоды *Daurina* и “*Torinina*”, гастроподы *Radix* и конхостраки *Defretinia*. В вышележащих алевролитах многочисленны остатки насекомых, а из стратиграфически важных фоссилий – таксоны, характерные для тургинской свиты: конхостраки *Eosestheria* [= *Bairdestheria*] *middendorffii* (Jones, 1862), рыбы *Lycoptera* *middendorffii* Müller, 1847, насекомые *Ephemeropsis trisetalis* Eichwald, 1864, растения *Pseudolarix*. Делается вывод о соответствии верхней части разреза тургинской свите, а нижняя часть разреза по присутствию конхострак *Defretinia* относится к усть-карскому переходному горизонту [8, 9]. Авторами настоящей статьи при исследовании разреза “Унда” характерные для комплексов фоссилий тургинской свиты конхостраки *Eosestheria*, насекомые *Ephemeropsis*, рыбы *Lycoptera* обнаружены не были.

Данные по остракодам из нижнего мела северо-восточного Китая показывают, что вид *Ocrocyparis obesa* (Pang et al., 1984) из формации Дабейгоу очень близок забайкальскому виду *Ocrocyparis* [= *Torinina*] *tersa* (Sinitsa, 1992) [13]. В комплексе ископаемых из формации Дабейгоу, характеризующем раннюю фазу эволюции биоты Джехол [6], характерны остракоды рода *Daurina*, также описанные и из лесковской толщи [8]. В разрезе “Унда”, по данным С.М. Синицы [8, 9], найдены конхостраки *Defretinia*, встречающиеся совместно с конхостраками *Nestoria* в разрезе усть-карской свиты в Усть-Карской впадине [8].

Можно заключить, что по крайней мере средняя часть разреза лесковской толщи, залегающая на базальных конглобекчиях и охарактеризованная остракодами *Daurina* и *Ocrocyparis*, может быть сопоставлена с формацией Дабейгоу на северо-востоке Китая, возраст которой датируется в пределах валанжина–раннего горизива [13]. Свидетельством в пользу такого сопоставления являются результаты впервые проведённого исследования абсолютного возраста зёрен циркона из туффитов, приуроченных к нижней части этой толщи, которые обсуждаются в настоящей работе.

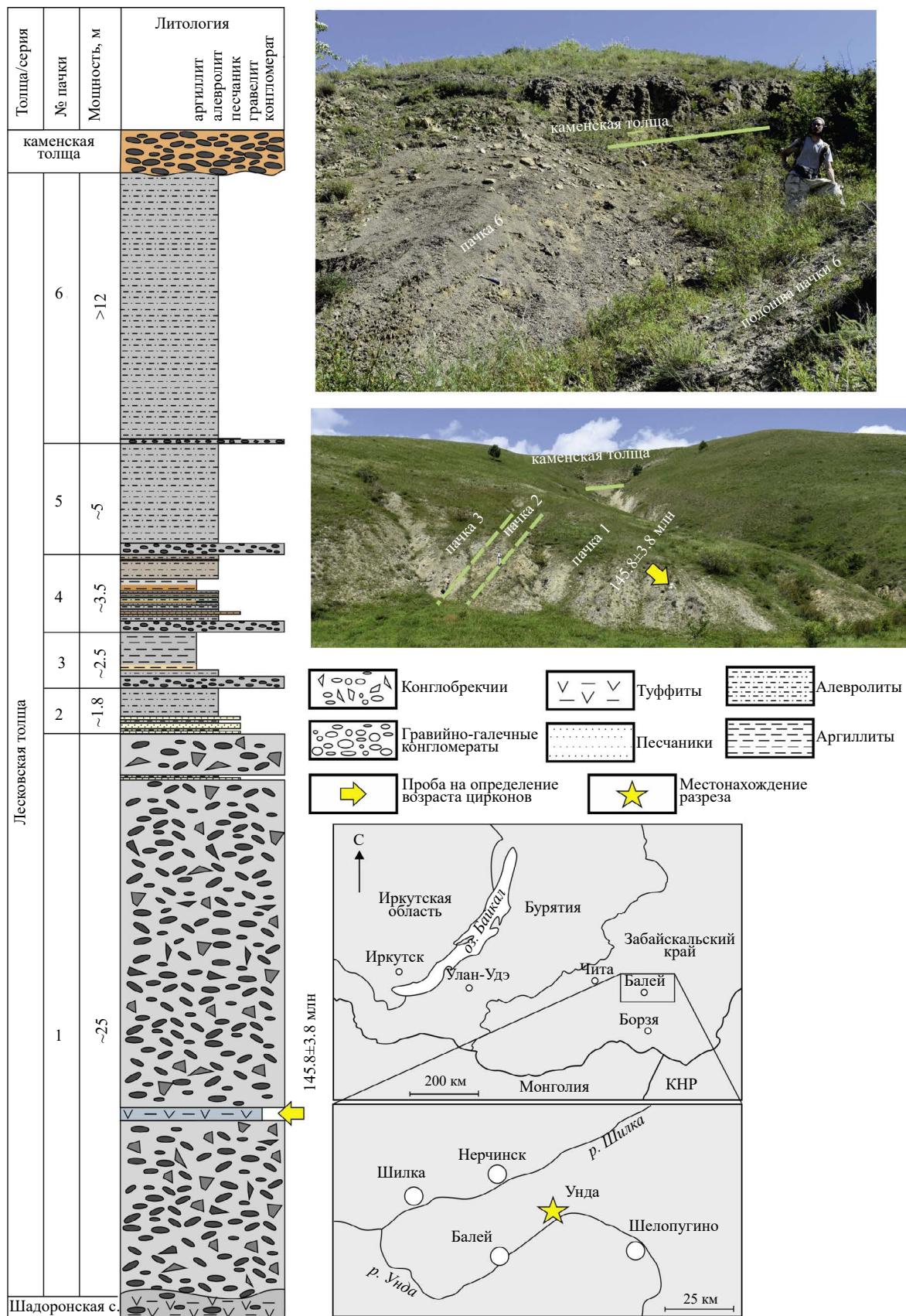


Рис. 1. Местонахождение, внешний вид и литологическая колонка разреза лесковской толщи вблизи д. Унда

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ЗЁРЕН ЦИРКОНА ИЗ ТУФФИТОВ ЛЕСКОВСКОЙ ТОЛЩИ

Для проведения U–Pb-датирования зёрен циркона использовалась система лазерной аблации на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (“Teledyne Cetac Technologies”), соединённая с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме “ThermoScientific” iCAP Q центра Геотермохронологии Казанского федерального университета (КФУ). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3.0 Дж/см². Для анализа использовались эталонные образцы зёрен циркона: 91500 – контрольный образец (1065 млн лет) и Plešovice – внешний стандарт (337 млн лет). В начале, середине и в конце сессии измерений дополнительно измерялось стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612 для учёта чувствительности масс-спектрометра. Обработка масс-спектрометрических данных, учёт коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчёт изотопных отношений и соответствующих возрастов проводился с помощью программы

Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro 7. Расчёты средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям, построение диаграмм с конкордией выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15. Для расчёта дискордантности применялись формулы $D = 100 * (\text{Возраст}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{Возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - 1$. Измерения, где дискордантность $< -5\%$ или $> 5\%$ исключались из выборки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В образце Унда-1 было проанализировано 131 зерно циркона, из которых 96 возрастов зёрен циркона попали в интервал дискордантности от -5% до 5% . В пробе доминируют зёдра циркона с осцилляторной зональностью, реже с полосчатой (рис. 2). В некоторых зёдрах наблюдаются вторичные, более молодые зоны роста кристаллов и перекристаллизации. Th/U-отношение во всех проанализированных зёдрах циркона более 0.1, что является характерным для зёрен циркона магматических пород.

Для построения гистограммы относительной вероятности использовалось отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. В рамках изученной пробы выделяется четыре популяции зёрен циркона, при этом характерной особенностью является увеличение

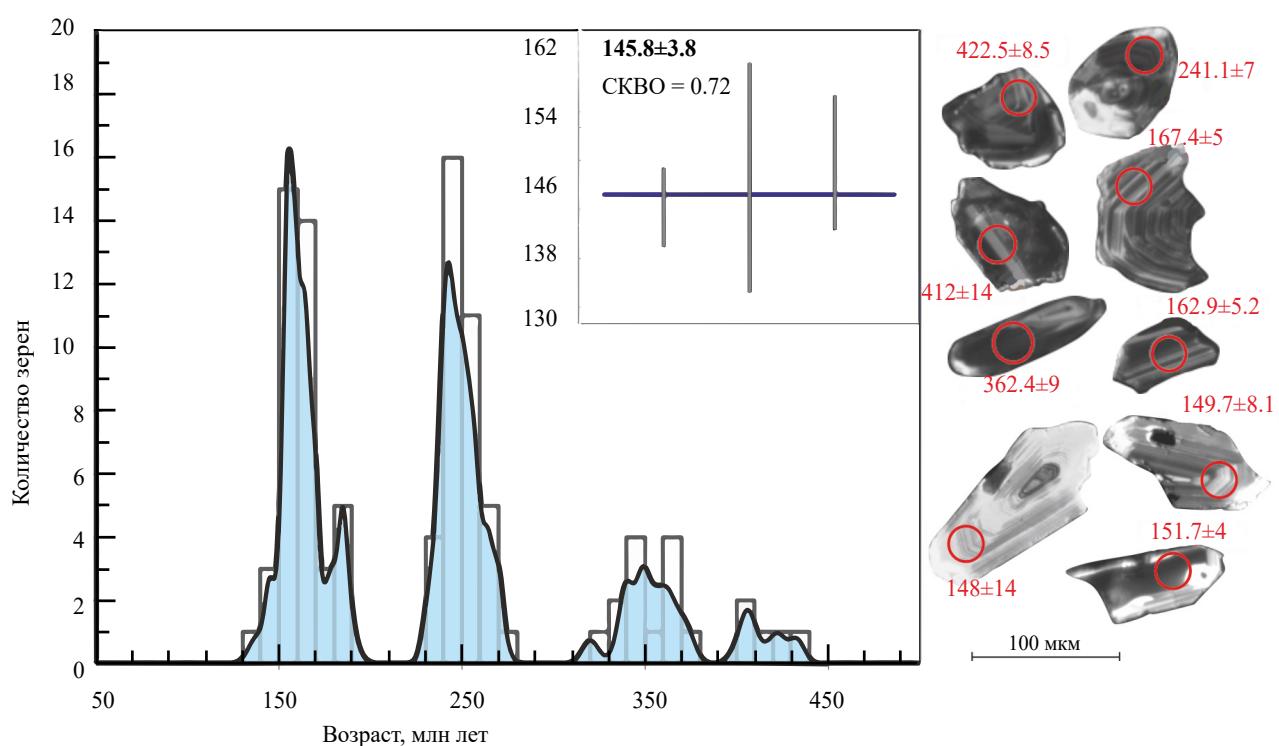


Рис. 2. Результаты U–Pb-датирования зёрен циркона из туффитов в нижней части разреза лесковской толщи у д. Унда

дели зёрен циркона от более древних к молодым. Наиболее древняя популяция зёрен циркона представлена пятью зёрнами с силур-раннедевонским возрастом (433–403 млн лет) (здесь и далее по [14]). Следующая популяция из 12 зёрен имеет возрастной интервал 373–339 млн лет, что предполагает участие позднедевонско-раннекаменноугольных источников сноса. Среднепермско-среднетриасовая популяция содержит 37 зёрен с возрастным интервалом 271–237 млн лет. Наибольшая и самая молодая популяция из 41 зерна имеет возрастной интервал 187–144 млн лет (ранняя-поздняя юра вплоть до рубежа с мелом). Возраст самой молодой популяции, определённый по средневзвешенному возрасту трёх самых молодых зёрен циркона, имеет значение 145.8 ± 3.8 млн лет (СКВО = 0.72), что приблизительно отвечает юрско-меловому рубежу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Потенциальными источниками сноса зёрен циркона для наиболее древнего кластера раннепалеозойского возраста могут являться породы олёкминского гранодиорит-гранитного комплекса, которые обнажаются в бассейнах рек Унда и Урульга в непосредственной близости от местоположения разреза “Унда”. Возраст гранитоидов олёкминского комплекса определён Rb–Sr-методом как 438 ± 39 млн лет [12], что в пределах ошибки соответствует возрасту наиболее древней популяции зёрен циркона в продатированном образце. Также следует учитывать, что зёрна циркона этого возраста могут присутствовать в породах Агинско-Борщовочного динамометаморфического комплекса среднего палеозоя, вероятным протолитом для которого являлись более древние породы олёкминского комплекса.

Вероятным источником материала для позднедевонско-раннекаменноугольного кластера зёрен циркона могли служить породы аленуйского гранодиорит-риолитового комплекса, формировавшие покровные вулканические структуры в восточной части (Газимурский блок) Аргунского террейна. Возраст пород аленуйского комплекса принимается как ранне-среднекаменноугольный [12].

Источником сноса для крупного кластера зёрен циркона пермско-триасового возраста вероятнее всего являются породы ундинского гранодиорит-гранитного комплекса, имеющего широкое распространение в пределах исследуемого района. Возраст гранитоидов ундинского комплекса, согласно данным

Rb–Sr-изохронного датирования, составляет 275–250 млн лет [15], а по данным U–Pb-датирования – 254–249 млн лет [16]. Геодинамическая природа пород ундинского комплекса на данный момент дискуссионна.

Самый молодой кластер зёрен циркона в исследованном туффите имеет мезозойский возраст. В пределах Аргунского террейна широко развиты гранитоидные комплексы, имеющие юрско-меловой возраст, – борщовочный, шахтаминский, амуджикано-средненеский (163–142 млн лет) [17, 18], связанные с внутриплитным этапом развития региона. Также, вероятнее всего, значительная часть мезозойских зёрен циркона продатированной пробы является собственными зёрнами циркона вулканических пород лесковской толщи. Полученный возраст наиболее молодой популяции в образце (145.8 ± 3.8 млн лет) подразумевает, что формирование продатированных вулканогенно-осадочных пород происходило не раньше титонского века поздней юры.

Полученные новые данные о возрасте зёрен циркона из туффитов нижней части разреза лесковской толщи позволяют сделать вывод о том, что большая часть разреза имеет раннемеловой возраст, при этом нельзя исключать позднедевонско-юрский возраст для базальных конглобекций. Присутствие в средней части разреза остракод *Daurina* и *Ocrocyparis* – типичных таксонов остракодовой зоны *Luangpingella*–*Ocrocyparis*–*Eoparaocyparis*, выделенной в формации Дабейгоу на северо-востоке Китая, позволяет предполагать валанжин-раннеготеривский возраст средней части лесковской толщи и коррелировать её с формацией Дабейгоу. Присутствие остракод *Daurina* и *Ocrocyparis*, конхострак *Nestoria* и *Keratesthesheria* в разрезах толщ, объединяемых в усть-карский горизонт, является свидетельством того, что ареал организмов, относимых к ранней фазе эволюции биоты Джехол, простирался на север вплоть до Восточного Забайкалья. Это позволяет рассматривать территорию Восточного Забайкалья вместе с северо-востоком Китая как центр происхождения биоты Джехол, откуда впоследствиишло её расселение.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-17-00228, <https://rscf.ru/project/22-17-00228/>, на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН при научно-методическом сопровождении ФНИ FWZZ-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. The Jehol Fossils: The emergence of feathered dinosaurs, beaked birds and flowering plants. M.-M. Chang, P.-J. Chen, Y. Wang, Y.-Q. Wang (Eds.). Beijing: Academic Press, 2008. 208 p.
2. Синица С. М., Решетова С. А., Вильмова Е. С. Классические разрезы тургинской свиты Забайкалья как возможный аналог динозавровой формации Исянь провинции Ляонин Китая // Вестник ЗабГУ. 2016. Т. 22. № 11. С. 24–41.
3. Косенко И. Н., Пещевицкая Е. Б., Ефременко В. Д. и др. Тургинский лагершттт (обнаружение Миддендорфа, Восточное Забайкалье, баррем – апт): стратиграфическое положение и палеообстановки // Геология и геофизика. Т. 64. № 11. С. 1628–1653.
4. Bugdaeva E. V., Golovneva L. B. Siberian Jehol Biota / Cretaceous Project 200. M. B. Hart, S. J. Batenburg, B. T. Huber et al. (Eds.). Volume 2: Regional Studies. London: Geol. Soc. London Spec. Publ., 2024. V. 545.
5. Zhou Z., Meng Q., Zhu R., Wang M. Spatiotemporal evolution of the Jehol Biota: Responses to the North China craton destruction in the Early Cretaceous // PNA S. 2021. V. 118. № 34. e2107859118.
6. Qin Z., Xi D., Wagreich M. et al. Living environment of the early Jehol Biota: A case study from the Lower Cretaceous Dabeigou Formation, Lu'anping Basin (North China) // Cretaceous Res. 2021. V. 124. 104833.
7. Олейников А. Н. Стратиграфия и филлоподы юры и мела Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1975. 171 с.
8. Синица С. М. Переходные горизонты в стратиграфии верхнего мезозоя Забайкалья // Вестник ЧитГУ. 2011. № 3 (70). С. 98–103.
9. Синица С. М., Вильмова Е. С., Юргенсон Г. А. и др. Геологические памятники Забайкалья: кадастр стратиграфических и палеонтологических геологических памятников природы. Новосибирск: Наука, 2014. 312 с.
10. Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.–Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1961. 358 с.
11. Решения 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990) / Ред. М. Т. Турбин, В. А. Бажанов, Г. В. Беляева и др. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с, 38 схем.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист М-50 – Борзя. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.
13. Qin Z., Xi D., Shi Z., Wan X. Ostracod biostratigraphy of Lower Cretaceous lacustrine sequences in northern Hebei, North China: A revision // Cretaceous Res. 2023. V. 141. 105340.
14. Cohen K. M., Finney S. C., Gibbard P. L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013 (updated, v2023/09). V. 36. P. 199–204.
15. Kozlov V. D., Efremov S. V., Dril S. I., Sandimirova G. P. Geochemistry, isotopic geochronology, and genesis of the Verkhnyaya Unda granitoid batholith // Geochemistry International. 2003. V. 41. № 4. P. 364–378.
16. Dril S. I., Noskova Yu. V., Wang K.-L. et al. Geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry of Late Paleozoic collisional granitoids of Undinsky complex (Eastern Transbaikal region) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (3). P. 455–459.
17. Nevolko P. A., Svetlitskaya T. V., Savichev A. A. et al. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geol. Rev. 2021. V. 139. Pt B. 104532.
18. Нарыжнова А. В., Хромых С. В., Крук Н. Н., Комлер П. Д. Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским гранитоидам Восточного Забайкалья // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 181–188.

FIRST DATA ON THE AGE OF ZIRCON GRAINS FROM THE UPPER MESOZOIC LESKOVO UNIT OF THE UNDA-DAYA DEPRESSION OF EASTERN TRANSBAIKALIA

© 2025 I. N. Kosenko^{a, #}, V. D. Efremenko^a, E. K. Metelkin^a, O. S. Dzyuba^a,

Corresponding Member of the RAS B. N. Shurygin^a, P. D. Kotler^{b, c}, A. V. Kulikova^{b, c}, A. E. Igolnikov^a

^a*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

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

^c*Kazan Federal University, Kazan, Russia*

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

The results of the determination of the age of zircon grains from tuffites of the Leskovo Unit of the Unda-Daya Basin, Eastern Transbaikalia, are presented for the first time. The age of the youngest population of zircon grains is 145.8 ± 3.8 Ma, approximately corresponding to the Jurassic–Cretaceous boundary and indicating the Early Cretaceous age of most of the Leskovo Unit. Given that the similar taxonomic composition of ostracods from the middle part of the Leskovo Unit and the Valanginian–Lower Hauterivian Dabeigou Formation of northeastern China, our U–Pb age from the lower part of the Leskovo Unit allows confident correlations of these lithostratons.

Keywords: Lower Cretaceous, Transbaikalia, U–Pb age of zircon grains, Jehol biota

УДК 552.48+550.93

ИЗОТОПНОЕ U–Pb SHRIMP-ДАТИРОВАНИЕ ЭКЛОГИТОВ МУГОДЖАР (КАЗАХСТАН)

© 2025 г. К. С. Иванов¹, В. С. Пономарев^{1,*},
член-корреспондент РАН В. Н. Пучков¹, Д. А. Ханин²

Поступило 19.08.2024 г.

После доработки 10.09.2024 г.

Принято к публикации 16.09.2024 г.

На крайнем юге Урала, в метаморфитах Восточно-Мугоджарской зоны датированы цирконы из эклогитов и амфиболита. Из 4-х проб эклогитов, близкие (и наиболее “древние” – 520 ± 4 млн лет) значения конкордантного возраста получены в 3-х пробах, что, вероятно, соответствует возрасту протолита. Конкордантные датировки 472 ± 3 млн лет и 379 ± 3 млн лет отражают время основных этапов метаморфизма Восточных Мугоджар, более древняя – высокобарического, а вторая – метаморфизма амфиболитовой фации. Присутствие древних, и при этом разновозрастных цирконов, вероятно со следами окатывания, свидетельствует о первично-осадочной природе исследованных амфиболитов. Наиболее молодые цирконы из эклогитов Мугоджар имеют возраст 282 ± 2 млн лет, отвечающий этапу коллизии. Полученные данные показывают, что метаморфические комплексы Мугоджар не являются раннепротерозойскими, или рифейскими образованиями (как это полагали ранее), но представляют собой нижне-среднепалеозойские комплексы средней части земной коры. Т.е. эти метаморфиты по своей природе являются фрагментами глубинной части островодужной системы восточного сектора Урала, которые позднее были выведенные на близ-поверхностный уровень при подъёме и эрозии отдельных районов Урала.

Ключевые слова: эклогит, амфиболит, циркон, U–Pb-возраст, Мугоджары, Урал, Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739725010034 **EDN:** GXIFEQ

Эклогиты Восточных Мугоджар находятся в самой южной части Уральского складчатого пояса, на территории Казахстана. Здесь, в западной части Восточно-Мугоджарской зоны расположен (рис. 1) Талдыкский сиалический блок, контактирующий по разломам на западе с основными вулканитами Западно-Мугоджарской зоны Магнитогорской мегазоны, а на востоке – с Балкымбайским при-сдвиговым грабеном. Талдыкский блок

сложен метаморфическими породами преимущественно амфиболитовой фации, которые вмещают массивы гранитов, гранодиоритов и др. Среди метаморфитов обычно выделяются талдыкская и южномугоджарская серии, подразделяющиеся на ряд толщ [2, 10, 13], в состав которых входят преимущественно слюдяные гнейсы, кристаллические сланцы с кианитом и гранатом, прослои кварцитов, амфиболиты, амфиболовые гнейсы, зачастую мигматизированные и др. Метаморфизм этих толщ на прогрессивном этапе отвечал высокотемпературной ($T = 680–720$ °C; $P = 7–8.5$ кбар), а на регрессивном – низкотемпературной ($T = 580–630$ °C; $P = 5.5–6.5$ кбар) зонам амфиболитовой фации [4, 14]. Возраст метаморфических толщ Талдыкского блока являлся предметом длительной дискуссии. Обычно их считали раннепротерозойскими ([13] и др.),

¹ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заваруцкого Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

² Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского Российской Академии наук, Черноголовка, Россия

* E-mail: p123v@yandex.ru

высказывались также мнения об их рифейском [2, 4] или ранне-среднепалеозойском возрасте [5]. Однако современных геохронологических исследований здесь практически не было, а данные [8, 9], к сожалению, не были увязаны с геологией региона. В пределах Талдыкского блока описаны [1, 13, 15] и высокобарические породы, такие как двуслюдянные кианит-гранатовые сланцы (среди которых есть и месторождения кианита), эклогиты и эклогитоподобные породы. Эклогиты Мугоджар обычно разделяют на два комплекса – Тулепсайский и Китарсайский [4, 13, 14, 16]. Китарсайский комплекс (эклогит-перидотитовая офиолитовая ассоциация) состоит из многочисленных мелких тел, приуроченных к линейной зоне северо-восточного простирания (Бугетысайский разлом), прослеживаемой на 25 км. Эта зона имеет мощность до 1 км и сложена главным образом кварц-полевошпатовыми бластомилонитами ставролитовой фации. Тела (буиды, линзы) Китарсайской эклогит-перидотитовой ассоциации расположены на левобережье р. Улы-Талдык (см. рис. 1), они имеют размеры от нескольких метров до первых сотен метров. Обычно они сложены серпентинитами, в которых присутствуют включения гранатовых серпентинитов, вебстеритов, эклогитов, эклогитоподобных пород, гранатитов и гранатовых амфиболитов. Рассчитанные для метабазитовых парагенезисов температуры составляют 600–850 °С и выше, а давления оцениваются как 7–14 кбар [13]. Эклогитовые и эклогит-симплектитовые тела Тулепсайского комплекса расположены (см. рис. 1) среди амфиболитов на правом берегу р. Тулепсай [4, 13]. Недавно А.В. Рязанцевым с коллегами получен U–Pb-взраст (SHRIMP II) по цирконам 374–372 млн лет и U–Pb-взраст по рутилу 360 млн лет из эклогитов Тулепсайского комплекса. Датировка 374 млн лет оценивается [15] как возраст метаморфизма эклогитовой фации (с максимальными параметрами $P = 15$ кбар, $T = 700–750$ °С). Датировку 360 млн лет эти авторы связывают с более поздним преобразованием эклогитов при падающем давлении.

Для проведения изотопно-геохронологических исследований были отобраны 4 пробы эклогитов и 1 – амфиболитов (см. рис. 1), весом более 30 кг каждая. Пробы были взяты в центральных, наименее изменённых частях будинообразных тел эклогитов, вскрытых кававами, вырытыми Приуральской партией ПГО “Запказгеология” (начальник партии

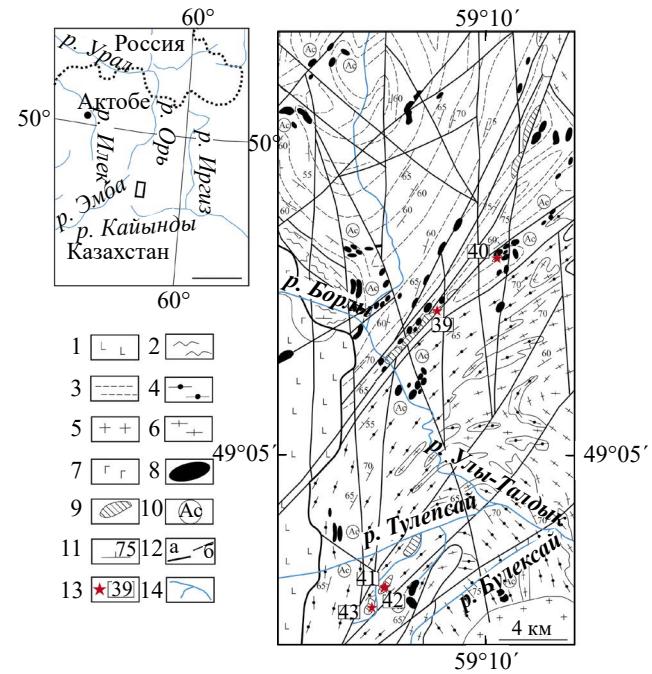


Рис. 1. Схема размещения высокобарических и гипербазитовых комплексов в центральной части Талдыкского сиалического блока Мугоджар (по данным [1, 13, 16], с изменениями авторов). 1 – базальты (D_2); 2–4 – метаморфиты: кварцево-филлитовой серии; 3 – гнейсо-сланцевой серии; 4 – гнейсо-амфиболитовой серии; 5 – граниты (C_2 – P_1); 6 – плагиогнейсо-граниты (D); 7 – габбро, габбро-нориты (D_2); 8 – гипербазиты; 9 – эклогиты и эклогитоподобные породы; 10 – места обнаружения тел асбестизированных гипербазитов; 11 – элементы залегания сланцеватости; 12 – разломы: главные (а), второстепенные (б); 13 – места отбора проб для датирования и их номера; 14 – реки и ручьи

Б.Ф. Иваньшин). Выделение циркона проводилось по стандартной методике, включающей дробление пробы до фракции <0.4 мм, промывку издробленного материала в воде до сего шлиха, магнитную сепарацию, разделение в тяжёлых жидкостях и ручной отбор зёрен циркона под бинокуляром. Размер выделенных цирконов от 100 до 350 мкм. U–Th–Pb-геохронологические исследования цирконов из эклогитов были выполнены А.Н. Ларионовым на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в [20]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла $\sim 2.5–4$ нА, диаметр пятна (кратера) – $\sim 15 \times 10$ мкм. Индивидуальные погрешности даны для интервала 1σ (%),

рассчитанные возрасты — 2σ (млн лет). Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID и ISOPLOT [19].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭКЛОГИТОВ

Исследуемые эклогиты представлены мелкозернистым до тонкозернистого агрегата глаукофана, омфацита и порфиробластами альмандина (рис. 2 А, Б, проба 41). В породах отмечаются прожилки, выполненные омфацитом, эпидотом, цоизитом, клиноцизитом, глаукофаном второй генерации и альбитом. Структура пород от мелкозернистой до тонкозернистой, порфиробластовая, гранонематобластовая, текстура — массивная. Главными пордообразующими минералами являются омфацит, альмандин и глаукофан. Второстепенные минералы: актинолит, цоизит, клиноцизит, кальцит, парагонит, ферропаргасит, ферроэденит, клинохлор, шамозит, мусковит (фенгит), кварц, рутил, титанит, фторапатит, ильменит, альбит, пирит, циркон и алланит-(Ce). Химический состав минералов и их кристаллохимические пересчёты приведены в приложении 1 (табл. 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи и на сайте редакции).

Гранат в эклогитах образует метакристаллы (до 1 см) с включениями омфацита, актинолита, ферропаргасита, ферроэденита, глаукофана, ильменита, титанита, рутила и фторапатита. По химическому составу гранат отвечает альмандину $\text{Alm}_{59.8-72.9}\text{Prp}_{9.28-17.8}\text{Grs}_{12.3-26.7}\text{Sps}_{0.4-2.0}\text{And}_{0-1.5}$. В альмандине наблюдается

небольшое увеличение содержания MgO и уменьшение CaO от центра к периферии кристаллов. *Глаукофан* (до 50% от объёма породы) — основной минерал эклогитов. В глаукофановом агрегате встречаются реликтовые зёра омфацита частично замещённые клиноцизитом, титанитом и парагонитом. Магнезиальность глаукофана ($\text{Mg}^{\#}$) 0.64–0.73. *Омфацит* (20–30% от объёма породы) представлен тонкозернистым агрегатом вокруг порфиробластов альмандина. Содержание жадеитового минала в омфаците от 39 до 47%. В омфацит-глаукофановом агрегате встречаются симплектиты, матрица которых, представлена альбитом (Ab_{99}) с включениями актинолита. Вокруг крупных порфиробластов альмандина в породах отмечается тонкозернистый альбит-клинохлор-шамозитовый агрегат с фенгитом. Цоизит в породах обрастаёт мелкие вытянутые индивиды глаукофана. Часть зёрен цоизита в глаукофан-омфацитовом агрегате замещена по периферии клиноцизитом. Также в породах отмечается индивиды клиноцизита, на которые по краям нарастает эпидот. В глаукофане встречаются включения алланита-(Ce). *Титанит* в породе встречается в виде включений совместно с рутилом в альмандине, омфаците, глаукофане и в агрегате минералов группы эпидота. *Рутил* в породах встречается повсеместно в виде отдельных зёрен вытянутой или неправильной формы, так и с оторочкой из титанита. В породах встречается рутил, обогащённый железом (FeO до 12.51 мас. %). *Парагонит* образует небольшие скопления зёрен, частично замещая омфацит. В эклогитах в виде единичных зёрен

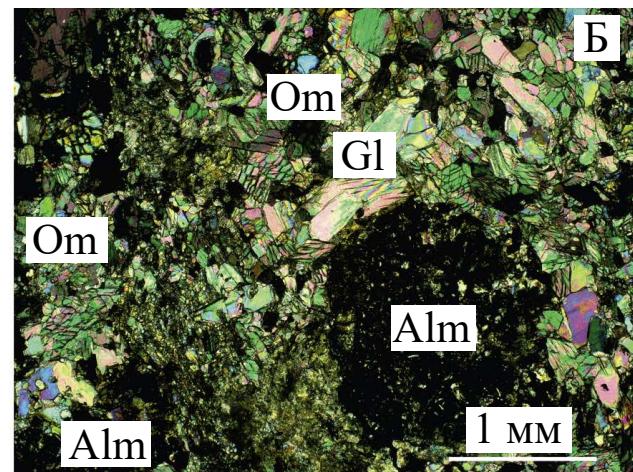
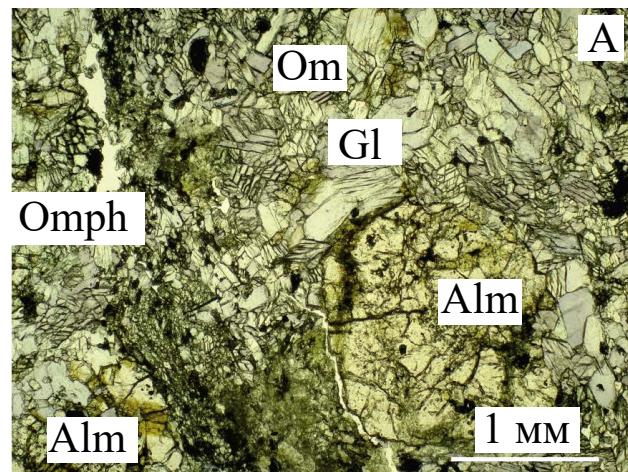


Рис. 2. Эклогит Тулепсайского комплекса Восточных Мугоджар (проба 41). В проходящем свете (А), в поляризованном свете (Б). Alm — альмандин, Om — омфацит, Gl — глаукофан

в альмандин-амфиболовом агрегате отмечается кобальтсодержащий *пирит* (Со до 2.46 мас. %). *Ильменит* с высоким содержанием марганца (MnO до 4.71 мас. %) встречен в виде включения альмандине в эклогите совместно с рутилом и титанитом. *Альбит* в породах образует вытянутые зёрна в шамозит-клинохлоровом агрегате совместно с фенгитом мусковитом и кальцитом, а также прожилки и скопления с крупными зёрнами глаукофана. *Кварц* в эклогитах, в небольшом количестве присутствует в виде включений в гранате и зёрнах кальцита. *Фторапатит* отмечается в виде включений в альмандине, омфаците и кальците совместно с кварцем. *Циркон* встречается в виде идиоморфных вытянутых зёрн размером до 350 мкм в породообразующих минералах.

U-Pb SHRIMP-ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ЭКЛОГИТОВ

Проба 39 (Китарсайский комплекс). Эклогиты (амфиболизированные, иногда с плагиоклазом) в серпентинитах. Мощность эклогитовых тел не превышает 5 м. Форма их вытянутая, будинообразная, длиной до 100 м. Цирконы имеют розовую окраску, призматический и удлинённо-призматический габитус (рис. 3). Границы кристаллов блестящие, рёбра некоторых кристаллов немного скруглённые. Внутреннее строение кристаллов ритмично-зональное. В некоторых кристаллах выделяется внутреннее ядро. Практически все полученные датировки (табл. 1) легли на конкордию (рис. 4 А). На конкордии выделяются два кластера с конкордантными возрастами: 517 ± 5 млн лет (СКВО = 0.43) который соответствует кембрию (отдел 2, ярус 3, ≈ 521 – 514 млн лет, по [17]) и 472 ± 3 млн лет (СКВО = 5.9) – соответствует раннему ордовику, Флоскому ярусу. Один анализ из ядра циркона (см. табл. 1, ан. 8.1) показал более древнюю датировку 544.6 ± 5.3 млн лет.

Проба 40 (Китарсайский комплекс). Эклогитовое тело среди меланжированных серпентинитов. Эклогиты амфиболизированы, особенно на контактах с серпентинитами. Серпентиниты содержат прослои интенсивно осветлённых (окварцованных) пород, иногда фукситсодержащих. Среди эклогитов есть прожилки гранитов, отмечаются и полосчатые альбитизированные разности эклогитов, в которых лейкократовые полосы составляют $\approx 5\%$. Цирконы в породе образуют прозрачные розовые призматические и удлинённо-призматические кристаллы

с блестящими гранями (см. рис. 3). Внутреннее строение кристаллов ритмично-зональное. В некоторых кристаллах наблюдается ядерная часть. Полученные результаты дали конкордантный возраст (рис. 4 Б, табл. 1) 282 ± 2 млн лет (СКВО = 0.2), который соответствует ранне-пермскому времени. Один анализ из краевой части циркона показал омоложенный результат 241.5 ± 3.8 млн лет (см. табл. 1, проба 40, ан. 7.2).

Проба 41 (Тулепсайский комплекс) отобрана в правом борту сая, правого притока Тулепсая, в будине эклогитов каплевидной формы, расположенной среди амфиболитов с шириной выходов более 5 м. Эклогиты массивные, среднезернистые, частично амфиболизированные. Залегают эклогиты в амфиболитах согласно. Амфиболиты плитчатые, состав мусковит-амфибол-гранат-полевошпатовый, среди акцессорных резко преобладает рутил, лейкократовые прослои составляют до 35% объёма породы. *Проба 42* отобрана в наиболее массивных и свежих амфиболитах в 3 м от будины эклогитов. *Проба 43* из эклогитов также расположенных среди амфиболитов взята в 1.45 км юго-западнее пробы 41.

Цирконы из эклогита пробы 41 представлены в основном обломками кристаллов и короткопризматическими кристаллами. Цирконы бесцветные и слабо розовые со скруглёнными рёбрами и сложным внутренним строением. Практически во всех цирконах отмечается центральное ядро и зоны с секториальностью и ритмичной зональностью по периферии (см. рис. 3). Анализы выполнены в центральных и краевых частях цирконов (см. табл. 1). Практически все полученные результаты легли на конкордию (рис. 4 В). Полученный конкордантный возраст для цирконов 523 ± 3 млн лет (СКВО = 1.8) соответствует верхам раннего кембрия (ярус 2). Анализы сделаны в ядерной, промежуточной и краевой части зёрн минерала. Четыре анализа дали более молодые возраста – датировки 494, 489 и 429 млн лет получены из зоны более позднего обрастиания кристаллов циркона (см. рис. 3, проба 41, ан. 8.2, 9.1, 2.2). Точка с анализом в краевой части циркона (см. рис. 3, проба 41, ан. 6.1) (≈ 369 млн лет) отклонилась от конкордии.

Цирконы из амфиболита пробы 42. В пробе наблюдаются разные по морфологии зёрна цирконов. Отмечаются кристаллы коротко-призматического, удлинённо-призматического дипирамидального габитуса, и их обломки. Практически все зёрна с чёткими блестящими гранями, бесцветны. В пробе присутствуют

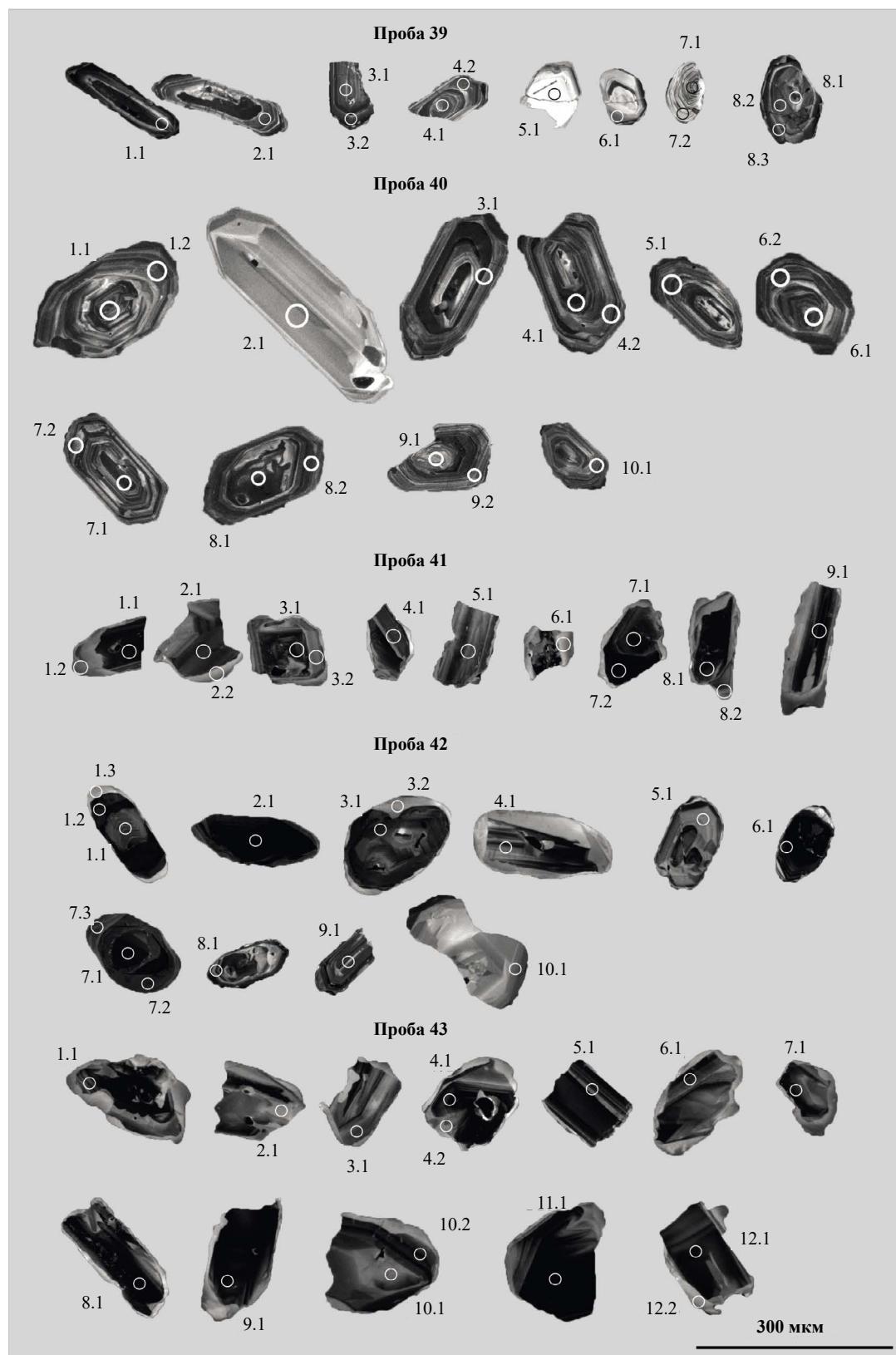


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения цирконов из эклогитов Восточных Мугоджар, изученных на SHRIMP II. (проба 42 – амфиболит). Кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 1

Таблица 1. U–Pb (SHRIMP II)-изотопные данные для цирконов из эклогитов Мугоджар

№ ан.	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ±%	Rho	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет
Проба 39									
1.1	0	262	215	17	0.85	0.618 ± 2.3	0.07549 ± 0.75	0.3	469.1 ± 3.4
2.1	0.15	456	221	29.9	0.5	0.621 ± 1.9	0.07622 ± 0.58	0.3	473.5 ± 2.6
3.1	0.19	324	122	21.4	0.39	0.585 ± 2.5	0.07658 ± 0.68	0.3	475.7 ± 3.1
3.2	0.49	973	372	63.4	0.39	0.591 ± 2	0.07544 ± 0.44	0.2	468.9 ± 2
4.1	0.74	422	229	27.5	0.56	0.584 ± 3.8	0.07526 ± 0.75	0.2	467.7 ± 3.4
4.2	0	487	220	31.8	0.47	0.613 ± 1.8	0.07596 ± 0.56	0.3	472 ± 2.6
5.1	0.28	70	31	4.98	0.45	0.674 ± 5.2	0.0826 ± 1.4	0.3	511.5 ± 6.7
6.1	0	223	82	16.1	0.38	0.684 ± 2.7	0.08405 ± 0.8	0.3	520.3 ± 4
7.1	0	314	181	22.4	0.6	0.659 ± 2.3	0.08318 ± 0.69	0.3	515.1 ± 3.4
7.2	0.2	105	54	7.51	0.53	0.671 ± 4.3	0.08333 ± 1.2	0.3	516 ± 5.8
8.1	4.52	271	151	21.6	0.58	0.705 ± 9.8	0.08815 ± 1	0.1	544.6 ± 5.3
8.2	0.15	353	222	23.3	0.65	0.584 ± 3	0.07678 ± 0.68	0.2	476.9 ± 3.1
8.3	0	453	61	24.8	0.14	0.528 ± 2.3	0.06372 ± 1.2	0.5	398.2 ± 4.7
Проба 40									
1.1	5.99	740	987	29.8	1.38	0.315 ± 9.1	0.04403 ± 1.7	0.2	277.7 ± 4.6
1.2	1.24	854	428	33.8	0.52	0.339 ± 3.7	0.04551 ± 1.1	0.3	286.9 ± 3.1
2.1	0	144	197	5.68	1.41	0.323 ± 4.1	0.04596 ± 1.5	0.4	289.6 ± 4.3
3.1	0.26	818	354	30.7	0.45	0.3142 ± 2.6	0.04356 ± 1.1	0.4	274.9 ± 3
4.1	0.1	1079	465	41.7	0.45	0.3175 ± 2.1	0.04497 ± 1.1	0.5	283.6 ± 3
4.2	0.06	1021	446	39.4	0.45	0.3251 ± 2	0.04488 ± 1.1	0.6	283 ± 3.1
5.1	0.14	797	607	30.2	0.79	0.3085 ± 2.4	0.04404 ± 1.1	0.5	277.8 ± 3
6.1	0	816	409	31.9	0.52	0.3265 ± 2	0.04554 ± 1.1	0.6	287.1 ± 3.2
6.2	0.42	1098	815	42.2	0.77	0.3226 ± 2.5	0.04452 ± 1.1	0.4	280.8 ± 2.9
7.1	3.39	1121	694	43.5	0.64	0.314 ± 9.9	0.0436 ± 1.2	0.1	275.1 ± 3.2
7.2	7.55	979	1133	34.7	1.2	0.252 ± 30	0.03817 ± 1.6	0.1	241.5 ± 3.8
8.1	0	2151	4080	83.8	1.96	0.3269 ± 1.4	0.04532 ± 1	0.7	285.7 ± 2.9
8.2	0.73	675	344	25.5	0.53	0.318 ± 3.8	0.04367 ± 1.1	0.3	275.5 ± 3.1
9.1	0.32	315	196	12.3	0.64	0.333 ± 4.1	0.0453 ± 1.3	0.3	285.6 ± 3.6
9.2	0.27	415	239	15.7	0.6	0.314 ± 3.4	0.04397 ± 1.2	0.4	277.4 ± 3.3
10.1	0	621	389	24.3	0.65	0.3219 ± 2.2	0.04545 ± 1.2	0.5	286.5 ± 3.3
Проба 41									
1.1	0	367	348	26.4	0.98	0.667 ± 2.3	0.08391 ± 0.72	0.3	519.4 ± 3.6
1.2	0.72	46	9	3.44	0.2	0.687 ± 9.2	0.0857 ± 1.9	0.2	530.1 ± 9.9
2.1	0.15	212	85	15.5	0.42	0.683 ± 3.2	0.08519 ± 0.91	0.3	527 ± 4.6
2.2	0	10	3	0.598	0.28	0.538 ± 15	0.0687 ± 4.9	0.3	429 ± 20
3.1	0	271	176	19.5	0.67	0.655 ± 2.8	0.08394 ± 0.96	0.3	519.6 ± 4.8
3.2	0	123	46	8.86	0.39	0.659 ± 4.2	0.0839 ± 1.2	0.3	519.6 ± 6.1
4.1	0	270	228	19.3	0.87	0.656 ± 2.8	0.08351 ± 0.95	0.3	517 ± 4.7

Таблица 1. Окончание

№ ан.	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ±%	Rho	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет
5.1	0	99	46	7.16	0.48	0.674 ± 4.5	0.0842 ± 1.3	0.3	521.4 ± 6.7
6.1	0	2	1	0.0858	0.34	1.31 ± 27	0.0589 ± 12	0.5	369 ± 44
7.1	0.04	1183	521	87	0.46	0.6675 ± 1.4	0.08555 ± 0.52	0.4	529.2 ± 2.7
7.2	0	542	293	39	0.56	0.67 ± 1.9	0.08359 ± 0.61	0.3	517.5 ± 3
8.1	0.58	64	16	4.76	0.27	0.674 ± 7.6	0.0865 ± 1.7	0.2	535.1 ± 8.7
8.2	0.21	443	315	30.4	0.73	0.599 ± 3	0.07965 ± 0.7	0.2	494 ± 3.3
9.1	0	469	393	31.8	0.87	0.611 ± 2.2	0.07882 ± 0.77	0.3	489.1 ± 3.6
Проба 42									
1.1	0.2	161	45	27.2	0.29	2.085 ± 2.5	0.1963 ± 0.91	0.4	1155.5 ± 9.6
1.2	5.06	11	0	0.594	0	0.34 ± 75	0.0619 ± 5.6	0.1	387 ± 21
1.3	0.34	395	3	20.7	0.01	0.478 ± 3.5	0.0609 ± 0.78	0.2	381.1 ± 2.9
2.1	0	701	350	51.5	0.52	0.675 ± 1.6	0.08553 ± 0.52	0.3	529 ± 2.7
3.1	0	180	55	12	0.32	0.604 ± 3.5	0.07783 ± 1.2	0.3	483.2 ± 5.5
3.2	0	11	0	0.587	0.02	0.538 ± 15	0.0625 ± 4.3	0.3	391 ± 16
4.1	0.11	219	243	16.5	1.14	0.688 ± 3.3	0.0875 ± 1.4	0.4	540.6 ± 7.2
5.1	0.39	84	51	7.65	0.63	0.887 ± 5.3	0.1062 ± 1.4	0.3	650.5 ± 8.5
6.1	0.83	594	301	25.4	0.52	0.37 ± 5.7	0.04937 ± 0.73	0.1	310.7 ± 2.2
7.1	0.08	494	633	48.8	1.33	0.99 ± 1.8	0.11504 ± 0.59	0.3	701.9 ± 3.9
7.2	0.13	288	4	14.8	0.01	0.474 ± 3.3	0.05981 ± 0.88	0.3	374.5 ± 3.2
7.3	0	206	2	10.9	0.01	0.483 ± 3.6	0.06169 ± 1	0.3	385.9 ± 3.8
8.1	0.15	346	135	22.6	0.4	0.6 ± 3.5	0.07617 ± 0.87	0.2	473.3 ± 4
9.1	0.19	214	130	14.1	0.63	0.595 ± 3.7	0.07688 ± 1.1	0.3	477.5 ± 5
10.1	0.18	207	87	10.6	0.44	0.433 ± 4.1	0.05939 ± 1	0.3	371.9 ± 3.7
Проба 43									
1.1	0.13	176	64	13.1	0.37	0.664 ± 3.3	0.08644 ± 0.93	0.3	534.5 ± 4.7
2.1	0.72	32	7	2.3	0.24	0.637 ± 9.7	0.0836 ± 2.2	0.2	517 ± 11
3.1	0	91	28	6.47	0.31	0.68 ± 4.4	0.0826 ± 1.3	0.3	511.8 ± 6.4
4.1	0	1044	734	75	0.73	0.6643 ± 1.3	0.08361 ± 0.43	0.3	517.6 ± 2.2
4.2	0.47	47	13	3.41	0.28	0.65 ± 7.4	0.084 ± 1.8	0.2	520.2 ± 9
5.1	0.82	237	88	17.7	0.38	0.655 ± 4.9	0.08626 ± 0.84	0.2	533.4 ± 4.3
6.1	0.21	193	81	14.3	0.43	0.678 ± 3.5	0.08577 ± 1	0.3	530.5 ± 5.3
7.1	0	114	31	8.26	0.28	0.646 ± 4	0.08454 ± 1.2	0.3	523.2 ± 5.9
8.1	0.5	145	40	10.5	0.28	0.639 ± 5.7	0.08381 ± 1.1	0.2	518.8 ± 5.4
9.1	0.19	104	24	7.77	0.24	0.688 ± 5.1	0.0871 ± 1.4	0.3	538.5 ± 7.4
10.1	0.62	173	60	12.6	0.36	0.638 ± 5.7	0.08421 ± 1	0.2	521.2 ± 5
10.2	0	14	5	1	0.38	0.812 ± 9.8	0.0836 ± 3.5	0.4	517 ± 17
11.1	0.8	100	27	7.26	0.27	0.627 ± 7.6	0.0835 ± 1.3	0.2	516.7 ± 6.6
12.1	1.09	653	253	46.9	0.4	0.631 ± 3.3	0.08269 ± 0.56	0.2	512.1 ± 2.8
12.2	0	39	9	2.51	0.23	0.554 ± 7.7	0.0746 ± 2.1	0.3	463.8 ± 9.5

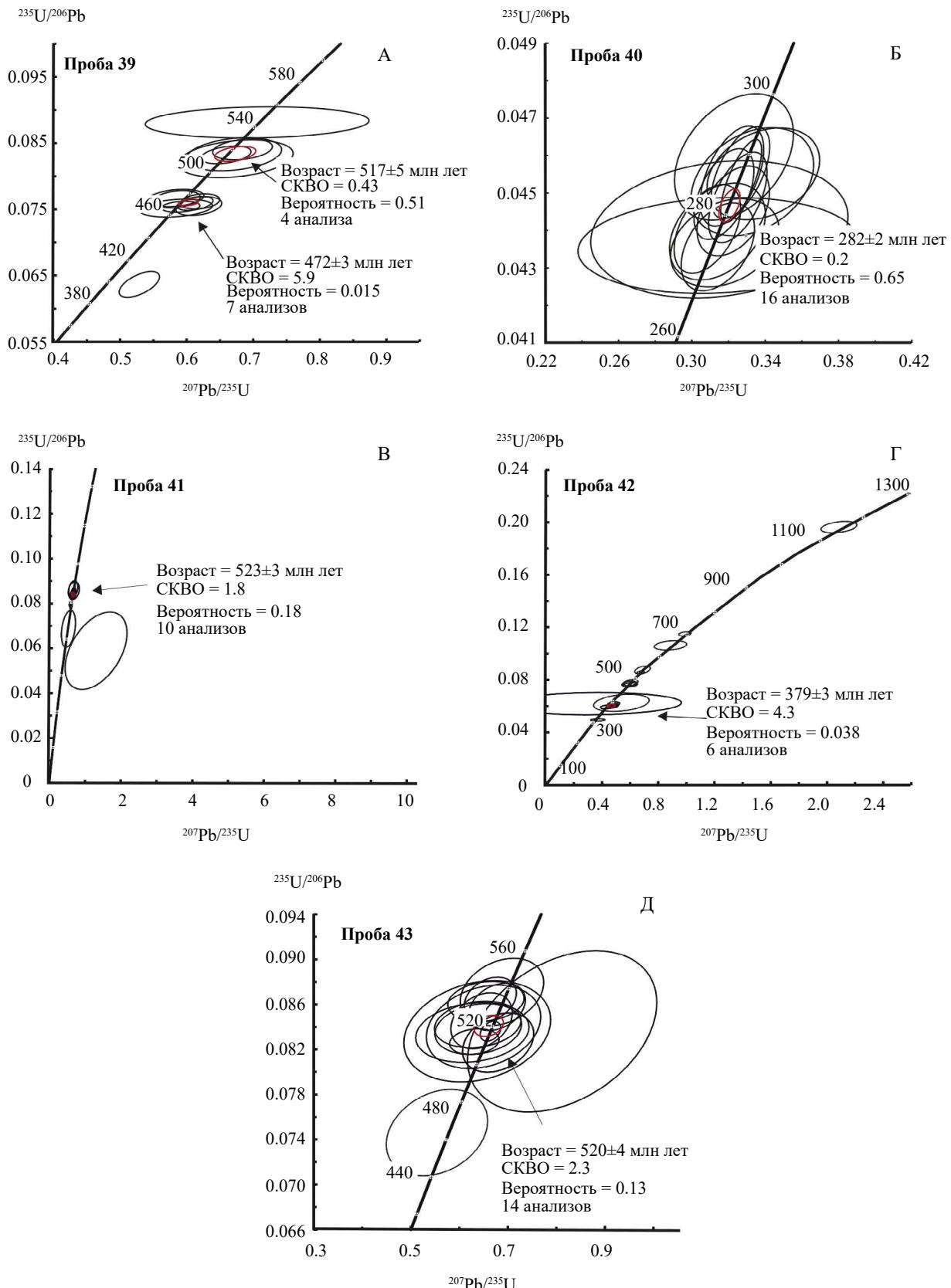


Рис. 4. Изотопные U-Pb-диаграммы с конкордией, построенные по результатам массспектрометрического изучения зёрен циркона из эклогитов Мугоджар. А – проба 39; Б – проба 40; В – проба 41; Г – проба 42 (амфиболит); Д – проба 43

также вытянутые зёрна со слаженными рёбрами (см. рис. 3). В кристаллах наблюдается секториальность и зональность. Наблюдаются цирконы, имеющие центральную, ядерную часть и более позднее дорастание. В периферийных зонах четырёх зёрен циркона, конкордантный возраст (рис. 4 Г, табл. 1) составил 379 ± 3 млн лет (СКВО = 4.3), соответствующий франскому веку.

Цирконы из эклогита пробы 43 представлены вытянутыми кристаллами и их обломками (см. рис. 3). Кристаллы с округлыми рёбрами, следами растворения, бесцветные. Внутри кристаллов отмечается ядерная часть и периферийная. В периферийной зоне зёрен отмечается ритмическая зональность. Полученные результаты (табл. 1, рис. 4 Д) дали конкордантный возраст 520 ± 4 млн лет (СКВО = 2.3). В краевой части 1 обломка циркона получен более молодой возраст – 464 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Исследованные нами метаморфиты, представленные преимущественно омфацитом с содержанием до 47% жадеитового минала, глаукофаном и альмандином, содержащим до 18% пиропового минала, а также парагонитом, клиноцизитом, большим количеством акцессорного рутила, судя по ассоциации, являются достаточно типичными эклогитами, подвергшимися ретроградному метаморфизму с образованием большого количества Na-амфибола и альбит-актинолитовых симплектитов.

Полученные результаты изотопного U–Pb-датирования цирконов из эклогитов Восточных Мугоджар показали весьма сложную историю их образования и преобразования, детальная расшифровка которой, по-видимому, будет возможна лишь в будущем, при использовании также и других изотопно-геохронометрических систем (Rb–Sr, Sm–Nd и др.). Однако представленные в статье данные уже сейчас доказывают главное – то, что метаморфические комплексы Мугоджар не являются раннепротерозойскими, или рифейскими образованиями (как это полагали ранее), но представляют собой нижне-среднепалеозойские комплексы средней части земной коры. Т.е. эти метаморфиты по своей природе не предполагавшийся здесь когда-то микроконтинент Мадагаскарского типа [7], и не часть фундамента Русской платформы [14], а являются фрагментами глубинной части островодужной системы восточного сектора Урала, которые позднее (в среднем-позднем

триасе) были выведенные на близ-поверхностный уровень при подъёме и эрозии отдельных районов Урала (детальнее – см. [6]). Отметим, что в породах восточного (палеостроводужного) сектора Урала (т.е. восточнее Главного Уральского разлома) на сегодня вообще не известно ни одной надёжной допалеозойской датировки [5].

Из 4 проб эклогитов, близкие (и наиболее “древние”) значения конкордантного возраста имеют пробы 39, 41 и 43 с датировками 517 ± 5 млн лет, 523 ± 3 млн лет и 520 ± 4 млн лет соответственно. Полученный возраст (в среднем 520 ± 4 млн) примерно отвечает верхней границе раннего кембрия (Терренувского отряда) [17] и, вероятно, соответствует возрасту протолита. И хотя кембрийские образования на Урале сохранились плохо, но все же, например, базальты кембрия известны в Сакмарской зоне Южного Урала, в районе города Медногорска [12].

Наиболее молодые цирконы из эклогитов Мугоджар имеют чётко проявленный возраст 282 ± 2 млн лет (ранняя пермь, пробы 40), по всей видимости, отвечающий этапу коллизии и связанных с ним гранитных массивов [2, 3]. В данном случае это и возраст формирования Бугеты-сайского разлома.

Остальные две конкордантные датировки: 472 ± 3 млн лет (нижний-средний ордовик, пробы 39) и 379 ± 3 млн лет (франский век, пробы 42), очевидно, отражают время основных этапов метаморфизма. Как отмечалось [15], “франский” возраст метаморфитов Мугоджар совпал с возрастом главной фазы высокобарического метаморфизма в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Южном Урале (максютовский комплекс – см. [18]), равно как и с возрастом метаморфитов высоких ступеней на северо-востоке Среднего Урала (салдинский комплекс – см. [11]). Салдинский комплекс, хотя и расположен в 1100 км севернее, но находится в той же зоне, что и рассматриваемые метаморфиты Восточных Мугоджар. Представленные выше данные заставляют считать франским возраст метаморфизма амфиболитовой фации Восточных Мугоджар. Это соответствует и сведениям [8], что возраст новообразованных (т.е. не обломочных) цирконов в биотит-содержащих кварц-полевошпатовых гнейсах южнумугоджарской серии также составил 373 ± 4 млн лет. Конкордантная датировка 472 ± 3 млн лет (проба 39), по нашим данным, соответствует возрасту высокобарического метаморфизма Мугоджар.

Отметим, что в пробе 42 (амфиболиты) ядерные части 4 кристаллов дали древние датировки 1155, 702 и 483 млн лет. Центральные зоны цирконов со слаженными рёбрами имеют возраст 650, 541 и 529 млн лет. Два циркона призматического габитуса показали близкие возраста 471 и 478 млн лет. Присутствие древних, и при этом разновозрастных цирконов, к тому же, по-видимому, со следами окатывания, свидетельствует о первично-осадочной природе амфиболита данной пробы.

БЛАГОДАРНОСТИ

За помощь и поддержку авторы выражают свою искреннюю признательность коллегам Ю.В. Ерохину, Л.А. Карстен и И.А. Пелевину (ИГГ), а также А.Н. Ларионову из ЦИИ ВСЕГЕИ (С.-Петербург) за проведенные анализы цирконов, и неизвестному рецензенту – за замечания, способствовавшие улучшению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы № 123011800014-3 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюков В. М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 208 с.
2. Геологическая карта Казахской ССР. М. 1:500 000. Серия Тургайско-Мугоджарская. Алма-Ата, 1981. 228 с.
3. Голионко Б. Г., Рязанцев А. В. Деформации и структурная эволюция метаморфических комплексов Талдыкской антиформы Восточно-Мугоджарской зоны Урала (Западный Казахстан) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 48–59.
4. Ефимов И. А., Бурд Г. И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Советская геология. 1970. № 11. С. 36–56.
5. Иванов К. С., Панов В. Ф., Лиханов И. И., Козлов П. С., Пономарев В. С., Хиллер В. В. Докембрий Урала // Горные ведомости. 2016. Т. 148. № 9. С. 4–21.
6. Иванов К. С., Пучков В. Н. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // Геотектоника. 2022. № 6. С. 78–113.
7. Иванов С. Н., Пучков В. Н., Иванов К. С., Самаркин Г. И., Семенов И. В., Пумянский А. И., Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Русин А. И., Краснобаев А. А. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 246 с.
8. Краснобаев А. А., Баянова Т. Б. Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 297–300.
9. Краснобаев А. А., Давыдов В. А. Цирконовая геохронология Талдыкского блока Мугоджар // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366. № 1. С. 95–99.
10. Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Зверев А. Т., Рошкован Г. Р., Свальнова В. И. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: МГУ, 1977. 268 с.
11. Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Свяжина И. А., Рыбалка А. В., Лепихина О. П. Время начала коллизии на Среднем и северном Урале // ДА Н. 2008. Т. 422. № 3. С. 365–370.
12. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
13. Русин А. М. Китарсайская эклогит-перидотитовая ассоциация Мугоджар // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 99–103.
14. Русин А. И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. / Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 46 с.
15. Рязанцев А. В., Голионко Б. Г., Котов А. Б., Скобленко А. В., Стифеева М. В., Плоткина Ю. В., Сальникова Е. Б., Корешкова М. Ю., Мачев Ф. Возраст и термальная история эклогитов Тулепсайского комплекса Восточных Мугоджар (Западный Казахстан) // Доклады РА Н. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 5–13.
16. Юриши В. В., Улукпанов К. Т. Геодинамика палеозоя Казахского Урала. Актобе: ТОО АКТЮБНИГРИ, 2020. 365 с.
17. Cohen K. M., Harper D. A. T., Gibbard P. L., Carr N. The ICS International Chronostratigraphic Chart, February 2022. Available from: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf>.
18. Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J. F., Rusin A. Precise Eclogitization Ages Deduced from Rb/Sr Mineral Systematics: The Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // Geoch. Acta. 2002. V. 66 (7). P. 1221–1235.
19. Ludwig K. R. ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 RidgeRoad, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
20. Williams I. S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

ISOTOPIC U–Pb-SHRIMP DATING OF MUGODZHARI ECLOGITES (KAZAKHSTAN)

© 2025 K. S. Ivanov^a, V. S. Ponomarev^{a, #}, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov^a, D. A. Khanin^b

^aZavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Ekaterinburg, Russia

^bKorzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia
E-mail: p123v@yandex.ru

In the extreme south of the Urals, zircons from eclogites and amphibolite were dated in metamorphites of the East Mugodzhар zone. Of the 4 eclogite samples, close (and the most “ancient” – 520 ± 4 million years) concordant age values were obtained in 3 samples, which probably corresponds to the age of the protolith. Concordant dates of 472 ± 3 million years and 379 ± 3 million years reflect the time of the main stages of metamorphism of the East Mugodzhар, the more ancient – high-pressure, and the second – amphibolite facies metamorphism. The presence of ancient and at the same time different-aged zircons, probably with traces of rounding, indicates the primary sedimentary nature of the studied amphibolites. The youngest zircons from the Mugodzhар eclogites have an age of 282 ± 2 million years, corresponding to the collision stage. The obtained data show that the Mugodzhар metamorphic complexes are not Early Proterozoic or Riphean formations (as was previously believed), but represent Lower-Middle Paleozoic complexes of the middle part of the earth's crust. That is, these metamorphites by their nature are fragments of the deep part of the island-arc system of the eastern sector of the Urals, which were later brought to a near-surface level during the rise and erosion of individual regions of the Urals.

Keywords: eclogite, amphibolite, zircon, U–Pb age, Mugodzhary, Urals, Kazakhstan

**ПРИЛОЖЕНИЕ. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ
ИЗ ЭКЛОГИТОВ МУГОДЖАР (КАЗАХСТАН)**

Химический состав минералов определялся на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX50 (кафедра минералогии Геологического факультета МГУ, аналитик Д.А. Ханин) при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока зонда 30 нА. В качестве эталонов на REE использовались соответствующие фосфаты, на Na, Si – чкалловит, Mg, Ca, Fe – роговая обманка, Al – альбит, K – ортоклаз, Ti – KTiPO₅ синт., Cr – магнезиохромит, V – ванадий, Mn – MnTiO₅, Co – кобальтин, Ni – NiO, Sr – целестин, Ba – барит. Содержание воды прямым методом не осуществлялось.

Таблица 1. Химический состав (в мас. %) минералов из эклогитов

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	MgO	FeO	MnO	SrO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Альмандин												
1	37.86	–	21.83	–	4.50	31.15	0.34	–	4.33	–	–	100.01
2	37.69	–	21.60	–	3.04	32.38	0.56	–	4.73	–	–	100.00
3	37.81	–	21.56	–	3.51	29.00	0.19	–	7.56	–	–	99.63
4	38.07	0.15	21.66	–	2.32	28.22	0.28	–	9.30	–	–	100.00
5	38.04	0.23	21.87	–	3.16	27.30	0.24	–	9.16	–	–	100.00
6	38.16	–	21.88	–	4.43	28.86	0.20	–	6.47	–	–	100.00
7	37.75	–	21.72	–	4.32	31.06	0.45	–	4.71	–	–	100.01
8	38.03	0.16	21.65	–	3.24	27.65	0.20	–	9.06	–	–	99.99
9	37.98	–	21.75	–	3.59	28.74	0.22	–	7.72	–	–	100.00
10	37.54	0.39	21.03	–	3.13	27.78	0.84	–	9.18	–	–	99.89
11	37.14	0.20	20.96	–	2.91	28.62	0.87	–	9.08	–	–	99.78
12	38.12	0.39	21.23	–	3.84	28.30	0.62	–	8.87	–	–	101.37
13	37.57	–	21.06	–	3.12	29.63	1.11	–	7.84	–	–	100.33
14	37.90	–	21.17	–	4.35	31.08	0.67	–	5.12	–	–	100.29
Глаукофан												
15	58.16	–	11.71	–	10.69	8.92	0.05	–	0.32	7.77	–	97.62
16	57.92	–	11.36	–	10.62	9.44	–	–	0.74	7.72	–	97.80
17	57.85	–	11.50	–	9.58	10.72	–	–	0.19	7.88	–	97.72
18	56.59	–	10.89	–	11.17	9.59	–	–	1.58	7.31	–	97.13
19	56.10	0.11	11.37	–	10.14	10.63	–	–	1.56	7.25	–	97.16
Омфацит												
20	56.88	–	10.04	0.10	8.37	5.05	–	–	13.22	6.64	–	100.30
21	56.83	–	10.52	–	8.86	4.44	–	–	13.62	7.21	–	101.48
22	57.00	0.11	10.05	–	7.91	5.40	–	–	12.57	6.63	–	99.67
23	56.19	0.07	11.02	0.10	8.32	5.53	0.06	–	12.76	7.16	–	101.21
24	55.85	–	10.11	0.10	8.54	4.99	–	–	13.22	7.25	–	100.06
25	55.58	0.10	10.98	0.09	7.20	5.63	0.07	–	12.09	7.96	–	99.70
26	54.96	0.23	11.95	0.15	6.44	6.41	0.05	–	10.24	8.58	–	99.01
27	55.99	0.16	11.49	–	7.40	6.08	–	–	10.48	8.33	–	99.93
28	56.48	0.18	11.23	0.11	7.04	6.03	0.09	–	11.31	8.42	–	100.89
29	56.72	0.25	11.94	0.08	7.00	5.48	–	–	10.93	8.63	–	101.03

Таблица 1. Окончание

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	MgO	FeO	MnO	SrO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Актиноолит												
30	51.81	0.09	4.39	0.11	11.46	18.13	0.28	—	10.71	1.63	0.14	98.75
31	50.73	0.07	4.24	0.24	12.10	17.86	0.29	0.09	11.58	1.21	0.11	98.28
Амфиболы ряда ферропаргасит–ферроэденит												
32	41.45	0.25	12.29	0.19	4.64	26.09	0.25	—	10.56	2.94	0.35	99.01
33	41.03	0.14	11.7	0.09	4.54	25.97	0.21	—	10.29	2.87	0.35	97.19
34	42.69	0.05	9.96	0.00	5.56	25.82	0.26	—	10.83	2.52	0.36	98.05
Хлорит												
35	24.66	0.79	19.25	—	10.80	29.72	0.23	—	0.81	0.18	—	86.44
36	26.06	0.26	16.16	—	11.12	31.27	0.38	0.29	0.54	0.22	—	86.30
37	28.27	—	19.25	0.12	23.95	13.79	0.09	—	0.10	0.08	—	85.65
38	28.99	—	19.49	—	23.58	14.50	—	—	0.24	0.14	—	86.94
Мусковит												
39	50.50	0.30	27.00	0.16	3.32	2.57	—	—	0.11	0.71	11.05	95.72
40	50.62	0.25	27.10	0.12	3.31	2.63	—	—	—	0.68	10.89	95.60
Цоизит												
41	39.56	—	32.40	0.10	0.06	1.08*	—	0.16	24.58	—	—	97.94
42	39.22	0.05	31.69	0.22	—	2.81*	—	0.42	24.04	0.07	—	98.52
Клиноцоизит–эпидот												
43	37.73	0.11	26.63	0.12	—	7.90*	0.11	0.00	23.21	0.06	—	95.87
44	38.20	0.00	25.93	0.41	—	9.49*	0.10	0.16	23.56	0.00	—	97.85
Парагонит												
45	47.46	0.00	37.00	0.11	0.89	0.56	—	—	0.16	7.66	0.94	94.78
46	46.68	0.11	37.48	0.33	0.50	0.64	—	—	0.10	7.25	1.22	94.31
Титанит												
47	30.44	37.48	1.48	0.77	—	0.27	—	0.06	28.59	0.08	—	99.17
48	30.59	38.13	1.61	0.50	—	0.24	0.08	0.14	28.67	0.05	—	100.01
Рутил												
49	0.16	97.63	0.07	0.97	—	1.03	—	—	—	—	—	99.86
50	—	98.11	0.07	2.07	—	0.25	—	—	—	—	—	100.50
51	—	86.42	—	0.81	—	12.51	1.27	—	—	—	—	101.01
Ильменит												
52	0.26	53.89	0.12	0.34	—	39.80	4.71	—	0.25	—	—	99.37
Альбит												
53	67.32	—	19.10	—	—	0.68	—	—	0.15	12.21	—	99.46
54	69.13	—	19.12	—	—	0.54	—	—	0.27	11.67	—	100.73
Кальцит												
55	0.34	—	—	—	—	1.55	0.46	0.14	50.50	—	—	52.99
56	—	—	—	—	—	0.74	0.41	0.08	51.48	—	—	52.71

Примечание: здесь и в табл. 2 – анализы: 32, 33 – ферропаргасит; 34 – ферроэденит; 35, 36 – шамозит; анализы 37, 38 – клинохлор. В ан. 3 – дополнительно определено Cr₂O₃ 0.37 мас. % (0.02 ф.е.). * – содержание в минерале Fe₂O₃.

Таблица 2. Кристаллохимические пересчеты (в ф.е.) минералов из эклогитов

№	Si	Ti	Al	V	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Sr	Ca	Na	K
Альмандин												
1	2.99	—	2.03	—	0.53	2.06	—	0.02	—	0.37	—	—
2	3.01	—	2.03	—	0.36	2.16	—	0.04	—	0.40	—	—
3	2.99	—	2.01	—	0.41	1.92	—	0.01	—	0.64	—	—
4	3.02	0.01	2.02	—	0.27	1.87	—	0.02	—	0.79	—	—
5	3.00	0.01	2.03	—	0.37	1.80	—	0.02	—	0.77	—	—
6	3.00	—	2.03	—	0.52	1.90	—	0.01	—	0.55	—	—
7	2.98	—	2.02	—	0.51	2.05	0.01	0.03	—	0.40	—	—
8	3.00	0.01	2.01	—	0.38	1.82	—	0.01	—	0.77	—	—
9	3.00	—	2.02	—	0.42	1.90	—	0.02	—	0.65	—	—
10	2.97	0.02	1.96	—	0.37	1.79	0.05	0.06	—	0.78	—	—
11	2.95	0.01	1.96	—	0.35	1.79	0.12	0.06	—	0.77	—	—
12	2.97	0.02	1.95	—	0.45	1.76	0.08	0.04	—	0.74	—	—
13	2.97	—	1.96	—	0.37	1.87	0.10	0.07	—	0.66	—	—
14	2.99	—	1.97	—	0.51	2.00	0.05	0.05	—	0.43	—	—
Глаукофан												
15	7.93	—	1.88	—	2.17	0.91	0.11	0.01	—	0.05	2.05	—
16	7.91	—	1.83	—	2.16	0.93	0.15	—	—	0.11	2.04	—
17	7.94	—	1.86	—	1.96	1.12	0.11	—	—	0.03	2.10	—
18	7.81	—	1.77	—	2.30	0.87	0.24	—	—	0.23	1.96	—
19	7.78	0.01	1.86	—	2.10	1.03	0.20	—	—	0.23	1.95	—
Омфацит												
20	2.02	—	0.42	—	0.44	0.15	—	—	—	0.50	0.46	—
21	1.98	—	0.43	—	0.46	0.04	0.09	—	—	0.51	0.49	—
22	2.04	—	0.43	—	0.42	0.16	—	—	—	0.48	0.46	—
23	1.97	—	0.46	—	0.44	0.08	0.08	—	—	0.48	0.49	—
24	1.98	—	0.42	—	0.45	0.03	0.12	—	—	0.50	0.50	—
25	1.98	—	0.46	—	0.38	0.04	0.13	—	—	0.46	0.55	—
26	1.97	0.01	0.50	—	0.34	0.05	0.15	—	—	0.39	0.60	—
27	1.98	—	0.48	—	0.39	0.00	0.13	0.18	—	0.40	0.57	—
28	1.98	0.01	0.47	—	0.37	0.05	0.13	—	—	0.43	0.57	—
29	1.98	0.01	0.49	—	0.37	0.05	0.12	—	—	0.41	0.59	—
Актиноолит												
30	7.51	0.01	0.75	0.01	2.48	1.80	0.40	0.03	—	1.66	0.46	0.03
31	7.43	0.01	0.73	—	2.64	1.89	0.30	0.04	0.01	1.82	0.34	0.02

Таблица 2. Окончание

№	Si	Ti	Al	V	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Sr	Ca	Na	K
Амфиболы ряда ферропаргасит–ферроэденит												
32	6.36	0.03	2.22	0.02	1.06	2.92	0.43	0.03	—	1.74	0.87	0.07
33	6.41	0.02	2.16	0.01	1.06	2.94	0.45	0.03	—	1.72	0.87	0.07
34	6.61	0.01	1.82	—	1.28	3.01	0.34	0.03	—	1.80	0.76	0.07
Хлорит												
35	2.73	0.07	2.51	—	1.78	2.75	—	0.02	—	0.10	0.04	—
36	3.00	0.02	2.19	—	1.91	2.71	—	0.04	—	0.07	0.05	—
37	2.87	—	2.30	0.01	3.62	1.17	—	0.01	—	0.01	0.02	—
38	2.94	—	2.33	—	3.57	1.11	—	—	—	0.03	0.03	—
Мусковит												
39	3.38	0.02	2.13	0.01	0.33	0.14	—	—	—	0.01	0.09	0.94
40	3.39	0.01	2.14	0.01	0.33	0.15	—	—	—	—	0.09	0.93
Цоизит												
41	3.01	—	2.91	0.01	0.01	—	0.06	—	0.01	2.00	—	—
42	2.99	—	2.85	0.01	—	—	0.16	—	0.02	1.96	—	—
Клиноцоизит–эпидот												
43	3.01	0.01	2.50	0.01	—	—	0.47	0.01	—	1.98	0.01	—
44	3.01	—	2.41	0.02	—	—	0.56	0.01	0.01	1.99	—	—
Парагонит												
45	3.04	—	2.80	0.01	0.09	0.03	—	—	—	0.01	0.95	0.08
46	3.02	0.01	2.86	0.01	0.05	0.04	—	—	—	0.01	0.91	0.10
Титанит												
47	0.99	0.92	0.06	0.02	—	—	—	—	—	1.00	0.01	—
48	0.99	0.93	0.06	0.01	—	—	—	—	—	1.00	—	—
Рутил												
49	—	0.98	—	0.01	—	0.01	—	—	—	—	—	—
50	—	0.97	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—
51	—	0.84	—	0.01	—	0.14	0.01	—	—	—	—	—
Ильменит												
52	0.01	1.03	—	0.01	—	0.85	0.10	—	—	0.01	—	—
Альбит												
53	2.95	—	0.99	—	—	0.03	—	—	—	0.01	1.04	—
54	3.01	—	0.98	—	—	0.02	—	—	—	0.01	0.98	—
Кальцит												
55	0.01	—	—	—	—	0.02	0.01	—	—	0.96	—	—
56	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	0.98	—	—

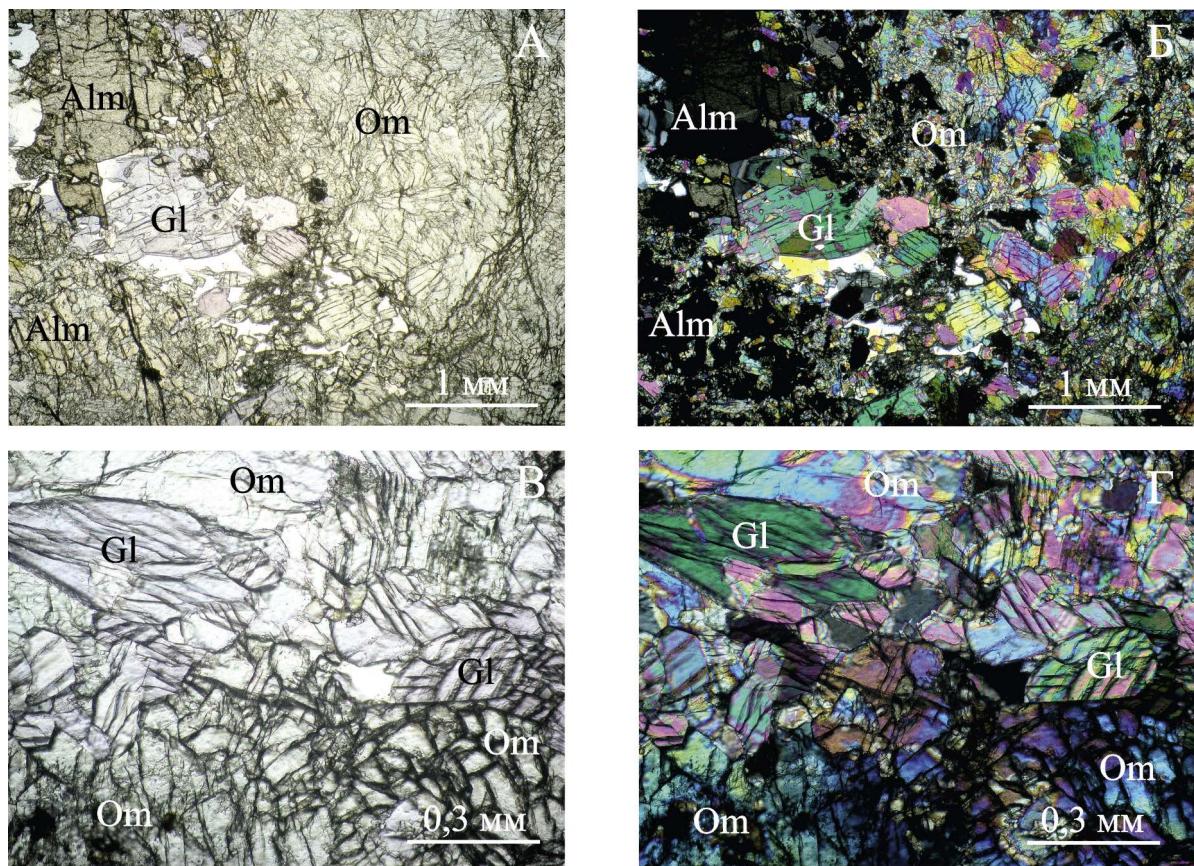


Рис. Эклогит Тулепсайского комплекса Восточных Мугоджар (проба 43). В проходящем свете (А), в поляризованном свете (Б). Омфацит и глаукофан из эклогита (проба 43); в проходящем свете (Е), в поляризованном свете (Г). Alm – альмандин, Om – омфацит, Gl – глаукофан

УДК 550.93:551.71 (470.22)

НАХОДКА НЕОАРХЕЙСКИХ (2.71 млрд лет) КОНГЛОМЕРАТОВ В КОСТОМУКШСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ РАЙОНЕ: К ВОПРОСУ О САМОЙ МОЛОДОЙ СТРАТОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ АРХЕЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

© 2025 г. А. И. Слабунов^{1,*}, Н. С. Нестерова¹, С. В. Мудрук^{1,2}, О. А. Максимов¹,
А. В. Кервинен¹

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 15.07.2024 г.

Поступило 15.07.2024 г.

После доработки 13.09.2024 г.

Принято к публикации 16.09.2024 г.

В осевой части Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) Карельского кратона установлена линза ранее неизвестных полимиктовых конгломератов. Их обломочная часть состоит из плохо сортированных, часто угловатых галек. По составу они сопоставимы с породами из окружающего зеленокаменного комплекса: 1) амфиболитами, сходными с мезоархейскими габброидами и базальтами КЗП; 2) магнетит-амфиболовыми кварцитами, сходными с мезоархейскими магнетит-биотит-амфиболовыми кварцитами, ассоциирующими с полосчатыми железистыми кварцитами; 3) неоархейскими (2.75 млрд лет) кварцевыми метаграувакками. Конгломераты интенсивно деформированы ($\gamma > 10$) в условиях простого левостороннего сдвига. Возраст осадконакопления рассматриваемых конгломератов по результатам изучения цирконов из цемента оценивается примерно в 2.71 млрд лет. Таким образом, в структуре КЗП установлена новая, самая молодая в составе зеленокаменного комплекса неоархейская стратотектоническая ассоциация. Её формирование, вероятно, происходило в пулл-апарт бассейне на заключительной стадии формирования КЗП при важной роли сдвиговых движений. Близкие по возрасту вулканогенные и осадочные ассоциации известны в Хедозеро-Большезерском, Кухмо и Таканен зеленокаменных поясах Карельского кратона.

Ключевые слова: конгломерат, циркон, U–Th–Pb-взраст, архей, Костомукшский зеленокаменный пояс, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S2686739725010041 EDN: GXCJEF

Конгломераты относятся к числу осадочных горных пород, которые имеют важное значение для палеотектонических и палеогеографических реконструкций, так как позволяют судить о составе пород в области разрушения, указывают на активную среду в области осадконакопления. Это могут быть речные системы, бассейны с быстро разрушающимися берегами, в том числе под воздействием активной тектоники.

Деформированные конгломераты являются классическим объектом при изучении условий и характера деформаций и их количественной оценки [1].

Конгломераты широко развиты в архее и известны в разрезах многих зеленокаменных поясов, например, в серии Модис классического Барбертонского пояса Каапваальского кратона [2], в серии Тимискаминг пояса Абитиби в провинции Сьюпериор [3], а также в зеленокаменных поясах Карельского кратона Фенноскандинавского щита [4–7], в том числе, в Костомукшском зеленокаменном поясе (КЗП) [8].

КЗП (рис. 1 а) расположен в центральной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита [9] и вмещает крупнейшее на СЗ России месторождение железа [10]. Главная рудоносная

¹Федеральный исследовательский центр “Карельский научный центр Российской академии наук”, Петрозаводск, Россия

²Геологический институт – обособленное подразделение Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук”, Анадырь, Россия

* E-mail: slabunov@krc.karelia.ru

толща КЗП (гимольская серия) содержит в своем основании хорошо известные конгломераты суккозерской свиты. Однако в ходе полевых работ 2022 г. в этом важном горнорудном регионе страны были открыты ранее неизвестные конгломераты, первому описанию которых и посвящена данная статья.

Стратотектонический разрез КЗП включает две стратотектонические ассоциации (СТА) контокскую и гимольскую [10]. Мощность разреза зеленокаменного комплекса оценивается до 5.5 км [8]. В составе контокской СТА традиционно выделяют три свиты (см. рис. 1 а): ниемиярвинскую (мощностью 200–1300 м),

сложенную метаморфизованными толеитовыми базальтами с редкими прослоями коматитов и магнетитовых кварцитов; шурловаарскую (мощностью до 600 м), представленную кислыми вулканитами с прослоями полосчатых железистых кварцитов (banded iron formation – BIF); рувинваарскую (мощностью до 1300 м), сложенную метабазальтами и коматитами с кислыми дифференциатами, а также с прослоями сланцев и BIF. Возраст (риолит)-базальт-коматитовой толщи контокской СТА оценивается в 2.87–2.84 млрд лет, а возраст кислых вулканитов с прослоями BIF (шурловаарская свита) – 2.81–2.78 млрд лет (табл. 1).

Таблица 1. Результаты определения возраста пород Костомушского зеленокаменного пояса Карельского кратона

No.	Возраст, млн лет	Интерпретация	Порода	Положение	Метод датирования	Ссылка
Контокская серия						
1	2874±35	Магматическое событие	Коматиты	Рувинваарская свита, Контокская серия	Sm–Nd изохrona	[11]
2	2843±39	Магматическое событие	Коматиты и базальты	Контокская серия	Sm–Nd изохронa	[11]
3	2813±78	Магматическое событие	Коматиты и базальты	Контокская серия	Pb–Pb изохронa	[11]
4	2808±95	Магматическое событие	Коматиты и базальты	ниемиярвинская и рувинваарская свиты, Контокская серия	Sm–Nd изохронa	[11]
5	2795±40	Магматическое событие	Коматиты	Контокская серия	Re–Os изохронa	[11]
6	2837±4.6	Детритовый магматический циркон	BIF-1	Рувинваарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	[11]
	2748 ±7	Метаморфическое событие				
	1890–1830	Метаморфическое событие				
7	2800±10	Магматическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[12]
8	2795±10	Магматическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
9	2792±6	Магматическое событие	Дацитовый туф	Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
10	2791±23	Магматическое событие	Дацит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]

Таблица 1. Продолжение

No.	Возраст, млн лет	Интерпретация	Порода	Положение	Метод датирования	Ссылка
11	2790 ± 21	Магматическое событие	Риолитовый туф	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
12	2757 ± 113	Метаморфическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Sm–Nd изохrona	[11]
13	2810–2790	Детритовый циркон	BIF-2	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	[11]
	2725 ± 6	Метаморфическое событие				
	2412 ± 17	Метаморфическое событие				
14	2734 ± 3.5	Метаморфическое событие	BIF-2	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
15	2729 ± 62	Метаморфическое событие	Коматиты и базалты	Контокская серия	Pb–Pb изохрона	[11]
16	2691 ± 5.3	Метаморфическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Титанит, U–Pb (TIMS)	[11]
17	2688 ± 6.3	Метаморфическое событие	Анdezит	Контокская серия	Титанит, U–Pb (TIMS)	[11]
18	2674 ± 13	Метаморфическое событие	Амфиболит	Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
Гимольская серия						
19	2759 ± 8.9	Магматическое событие	Риолит	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
20	3146–2770	Детритовый циркон	Граувакка	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
	2753 ± 15	Детритовый циркон	Граувакка	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
21	2743 ± 15	Магматическое событие	Риолит	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
22	2910 ± 12	Детритовый циркон	BIF-3	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	[11]
	2753 ± 4	Детритовый циркон				
	2720 ± 2.9	Метаморфическое событие				
	2652 ± 5	Метаморфическое событие				
	2560	Метаморфическое событие				
	2452 ± 12	Метаморфическое событие				

Таблица 1. Окончание

No.	Возраст, млн лет	Интерпретация	Порода	Положение	Метод датирования	Ссылка
23	2978±24	Детритовый циркон	BIF-3	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
	2914±7	Детритовый циркон				
	2786±55	Детритовый циркон				
	2732±5	Метаморфическое событие				
	2639±7	Метаморфическое событие				
	1855±8	Метаморфическое событие				
Неоархейские конгломераты						
24	2749±3	Детритовый циркон	Обломок в конгломерате		Zr, Pb–Pb (LA-ICP-MS)	данное исследование
25	2716±15	Детритовый циркон (MDA)	Конгломерат цемент		Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	данное исследование
	2668±21	Метаморфическое событие				
Интрузии						
26	2797±5	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
27	2788±13	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
28	2782±5	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb	[11]
29	2747±17	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
30	2719±6	Магматическое событие	Гранодиорит	интрузия санукитоидов	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
31	2712±9	Магматическое событие	Гранодиорит	интрузия санукитоидов	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
32	2707±9	Магматическое событие	Диорит	интрузия санукитоидов	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
33	2707±31	Магматическое событие	Гранит-порфир	интрузия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
34	2679±8	Магматическое событие	Микроклиновый гранит	интрузия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
35	2635±11	Метаморфическое событие	Гранит-порфир	интрузия	Титанит, U–Pb (TIMS)	[11]
36	2404±5	Магматическое событие	Долерит	дайка	бадделеит, U–Pb (TIMS)	[11]
37	2132±33	Магматическое событие	Долерит	дайка	Sm–Nd изохrona	[11]
38	1200	Магматическое событие	Кимберлиты и лампрофиры	дайка	Rb–Sr изохrona	[11]

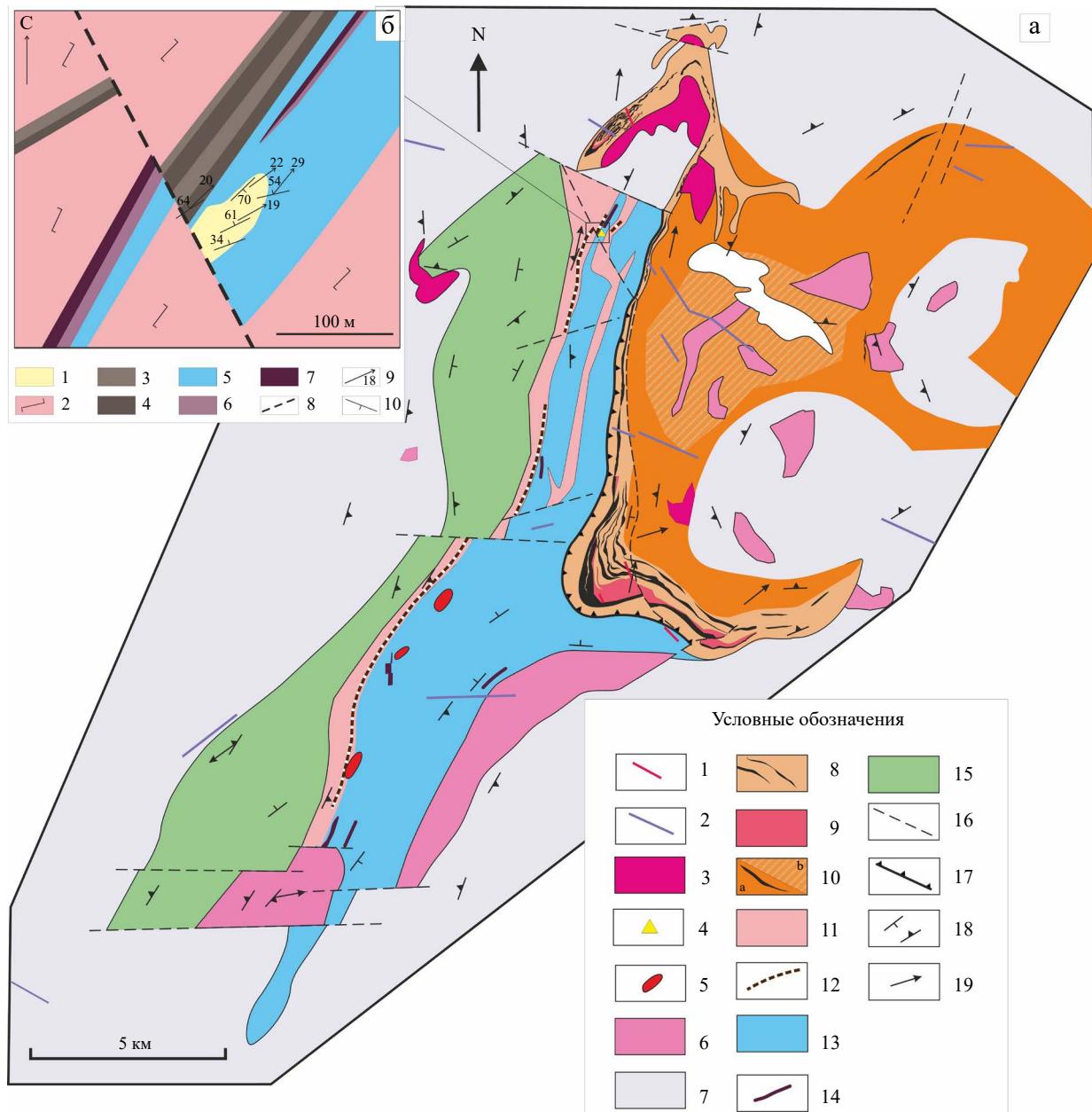


Рис. 1. Схема геологического строения (а) Костомукшского зеленокаменного пояса ([11, 15], с авторскими дополнениями) и (б) детального участка с линзой неоархейских (2.71 млрд лет) конгломератов. (а): 1 – неопротерозойские (1.2 млрд лет) лампроиты и кимберлиты (см. табл. 1), 2 – палеопротерозойские (2.40 и 2.14 млрд лет) долериты (см. табл. 1); 3–9 – неоархейские (см. табл. 1): 3 – 2.68 млрд лет граниты; 4 – 2.71 млрд лет полимиктовые конгломераты; 5 – 2.71 млрд лет санукитоиды; 6 – 2.72 млрд лет граниты; 7 – 2.78 млрд лет гранитоиды ТТГ ассоциации; 8–10 – породы гимольской серии (см. табл. 1): 8 – 2.76–2.74 млрд лет метаграувакки с прослоями BIF-3; 9 – 2.76–2.74 млрд лет силлы и дайки метариолитов (геллефленты); 10 – метаосадки сурлампинской свиты с прослоями BIF: а – слабо- и б – сильно- мигматизированные; 11–14 – мезоархейские (2.87–2.78 млрд лет) (см. табл. 1): 11 – туфы, туффиты риолитов (шурловарская свита); 12 – прослои BIF-2; 13 – коматит-базальтовый с дацитами комплекс (рувинваарская свита); 14 – прослои BIF-1; 15 – базальты и коматиты (ниемиярвинская свита); 16 – разломы; 17 – надвиг; 18–19 – элементы залегания: 18 – полосчатости и гнейсовидности, 19 – минеральной линейности. (б): 1 – 2.71 млрд лет полимиктовые конгломераты; 2–4 – мезоархейские (2.80–2.78 млрд лет) породы шурловарской СТА: 2 – кислые вулканиты, 3 – прослои BIF-2; 4 – прослои сланцев; 5–7 – мезоархейские (2.87–2.81 млрд лет): 5 – коматит-базальтовой с дацитами комплекс (рувинваарская свита), 6 – прослои BIF-1, 7 – прослои безрудных кварцитов и сланцев; 8 – разломы; 9–10 – элементы залегания: 9 – минеральной линейности, 10 – полосчатости и гнейсовидности

Гимольская СТА, мощность которой широко варьирует (180–2300 м), сложена метаосадками и вулканитами. В основании её разреза выделяются конгломераты (суккозерская свита) мощностью до нескольких метров. Обломочная часть этих конгломератов представлена гранитоидами, а также в них отмечены кислые вулканиты, сопоставимые по составу с породами шурловаарской свиты. Метаосадки этой толщи представлены граувакками [14] флишоидного типа с мощными прослоями BIF-3, доля которых уменьшается к востоку. Неотъемлемой частью разреза являются сингенетичные с осадками неоархейские (2.76–2.74 млрд лет) кислые вулканиты – геллефленты (см. табл. 1), аналоги которых являются главным источником вещества для граувакк ([13] и ссылки там). Тесная связь кислых вулканитов и метаграувакк установлена на основании изучения геохимии пород [14], но подчёркивается также и данными цирконологии. Цирконы из граувакки преимущественно (70% выборки) состоят из кристаллов, морфорология, структура, геохимия и возраст которых, аналогичны таковым из геллефлентов [13].

Зеленокаменный пояс окружают неоархейские (2.78–2.75 млрд лет гранитоиды тоналит-трондемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации (см. рис. 1 а), а также он сечется несколькими генерациями неоархейских гранитов и гранодиоритов (санукитоидов), палеопротерозойскими дайками габброидов и мезопротерозойскими телами лампроитов и кимберлитов (см. табл. 1).

Эволюция структуры КЗП [16] предполагает, что зеленокаменный комплекс был неоднократно (Д1-5) деформирован: ранний этап (Д1) сопровождался формированием изоклинальных складок с горизонтальными шарнирами и линейностью; второй этап (Д2) – многостадийная складчатость СВ-простириания, сопряжённая с левосторонним сдвигом, при этом складки этапа Д2 характеризуются сланцеватостью и минеральной линейностью, параллельными соответственно их осевым поверхностям и шарнирам; поздние этапы Д3-5 проявлены в виде разломов: Д3 – в северной части пояса как разломы и правосторонние сдвиги СЗ-простириания, Д4 – меридиональные разломы и зоны тектонических брекчий, Д5 – система субширотных разломов со сдвиговой составляющей.

Зеленокаменный комплекс КЗП претерпел метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации [8] 2.72, 2.69 млрд лет (см. табл. 1) (последние были наиболее значимыми), а также в отдельных зонах при более низких параметрах 2.42 и 1.89 млрд лет назад (см. табл. 1) ([10, 11] и ссылки там). При этом ранний этап деформаций Д1 отвечал

условиям амфиболитовой фации, Д2 – условиям эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой, на поздних этапах формировались альбит-хлоритовые метасоматиты [16].

Неизвестное ранее тело конгломератов (рис. 1 б) установлено среди базальтов с линзами BIF контокской серии (рувинваарской свиты), в непосредственной близости от них находятся кислые вулканиты с прослоями BIF шурловаарской свиты. Тело конгломератов прослеживается по простиранию на примерно 80 м, при ширине около 50 м (см. рис. 1 б). Непосредственный контакт конгломератов с подстилающими метабазальтами обнажается на очень небольшом участке, что не позволяет детально изучить его, однако соотношение ориентировок полосчатости в конгломератах и сланцеватости в окружающих породах свидетельствуют о том, что этот контакт тектонизирован. Расплющивание и значительное растягивание галек параллельно шарнирам складок и линейности, о чем будет сказано ниже, свидетельствуют в пользу этого вывода.

Структурные особенности конгломератов. В рассматриваемых конгломератах наблюдается слоистость (рис. 2 а), выраженная в чередовании слоёв с цементом различного цвета, а также вариациями состава галек и их ориентировки. Слоистость смята в сжатые складки, средний шарнир которых полого погружается к СВ (55°/19°) [17].

Крылья складки осложнены дополнительными мелкими складками, средняя ориентировка шарниров которых также близка ориентировке шарнира главной складки. Параллельно шарнирам как крупных, так и мелких складок располагается минеральная линейность по амфиболу.

Размеры обломочной составляющей конгломератов варьируют от 1–2 см до 40 см, т.е. от галек до валунов (рис. 2 а–д), при этом все обломки значительно удлинены параллельно линейности (см. рис. 2 а, д). В плоскости, перпендикулярной линейности, отчётливо видно, что обломки основного состава, как правило, имеют эллиптическую со сглаженными контурами форму, тогда как обломки кварцитов часто угловатые (см. рис. 2 в, г). Эти наблюдения указывают на то, что удлинённые гальки образуют классическую линейность растяжения. Анализ морфологии галек позволяет говорить о их значительной плоскостной деформации ($K \approx 1$; $\gamma > 10$) в условиях простого сдвига при левостороннем характере движений по траектории вдоль линии СВ 55°/23° по крутым плоскостям сдвига СВ-простириания [17].

Ориентировка складок и левосторонний характер деформации простого сдвига конгломератов соответствуют складкам СВ-простириания

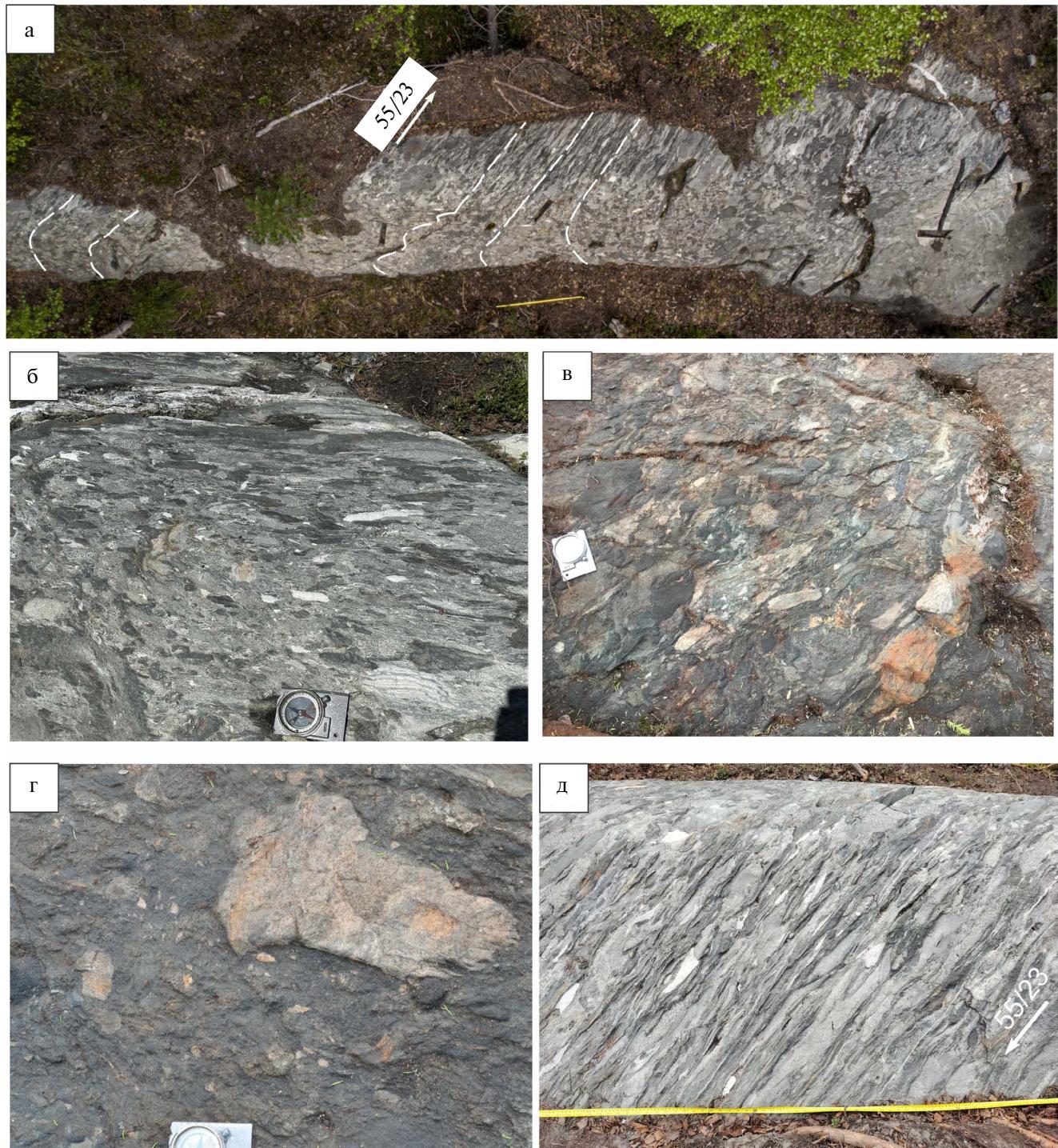


Рис. 2. Неоархейские (2.71 млрд лет) конгломераты Костомушского зеленокаменного пояса в обнажении: (а) общий вид обнажения (масштаб – жёлтая рулетка 1 м), пунктир – структурные линии, стрелка – средняя ориентировка погружения линейности (СВ 55° под углом 23°); (б) конгломераты с эллипсовидными обломками метабазитов, полосчатых кварцитов – кварцевой граувакки, в породах видна полосчатость, плоскость фото субортогональна поверхности рассланцевания (масштаб – компас 10 см); (в) конгломераты с угловатыми и эллипсовидными обломками амфиболитов (матабазалтov), метабазалтov с плагиоклазовыми порфирами, кварцевой метаграувааки (масштаб – компас 10 см); (г) крупный обломок деформированной кварцевой метаграувааки (масштаб – компас 10 см); (д) конгломераты в плоскости, ортогональной поверхности рассланцевания и параллельной линейности, стрелка – ориентировка погружения линейности (СВ 55° под углом 23°)

и левосторонним сдвиговым зонам этапа Д2 структурно-возрастной шкалы, построенной В.Н. Кожевниковым для КЗП [16].

Петрографические особенности конгломератов. Рассматриваемые конгломераты относятся к типу полимиктовых: их обломки состоят из разнообразных по структуре и текстуре амфиболитов (метагабброидов и метабазитов) и широкой гаммы кварцитов (см. рис. 2 б).

Амфиболиты из обломков конгломератов варьируют от лейкократовых до меланократовых, характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой и гранонематобластовой структурой. Порфиробласти представлены амфиболом. Основная масса породы сложена плагиоклазом и амфиболом. Минеральный состав породы: плагиоклаз (10–55%), амфибол (30–90 %), эпидот (до 6%), титанит (до 4%), магнетит (до 1%), кварц (менее 1%). *Плагиоклаз* представлен гипидиоморфными зёренами с концентрической зональностью, реже встречаются незональные зёरна с полисинтетическими двойниками. По составу плагиоклаз отвечает андезину. В зональных зёрнах от центра к краю содержание анортитового компонента изменяется от 45 до 30%. Среди зёрен плагиоклаза сохранились, вероятно, реликты магматического. Его преобразование при метаморфизме проявляется в замещении эпидотом и раскислении (до олигоклаза). *Амфибол* встречается как в виде крупных порфиробластовых обособлений (до 2 мм), так и в виде небольших отдельных зёрен (до 0.3 мм) или их агрегатов в основной массе породы. Крупные порфиробласти содержат включения титанита. Все исследованные амфиболы по составу отвечают магнезиальной роговой обманке. *Эпидот* развивается по основному плагиоклазу. Отмечаются отдельные ксеноморфные зёрна или сростки нескольких зёрен, которые часто содержат включения кварца. Границы зёрен часто окаймляются амфиболом. *Титанит* формирует линзовидные срастания нескольких зёрен или может формировать тонкие прослои в основной массе породы. Отмечается обрастание титанита вокруг магнетита.

Обломки конгломератов светлого цвета представлены различными кварцитами и кварцевыми метаграувакками. Типичная порода таких обломков представляет собой полосчатый **магнетит-амфиболовый кварцит** с грано-нематобластовой структурой. Порода состоит из плотно прилегающих друг к другу изометричных зёрен кварца, среди которых равномерно распределены зёрна амфиболя и магнетита. Кроме того, в породе отмечаются тонкие (около 1 мм) магнетит-амфиболовыми прослои. *Кварц* составляет основную массу породы (до 75–80%).

В лейкократовых прослоях кварц отличается большим размером зёрен до 1 мм. В амфибол-магнетитовых полосах размерность зёрен не превышает 0.3 мм. *Амфибол* (составляет около 15% породы) представлен удлинёнными призматическими зёрнами с плеохроизмом от светло-зелёного до тёмно-зелёного. Совместно с магнетитом формирует более тёмные прослои в кварцитах, где прослеживается обрастание амфиболя вокруг магнетита. *Магнетит* составляет около 10% объёма породы, образует округлые зёрна размером 0.1–0.2 мм и равномерно распределён в породе.

Среди обломков **кварцитов** в конгломератах также отмечены разности, в которых заметную роль играет плагиоклаз, и они могут классифицироваться как кварцевые граувакки. Минеральный состав таких пород (например, пробы Э-КС22-34-5а): кварц – 62%, амфибол – 25%, плагиоклаз – 8%, магнетит – 4%, пирит – 1%. *Плагиоклаз* отмечается в виде небольших ксеноморфных зёрен андезин-олигоклазового состава. Они не зональные и не имеют полисинтетических двойников.

По петрографическим особенностям эти породы сходны с малорудными кварцитами, ассоциирующими с мезоархейскими BIF [15].

Цемент конгломератов составляет 30–40% объёма породы и представлен серой и светло-серой мелкозернистой породой со сланцеватой текстурой и грано-нематобластовой структурой. В этих сланцах широко варьирует содержание темноцветных минералов. В меланократовых разностях содержание амфиболя достигает 50%, кварца – 20%, плагиоклаза – 20%, хлорита – 5%, биотита – 5%. *Амфибол* представлен удлинёнными зёрнами магнезиальной и железистой роговой обманки. В крупных зёрнах обнаружены включения карбоната и кварца. *Хлорит* и *биотит* часто встречаются в срастаниях с амфиболом.

В более лейкократовой разности цемента преобладает плагиоклаз – 33% и кварц – 40%, темноцветные минералы преимущественно представлены роговой обманкой – 17%, хлоритом – 6% и биотитом – 4%. В виде акцессорных минералов отмечаются зёрна циркона, титанита, кальцита, рудного минерала.

Петрогоеохимические особенности обломков конгломератов. По химическому составу (табл. 2) обломки базитов из конгломератов хорошо сопоставляются с базальтами контокской СТА (рис. 3 а), что особенно отчётливо видно на спайдерграхмах нормированного содержания РЗЭ (рис. 3 б). Небольшое обогащение амфиболитов обломков относительно выборки базитов контокской СТА легкими РЗЭ и более широкие вариации

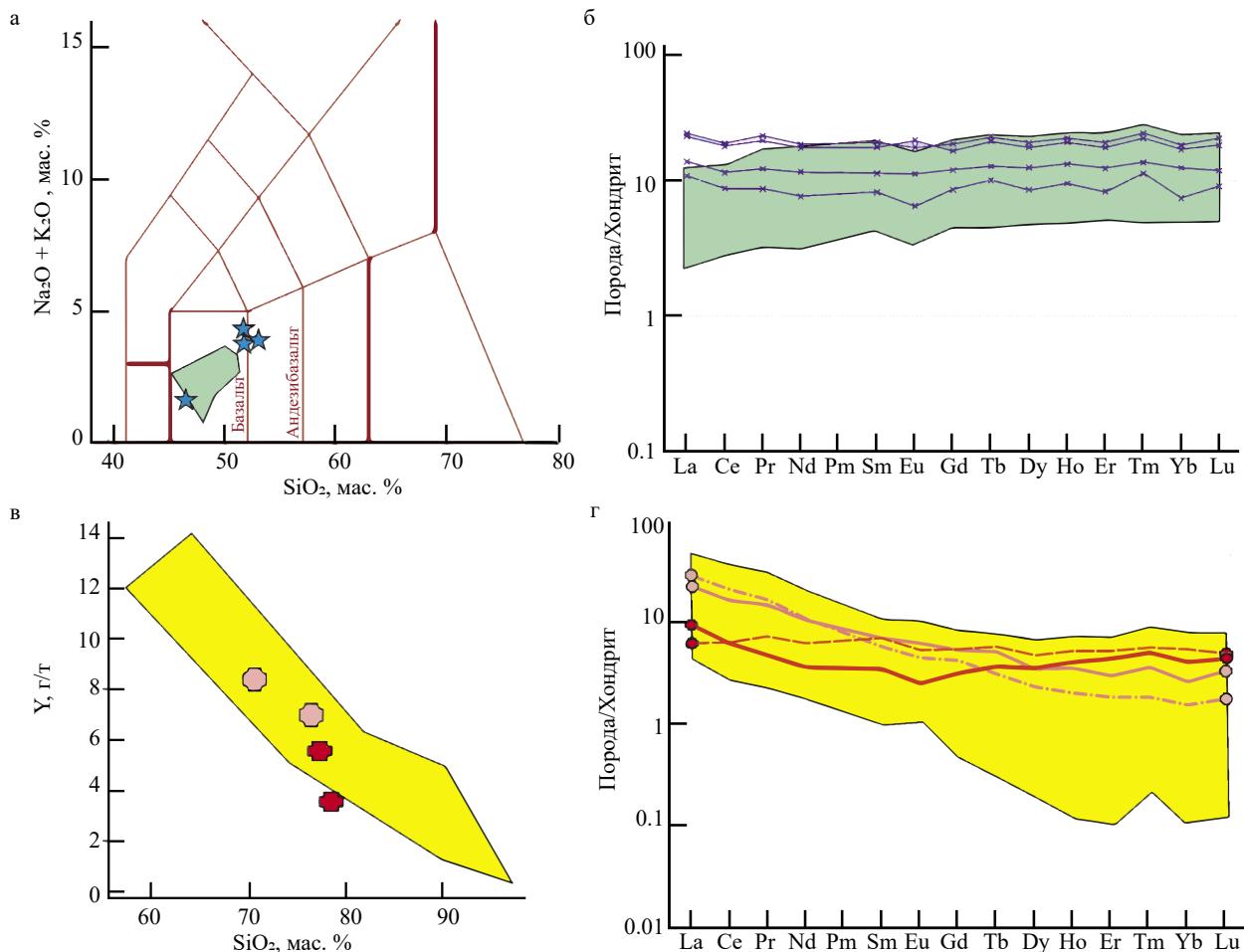


Рис. 3. Фигуративные точки составов амфиболитов (синие звёздочки) (а, б), кварцитов (розовые значки) – кварцевой граувакки (красные значки) (в, г) из обломков конгломератов на диаграммах SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а), SiO_2 – Y (в) и графиках нормированных по хондриту содержаний РЗЭ (б, г), поля зелёного цвета – состав мезоархейских базальтов КЗП, поля жёлтого цвета – составы мезоархейских кварцитов, ассоциирующих с BIF [15]

состава петрогенных окислов может быть связано как с преобладанием в контрольной выборке базальтов, а в обломках более дифференцированных габброидов, так и с влиянием наложенных процессов. Обломки кварцитов и кварцевых граувакк выделяются высоким содержанием кремнезема и низким – $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, что отличает их от кислых вулканитов КЗП, но роднит с кварцитами, ассоциирующими с BIF. Геохимические характеристики кварцитов из обломков конгломератов (рис. 3 в, г) позволяют с большей уверенностью сопоставлять эту группу с последними [15]. При этом среди них выделяются две подгруппы отличные по степени дифференциации РЗЭ (рис. 3 г): первая – дифференцированная ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9–19$), вторая – слабодифференцированная ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1–2$). При этом породы первой подгруппы хорошо сопоставляются с мезоархейскими малорудными кварцитами

[15], а составы со столь слабодифференцированными РЗЭ отмечены среди метаграувакки гимольской СТА.

Исходя из представленных геологических данных, изученные конгломераты сформировались позднее мезоархейских (2.87–2.84 млрд лет) базитов и, возможно, неоархейских (2.75–2.74 млрд лет) пород гимольской СТА, т.к. сходные с последними по составу породы обнаружены в обломках, но предшествовали интенсивным деформациям, которые, вероятно, были связаны с аккреционными процессами, возраст которых оценивается в 2.72 и 2.69 млрд лет [11].

U–Th–Pb-геохронология цирконов из конгломератов. Для более надёжной оценки возраста образования обнаруженных конгломератов, были изучены цирконы, выделенные из цемента и из одного из обломков. U–Th–Pb-датирование

Таблица 2. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) обломков в неоархейских (2.71 млрд лет) конгломератах Костомукшского зеленокаменного пояса

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	70.52	78.69	76.36	52.22	50.72	45.08
TiO ₂	0.28	0.19	0.14	1.15	1.35	0.72
Al ₂ O ₃	7.8	9.98	2.79	16.8	17.19	11.59
Fe ₂ O ₃	1.21	0.47	3.16	1.05	1.02	1.9
FeO	7.39	2.15	6.75	8.48	7.39	13.06
MnO	0.164	0.076	0.125	0.223	0.187	0.436
MgO	4.34	0.37	2.42	4.85	5.23	11.23
CaO	5.36	4.32	2.74	9.82	11.1	12.04
Na ₂ O	1.09	2.35	0.22	3.56	4.03	1.02
K ₂ O	0.16	0.11	0.11	0.28	0.21	0.46
P ₂ O ₅	0.015	0.02	0.02	0.07	0.1	0.05
H ₂ O	0.26	0.04	0.72	0.11	0.05	0.13
LOI	0.96	0.98	4.25	1.26	1.31	2.06
Li	5.89	2.83	5.79	9.40	7.10	18.55
Sc	9.34	3.52	3.66	58.89	46.62	37.49
V	80.52	34.12	34.88	395.74	375.63	266.60
Cr	223.26	79.48	146.84	144.61	331.51	1513.63
Co	54.42	4.81	37.10	47.27	36.79	75.21
Ni	66.50	12.70	42.83	100.28	96.88	533.36
Cu	802.37	21.61	1281.09	13.22	22.41	22.57
Zn	59.92	36.45	40.24	100.68	75.94	160.12
Rb	1.67	3.48	2.76	3.50	5.89	4.78
Sr	50.64	117.23	5.92	211.93	246.74	18.17
Y	8.36	3.57	6.90	19.33	27.80	13.82
Zr	50.60	93.03	21.95	55.10	81.76	34.59
Nb	1.97	2.58	1.03	2.96	4.44	1.72
Ba	55.19	205.06	19.57	191.36	216.56	78.99
La	1.99	9.31	3.04	4.56	7.03	3.57
Ce	5.31	17.78	5.27	9.93	15.54	7.56
Pr	0.79	1.83	0.52	1.37	2.21	0.97
Nd	3.81	6.67	2.23	7.30	11.03	4.80
Sm	1.39	1.14	0.69	2.30	3.59	1.67
Eu	0.40	0.34	0.19	0.86	1.53	0.50
Gd	1.47	1.13	0.84	3.32	4.57	2.37
Tb	0.26	0.14	0.17	0.60	0.92	0.47
Dy	1.60	0.77	1.20	4.27	6.05	2.92
Ho	0.35	0.14	0.28	0.93	1.34	0.67
Er	1.15	0.40	0.96	2.78	3.95	1.87
Tm	0.17	0.05	0.15	0.41	0.62	0.34
Yb	1.17	0.33	0.87	2.73	3.74	1.63
Lu	0.16	0.06	0.15	0.40	0.62	0.31
Hf	1.46	2.24	0.75	2.20	3.00	1.39
Ta	0.17	0.22	0.24	0.33	0.39	0.17
Pb	1.91	3.29	1.09	6.18	8.20	1.86
Th	1.99	2.51	1.40	0.40	0.71	0.45
U	0.40	0.46	0.22	0.12	0.22	0.21

Примечание. 1 – Э-К22-34/5а, плагиоклаз-магнетит-амфиболова кварцевая граувакка (с преобладанием цирконов с возрастом 2749 млн лет); 2 – Э-К22-34/4, амфибол-биотитовый кварцит; 3 – Э-К22-34/1, кварцит с сульфидами; 4 – Э-К22-34/3Б, амфиболит (метагаббр); 5 – Э-К22-34/6А, амфиболит (метагаббр); 6 – Э-К22-34/8Б, амфиболит. Определение главных элементов выполнено классическим методом химического силикатного анализа, а малых элементов – методом ICP MS (X Series II, Thermo Scientific) с растворением в автоклавах в аналитической лаборатории Института геологии ЦКП Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск).

циркона из цемента (120 аналитических точек) и из обломка (60 точек) было выполнено методом LA-ICP-MS в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) по апробированной методике ([11] и ссылки там). Для контроля качества анализов были использованы стандарты циркона 91500 и Plesovice со стандартизованными возрастами 1062.4 ± 0.4 и 337.1 ± 0.4 млн лет, соответственно. В ходе исследования проб Э-К22-34-2 и Э-КС22-34-5а для контрольных стандартов были получены средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -оценки их возраста (2σ) 1067 ± 14.8 ($n = 12$) и 1069 ± 7.4 ($n = 6$) млн лет и 335.2 ± 5.8 ($n = 12$) и 337.7 ± 5.8 ($n = 12$) млн лет, соответственно, что хорошо согласуется с эталонными значениями. Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа Isoplot 4.15 [18].

Из пробы Э-К22-34-2 (цемент конгломерата), отобранной в точке $64^{\circ}46'10''$ с. ш., $30^{\circ}40'09''$ в. д., весом около 700 г было выделено более 300 зёрен циркона. Они представлены окрашенными в желтовато-коричневые тона кристаллами призматического габитуса: от коротко- до длиннопризматических с $\text{Ky} = 1:2, 1:3$, размер которых варьирует от 40 до 150 мкм (см. рис. 4 а). По характеру внутреннего строения среди цирконов данной выборки выделяется два морфологических типа. Зёрна первого типа, которые резко преобладают, характеризуются отчётливо выраженной тонкой осцилляторной зональностью и Th/U-отношением значительно больше 0.2 (см. рис. 4 а), что характерно для циркона магматического генезиса. В зёрнах второго типа наблюдаются признаки пятнистой зональности (см. рис. 4 а) и Th/U-отношения для большей их части менее 0.2, что типично для метаморфогенного циркона. При этом, в цирконах обоих морфотипов встречаются зёрна со светлыми каймами (рис. 4 а), которые могут свидетельствовать о наличии поздних метаморфогенных процессов, которые в этой пробе не поддаются датированию.

$^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ -взраст ($T_{\text{Pb-Pb}}$) цирконов первого морфологического типа варьирует от 2.86 до 2.717 млрд лет со сложным полимодальным распределением значений (рис. 4 в). $T_{\text{Pb-Pb}}$ трёх наиболее молодых зёрен циркона из этой выборки (2717 ± 26 (дискордантность в % (D) = 0.01); 2718 ± 24 ($D = -0.01$); 2727 ± 16 ($D = -2.5$), рис. 4 а нижний ряд) оценивается в 2723 ± 12 млн лет (рис. 4 б). При этом близкие оценки получаются, если по этим трём точкам вычислить U-Pb-конкордантный возраст (T_c) – 2716 ± 15 ($\text{MSWD} = 1.9$) млн лет. Данная цифра наиболее точна для оценки максимального возраста осадконакопления конгломератов. $T_{\text{Pb-Pb}}$ метаморфогенных цирконов

второго морфологического типа, дискордантность которых меньше 5%, находится в интервале $2.62-2.70$ млрд лет и по 7 точкам, оценивается в 2668 ± 21 млн лет. При этом T_c по 5 наиболее конкордантным точкам из этой выборки составляет 2672 ± 12 ($\text{MSWD} = 0.023$) млн лет.

Таким образом, возраст осадконакопления конгломератов находится в интервале $2716 \pm 15 - 2672 \pm 12$ млн лет. Наиболее вероятная его оценка соответствует области минимальной плотности аналитических точек между двумя главными пиками на гистограмме распределения возрастов (см. рис. 4 б) и оценивается примерно в 2.71 млрд лет.

Второй образец для геохронологических исследований конгломератов был отобран из обломка кварцевых метаграуваак (проба Э-КС22-34-5а). Из этой пробы весом 800 г было выделено 250 зёрен циркона. Их изучение показало, что они представлены прозрачными с бурой окраской идиоморфными кристаллами удлинённо-призматического габитуса с коэффициентом удлинения (Ky) $1:2, 1:3$, реже $1:4$ (см. рис. 4 в). Данные кристаллы характеризуются достаточно высоким идиоморфизмом и многообразием морфологических форм. Среди них присутствуют призматические, короткопризматические и изометричные кристаллы относительно крупного размера (70–180 мкм). Внутреннее строение всех изученных цирконов весьма сходно и характеризуется наличием тонкой осцилляционной зональностью (см. рис. 4 в), Th/U-отношение в них варьирует 0.2–1.1 (среднее 0.7), что позволяет предполагать их исходную магматическую природу.

Характер распределения $T_{\text{Pb-Pb}}$ циркона на гистограмме (он находится в узком диапазоне 2.73–2.77 млрд лет) (рис. 4 г), также как и однотипность его структурных особенностей, указывает на однородность выборки. $T_{\text{Pb-Pb}}$ популяции циркона, составляющей 97% всей выборки, оценивается в 2749 ± 3 млн лет (см. рис. 4 г), что в пределах ошибки совпадает с её U-Pb-взрастом по верхнему пересечению дискордии с конкордией – 2748 ± 3.5 ($\text{MSWD} = 0.62$) млн лет. Кроме того, среди изучаемых цирконов установлено зерно, $T_{\text{Pb/Pb}}$ которого в двух аналитических точках составляет 2836 ± 16 и 2824 ± 28 млн лет ($D = -0.11$ и -0.35), соответственно (см. рис. 4 б). Таким образом, главным источником сноса вещества (в том числе циркона) при формировании кварцевой метаграувааки из обломка конгломератов являются кислые магматические породы с возрастом 2749 ± 3 млн лет. Сопоставимый возраст (2759–2743 млн лет, [13]) имеют риолиты гимольской СТА (см. табл. 1), составляющие, вероятно,

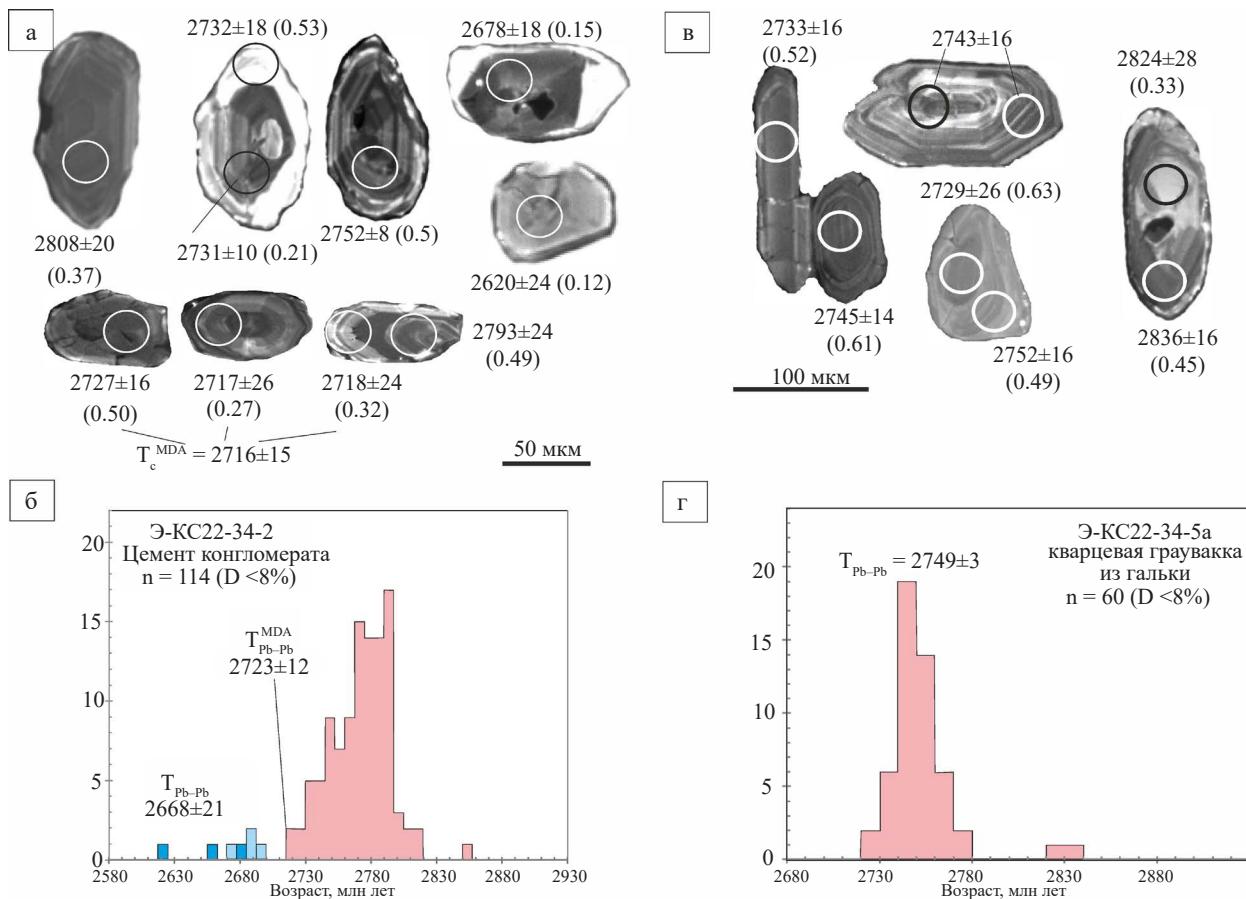


Рис. 4. Строение зёрен (а, в) и изотопный возраст (определен методом LA-ICP-MS, n – количество аналитических точек, D^* – дискордантность в %) циркона из цемента конгломерата (б) и обломка кварцевой граувакки (г): (а, в) изображение цирконов из цемента (а) и обломка (в) конгломерата в катодной люминесценции, окружности – местоположение аналитических точек датирования и значения в них $T_{\text{Pb-Pb}}$ в млн лет (1σ), в скобках – Th/U-отношение; (б, г) гистограммы $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ -возрастов ($T_{\text{Pb-Pb}}$) циркона из цемента, $T_{\text{Pb-Pb}}^{\text{MDA}}$ – $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ -возраст трёх наиболее молодых зёрен (MDA – maximum depositional age). * $D = 100 \times (T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1)$

главный источник детрита для осадков этой толщи. Кроме того, небольшую долю в состав кварцевой метаграувакки внесли мезоархейские магматические кислые породы. Таким образом, обломок кварцевых метаграувакк по особенностям морфологии и возрасту детритового циркона сходен с граувакками гимольской СТА, которые формировались практически синхронно с неоархейскими (2.75–2.74 млрд лет) дайтами и BIF этой СТА (см. табл. 1) [11, 13].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Таким образом, найденные в КЗП неоархейские (2.71 млрд лет) полимиктовые конгломераты состоят из обломков окружающих их метабазальтов, кварцитов контокской серии и кварцевой граувакки гимольской серии. Важно отметить,

что в цементе не установлены цирконы древнее 2.85 млрд лет (с дискордантностью менее 10%). Обломки плохо сортированы и среди них, наряду с окатанными, обычны и угловатые (см. рис. 2). Все эти факты свидетельствуют о том, что толща конгломератов формировалась в бассейне, в который поступал местный плохо сортированный обломочный материал. Морфология обломков указывает на то, что они деформированы в условиях левостороннего простого сдвига. С учётом особенностей состава, структуры и условий последующей деформации можно предполагать, что конгломераты маркируют бассейн типа пулл-апарт.

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В осевой части КЗП среди метабазальтов контокской серии установлена линза ранее

неизвестных полимиктовых конгломератов, обломочная часть которых состоит из: 1) метаморфизованных пород основного состава, сопоставимых по составу с мезоархейскими габброидами и базальтами КЗП; 2) магнетит-амфиболовых кварцитов, сопоставимых с мезоархейскими кварцитами, ассоциирующими с BIF; 3) кварцевой метаграувакки, сопоставимой по составу и цирконологии с осадками неоархейской гимольской серии.

2. Возраст осадконакопления обнаруженных конгломератов по результатам изучения циркона из цемента заведомо моложе 2716 ± 15 млн лет и древнее 2672 ± 12 млн лет, оценивается примерно в 2.71 млрд лет. Эти данные показывают, что в структуре КЗП установлена новая самая молодая среди архейских СТА. При этом она сопоставима по возрасту с вулканитами (2712–2703 млн лет) Хедозеро-Большезерского [12], Таканен (2706 млн лет) [19] и осадками (<2.70–2.73 млрд лет) Кухмо [20] зеленокаменных поясов Карельского кратона.

3. Изученные конгломераты интенсивно деформированы в условиях простого сдвига левостороннего характера по крутым плоскостям северо-восточного простирания.

4. Формирование поздних неоархейских конгломератов КЗП, вероятно, происходило в пулл-апарт структуре на заключительной стадии формирования пояса в условиях сдвиговых деформаций. В таких условиях формировались хорошо известные конгломераты типа Тимискаминг зеленокаменного пояса Абитиби провинции Сьюпериор, с которыми связаны крупные месторождения золота [3].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам ГИН РАН (г. Москва) К.Г. Ерофеевой и А.С. Дубенскому за проведение работ по датированию цирконов и консультации при использовании результатов. Авторы признательны академику Н.С. Бортникову и второму рецензенту рукописи за ценные замечания и комментарии, которые позволили улучшить статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00026).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ramsay J. G.* Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 1967. 580 p.

2. *Brandl G., Cloete M., Anhaeusser C. R.* Archaean Greenstone Belt. In: The Geology of South Africa. M.R. Johnson, C.R. Anhaeusser, R.J. Thomas (Eds.). The Geology of South Africa. Geologica Society of South Africa, Johannesburg/Council for Geoscience, Pretoria. 2006. P. 9–56.
3. *Jackson S. L., Fyon J. A.* The Western Abitibi Subprovince in Ontario. In: Geology of Ontario. P.C. Thurston, H.S. Williams, R.H. Sutcliffe, G.M. Stott (Eds.). Special Vol. 4, Part 1. Ontario Ministry of Northern Development and Mines, 1991. P. 405–484.
4. *Чернов В. М.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.–Л.: Наука, 1964. 104 с.
5. *Светов С. А., Светова А. И. и др.* Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 5–17.
6. *Piirainen T.* The geology of the Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 1988. № 4. P. 39–51.
7. *Sorjonen-Ward P.* An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. In: P. A. Nurmi & P. Sorjonen-Ward (Eds.) / Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geol. Surv. of Finland. Spec. Paper. 17. 1993. P. 9–102.
8. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И. и др.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
9. *Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И. и др.* Геологическая карта Юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского НЦ РАН. Серия “Геология докембрия” 2017. № 2. С. 3–41. <https://doi.org/10.17076/geo444>
10. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
11. *Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S.* Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha greenstone belt, Karelian Craton. Fennoscandian Shield // International Geology Review. 2024. V. 66. № 6. P. 1321–1333. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2248501>

12. *Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А. и др.* Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 3–32.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040>
13. *Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В. и др.* Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
<https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>
14. *Милькевич Р. И., Мыскова Т. А.* Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
15. *Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Максимов О. А.* Геохимия и условия формирования мезоархейских полосчатых железистых кварцитов (BIF-1) Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона // Геохимия. 2024. Т. 69. № 3. С. 28–50.
<https://doi.org/10.1134/S0016702924030054>
16. *Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
17. *Мудрук С. В., Нестерова Н. С., Максимов О. А. и др.* Структурный анализ архейских конгломератов Костомукшского зеленокаменного пояса (Фенноскандинавский щит): первые результаты // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. 21. С. 181–189.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2024.21.022>
18. *Ludwig K. R.* Isoplot v.4.15: A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 4. Berkeley Geochronology Center, 2008.
19. *Järvinen V., Karampelas N., Rämö O. T.* Secular change of tectonic setting in the Archean Takanen greenstone belt, northeastern Karelia Province, Fennoscandian Shield // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2023. V. 95. № 2. P. 107–134.
<https://doi.org/10.17741/bgsf/95.2.002>
20. *Lehtonen E., Heilimo E., Halkoaho T., Käpyaho A., Holtta P.* U–Pb geochronology of Archean volcanic-sedimentary sequences in the Kuhmo greenstone belt, Karelia Province – Multiphase volcanism from Meso- to Neoarchaean and a Neoarchaean depositional basin? // Precambrian Research. 2016. V. 275. P. 48–69.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.002>

FINDING OF NEOARCHEAN (2.71 GA) CONGLOMERATES IN THE KOSTOMUKSHA IRON ORE PROVINCE: ON THE YOUNGEST ARCHEAN STRATOTECTONIC ASSOCIATION IN THE KARELIAN CRATON

© 2025 A. I. Slabunov^{a, #}, N. S. Nesterova^a, S. V. Mudruk^{a, b}, O. A. Maksimov^a, A. V. Kervinen^a

Presented by Academician of the RAS Y.A. Kostitsyn July 15, 2024

^a*Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Karelia, Petrozavodsk, Russia*

^b*Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia*

[#] E-mail: slabunov@krc.karelia.ru

A lens of earlier unknown polymict conglomerates was found in the axis of the Kostomuksha greenstone belt (KGB), Karelian Craton. Their clastic portion consists of poorly graded, largely angular pebbles. They are comparable in composition to rocks from the surrounding greenstone complex, such as: 1) amphibolites similar to KGB's Mesoarchean gabbroic rocks and basalts; 2) magnetite-amphibole quartzites similar to Mesoarchean magnetite-biotite-amphibole quartzites associated with banded iron formation; 3) Neoarchean (2.75 Ga) quartz metagraywacke. The conglomerates are highly deformed ($\gamma > 10$) by simple shear. The conglomerates were deposited about 2.71 Ga ago, as indicated by analysis of zircons from the matrix. Thus, a new Neoarchean stratotectonic association, the youngest in the greenstone complex, was found in KGB. It seems to have been formed in a pull-apart basin at the final stage of KGB formation, in which shearing played an important part. Volcanogenic and sedimentary associations of similar age are known in the Khedozero-Bolshozero, Kuhmo and Takanen greenstone belts of the Karelian Craton.

Keywords: conglomerate, zircons, U–Th–Pb age, Archean, Kostomuksha greenstone belt, Karelian Craton

УДК 551.2:552.3

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ВОЗРАСТ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ПЫРКАТАГИНСКОГО МАССИВА, АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧУКОТКИ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© 2025 г. М. В. Лучицкая^{1,*}, Е. В. Ватрушкина¹, К. Н. Мазуркевич²,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹

Поступило 20.08.2024 г.

После доработки 25.09.2024 г.

Принято к публикации 30.09.2024 г.

В статье приведены первые U–Th–Pb-оценки возраста циркона для гранитоидов Пыркатагинского массива, расположенного в центральной части Куульского поднятия Анюйско-Чукотской складчатой системы на побережье Восточно-Сибирского моря. Они указывают на внедрение гранитоидов в альбское время (106–104 млн лет), что соответствует интервалу альбского гранитоидного магматизма Чаунской провинции Чукотки (110–100 млн лет) и совпадает с апт-альбским постколлизионным растяжением после завершения коллизии микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска и Сибирского континента с ранее аккремтированным Колымо-Омолонским микроконтинентом. Повышенная щёлочность и геохимические характеристики гранитоидов Пыркатагинского массива, такие как обогащённость крупноионными лиофильными элементами и лёгкими редкими землями, деплетированность по Ta, Nb, Ba, Sr сближают их с другими постколлизионными гранитоидами Чаунской провинции. Проведено сопоставление гранитоидов массива по ряду геохимических критерий и гранитоидов с Cu–Au–, W–Mo–, W, Sn и Au–(Bi)-минерализацией.

Ключевые слова: гранитоиды, Пыркатагинский массив, циркон, Чукотка, постколлизионное растяжение, альбская Чаунская гранитоидная провинция, минерализация

DOI: 10.31857/S2686739725010051 EDN: GXBKTR

ВВЕДЕНИЕ

На Чукотке широко проявлен этап раннемелового (апт-альбского) гранитоидного магматизма [2, 3]. Он связан с постколлизионным растяжением, которое сопровождается образованием структур гранитно-метаморфических куполов, наложенных впадин в континентальной части и рифтовых впадин на шельфе арктических морей [4, 5]. Собственно коллизия микроконтинента

Чукотка–Арктическая Аляска с Сибирским континентом завершилась в конце раннего мела (готериве–барреме) закрытием позднеюрского остаточного Южно-Ануйского турбидитового бассейна и формированием покровно-складчатой структуры [4].

Ряд авторов разделяют Чукотский пояс гранитоидных plutонов на две провинции: альбскую (Чаунскую) и аптскую (Билибинскую или Тытельвеемскую) по преобладанию гранитоидов того или иного возраста, хотя границы данных провинций проводятся по-разному [1, 2, 6].

С Чаунской провинцией гранитоидов непосредственно связан одноимённый верхнемеловой Чаунский металлогенический пояс [7]. Главными типами оруденения в этом пояссе являются кассiterит-силикатно-сульфидное, Sn–W-грейзеновое, Sn-порфиревое и связанное

¹ Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

* E-mail: luchitskaya@ginras.ru

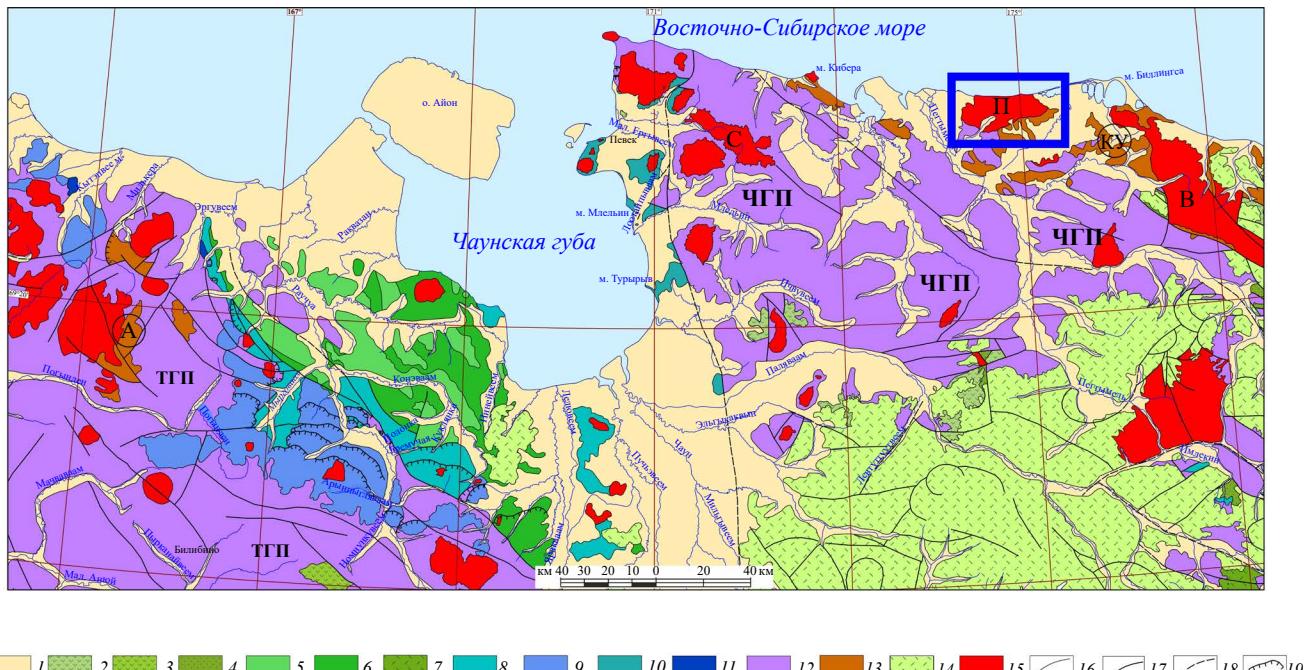


Рис. 1. Геологическая карта Анюйско-Чукотской складчатой системы (по [9] с изменениями). 1 – кайнозойский осадочный чехол; 2 – этчиуньский альбский вулканический комплекс; 3 – Тытельвеемский аптский вулканический комплекс; 4 – апт-альбские континентальные угленосные отложения; 5 – валанжинские терригенные отложения; 6 – берриасские терригенные отложения; 7 – берриасские вулканогенные отложения; 8 – волжские вулканогено-терригенные отложения; 9 – оксфорд-кимериджские терригенные отложения; 10 – нерасчленённые верхнеюрско-нижнемеловые отложения; 11 – нижнеюрские терригенные отложения; 12 – триасовые терригенные отложения; 13 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 14 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 15 – меловой интрузивный комплекс; 16 – геологические границы; 17–19 – тектонические нарушения: 17 – установленные, 18 – скрытые, 19 – надвиги. Буквы в кружках – тектонические поднятия: КУ – Куульское, А – Алярмутское. ЧГП – альбская Чаунская гранитоидная провинция; ТГП – аптская Тытельвеемская гранитоидная провинция [1]. Массивы: П – Пыркагинский, В – Великтенайский, С – Северный. Синий прямоугольник – район работ

с гранитоидами золотое [7]. Зарубежные исследователи объединяют пояса с такими типами оруденения в Au–Bi–Sn–W-провинции, связанные с гранитоидами, наиболее известная из которых средне-позднемелового возраста – Тинтина на Аляске (например, [8]).

Крупные гранитоидные массивы Чукотского пояса имеют двухфазное строение: ранняя фаза представлена порфировидными монцонитоидами или гранодиоритами, биотит-амфиболовыми гранитами, а поздняя – субщелочными гранитами или лейкогранитами [9].

Рассматриваемые в статье гранитоиды Пыркагинского массива, расположенного в центральной части Куульского поднятия на арктическом побережье Восточно-Сибирского моря (рис. 1) и имеющего двухфазное строение, принадлежат к группе раннемеловых интрузивных образований по материалам Анюйско-Чаунской серийной легенды ГК-200; прецизионные

геохронологические данные, как и данные о редкоземельном составе для гранитоидов массива отсутствуют.

В настоящей статье мы представляем первые U–Pb SIMS-данные о возрасте гранитоидов двух интрузивных фаз Пыркагинского массива и петро-геохимическую характеристику гранитоидов, что позволило провести их геохимическую типизацию и отнести к апт-альбскому постколлизионному этапу развития Чукотских мезозоид. Проведено сопоставление гранитоидов Пыркагинского массива по ряду геохимических критерий и гранитоидов с различными видами минерализации.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Куульское поднятие расположено в северной части Анюйско-Чукотской складчатой системы

и вытянуто в ЗСЗ-направлении вдоль арктического побережья Восточно-Чукотского моря восточнее мыса Кибера примерно на 200 км при ширине от 10 до 50 км (см. рис. 1). В центральной части поднятия обнажены преимущественно терригенные девонские и терригенно-карбонатные нижне-среднекаменноугольные толщи, которые со стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными отложениями верхней перми – триаса.

Пыркатагинский массив расположен в центральной части Куульского поднятия, имеет площадь около 400 км² и представляет собой вытянутое в широтном направлении интрузивное тело с пологими контактами, дискордантное простирациям складчатых структур вмещающих отложений палеозоя и триаса (рис. 2). Северная часть массива скрыта под водами Восточно-Сибирского моря. По данным гравиметрических работ М.Б. Рыбакова (1964) Пыркатагинский массив представляет собой лакколитообразное тело мощностью около 4 км.

Гранитоиды Пыркатагинского массива прорывают терригенно-карбонатные толщи девона, каменноугольные терригенно-карбонатные толщи и терригенные толщи перми и нижне-среднего триаса (см. рис. 2). В южной части массива гранитоиды содержат ксенолиты вмещающих пород [10]. Гранитоиды образуют многочисленные останцы (кечуры) разнообразной формы среди элювиальных развалов на поверхности массива (рис. 3 а–в). Осадочные породы вблизи массива превращены в кордиерит-плагиоклаз-кварц-биотитовые и биотит-кварцевые роговики; ширина выходов роговиков составляет от 600 до 1100 м [10].

Пыркатагинский массив сложен гранитоидами двух фаз внедрения. Ранняя фаза представлена порфировидными амфибол-биотитовыми средне-крупнозернистыми гранитами, слагающими центральную часть массива и порфировидными средне-крупнозернистыми гранодиоритами (рис. 3 д) периферических частей массива, между которыми существуют постепенные переходы, местами в гранитоидах присутствует шлировая текстура (рис. 3 г). Порфировые вкрапленники розоватого калиевого полевого шпата в гранитоидах составляют 20–25%, их размер колеблется от 1 до 6 см. Среди пород ранней фазы описаны также кварцевые сиениты, образующие небольшие линейно вытянутые гнезда и жилы с расплывчатыми очертаниями, не показанные в масштабе карты [10]. Они отличаются от порфировидных гранодиоритов более высоким содержанием вкрапленников калиевого полевого шпата.

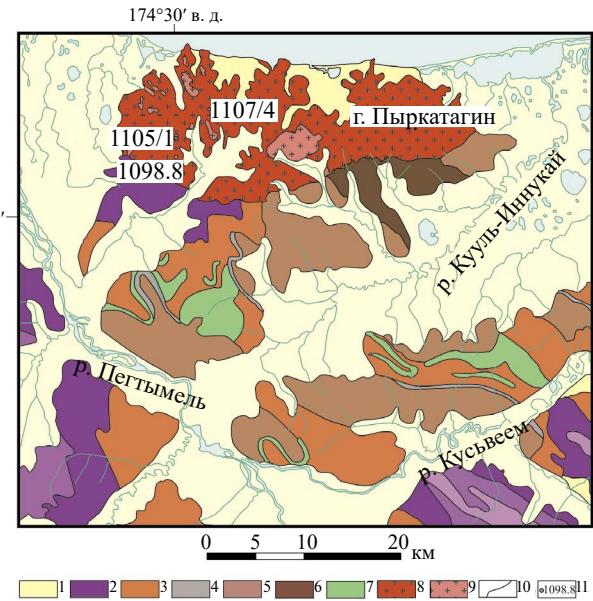


Рис. 2. Геологическая карта Пыркатагинского массива и его обрамления (по [10]). 1 – четвертичные отложения; 2 – нижне-среднетриасовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, линзовидные прослои гравелитов и конгломератов; 3 – пермско-триасовые углисто-глинистые сланцы, алевролиты и известковистые песчаники; 4 – каменноугольные известняки, конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 – верхнедевонские песчаники известковистые, глинисто-известковистые и кремнисто-серicitовые сланцы, алевролиты, известняки; 6 – нижне-среднедевонские песчаники кварцевые и известковистые, алевролиты, сланцы глинистые и углисто-глинистые, линзы известняков; 7 – андезский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс: силлы и изометричные тела габброидов; 8 – порфировидные гранодиориты и граниты ранней фазы; 9 – лейкократовые мелкозернистые граниты поздней фазы; 10 – геологические границы; 11 – места отбора проб и номера геохронологических проб

Гранитоиды ранней фазы содержат редкие окружные включения более мелкозернистых и меланократовых пород, размером 10–15 см, часто с порфировыми вкрапленниками калиевого полевого шпата (рис. 3 з), по составу отвечающие монцонитам.

К поздней фазе относятся мелкозернистые лейкократовые субщелочные граниты (рис. 3 ж), образующие локальные выходы в центральной и западной частях массива и имеющие секущие контакты с гранитоидами ранней фазы. Гранитоиды обеих фаз секутся дайками гранит-порфиров, ранодиорит-порфиров, гранит-аплитов (рис. 3 е), монцодиорит-порфириотов.



Рис. 3. Фото Пыркатагинского массива и слагающих его гранитоидов. а–в – вид массива с останцами гранитоидов; г – полосчатая текстура в гранитоидах ранней фазы; д – порфировидный гранодиорит ранней фазы; е – дайка гранит-аплитов в порфировидных гранитах ранней фазы; ж – элювиальные развалы мелкозернистых лейкократовых гранитов поздней фазы; з – включение монцонитов в гранодиоритах ранней фазы

Гранодиориты имеют порфировидную гипидиоморфную структуру. Порфировые вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, в меньшей степени плагиоклазом. Основная масса сложена плагиоклазом (35–45%), калиевым полевым шпатом (20–25%), кварцем (20–25%), оливково-зелёным амфиболом + коричневым биотитом (10–12%). Аксессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, эпидотом, ортитом, рудным минералом (пиритом).

Среди минералов тяжёлой фракции выделены гематит, альмандин, магнетит, монацит, рутил, турмалин, флюорит, анатаз, молибденит, кассiterит. Меньше представлены арсенопирит, барит, киноварь, галенит, халькопирит, шеелит, церуссит [10].

Граниты имеют порфировидную гипидиоморфную структуру и сложены теми же минералами, что и гранодиориты, но в них возрастают содержания кварца (30–35%) и калиевого полевого шпата (35–40%) и уменьшается количество темноцветных минералов (5–7%).

Субщелочные лейкократовые граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками графической и сложены плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (35–40%), кварцем (25–30%), биотитом (<5%). Аксессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом.

Минералы тяжёлой фракции в гранитах представлены ильменитом, магнетитом, ортитом, турмалином, флюоритом, анатазом, молибденитом,

галенитом, пиритом, базальтической роговой обманкой, эпидотом [10].

Монцониты из меланократовых включений в гранодиоритах ранней фазы имеют гипидиоморфную структуру с участками монцонитовой и сложены оливково-зелёной роговой обманкой (20–25%), калиевым полевым шпатом (30–40%), плагиоклазом (30–35%), кварцем (<5%). Аксессорные минералы представлены сфеном, апатитом, эпидотом.

Гранит-порфиры из даек обладают порфировой структурой с вкрапленниками калиевого полевого шпата, кварца и единичного биотита. Основная масса мелкозернистая и сложена кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом в равных количествах и редкими мелкими лейстами хлоритизированного биотита. Аксессории представлены сфеном, цирконом, ортитом.

Монцодиорит-порфиры из даек имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза, амфибала, биотита, единичного кварца. Основная масса микролито-зернистая и сложена пироксеном, эпидотом, полевыми шпатами и редким кварцем.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Геохронологические исследования локальным U–Th–Pb-методом (SIMS,

SHRIMP-II) выполнены в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского по методике, описанной в [11].

Цирконы выделены из 3 образцов: порфировидных гранодиоритов и гранитов ранней фазы Пыркатагинского массива и субщелочных лейкократовых гранитов поздней фазы.

Кристаллы циркона из гранитоидов обеих фаз на микрофотографиях, выполненных в режиме катодолюминесценции, обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов варьируют от 150 до 370 мкм (Кудл = 1.5–3.5) (рис. 4 а). Циркон характеризуется хорошо выраженной осцилляторной магматической зональностью, а ядерные части в ряде случаев имеют сложное неоднородное строение (см. рис. 4 а). Анализировались только участки циркона с осцилляторной зональностью. Величина Th/U-отношения в анализированном цирконе изменяется от 0.31 до 0.73 (табл. 1).

Конкордатные возрасты циркона из порфировидных гранодиоритов и гранитов ранней фазы Пыркатагинского массива составляют 105 ± 1 и 106 ± 1 млн лет; субщелочных лейкократовых гранитов поздней фазы – 104 ± 1 млн лет (см. табл. 1). Полученные оценки возраста совпадают в пределах ошибки для гранитоидов обеих фаз, отражают возраст кристаллизации магматического циркона и соответствуют раннему мелу (альбу).

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва, Россия) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (фирма “Bruker”, Германия) и программного обеспечения “Spectra-Plus”.

Анализ элементов-примесей был проведён в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологий микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICAP-61, “Thermo Jarrell Ash”, США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (X-7, “Thermo Elemental”, США).

Все рассматриваемые породы Пыркатагинского массива по соотношению суммы щелочей и кремнезёма относятся к породам умеренной

щёлочности: гранодиориты и граниты ранней фазы (SiO_2 64.7–73.2%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7.13–8.84%) – к граносиенитам и умеренно-щелочным гранитам, субщелочные лейкократовые граниты поздней фазы и гранит-порфиры из даек (SiO_2 74.5–76.74%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 8.05–9.51%) – умеренно-щелочным лейкогранитам, монцониты из включений и монцодиорит-порфиры из даек (SiO_2 58.54–59.3%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7.62–9.15%) – монцонитам (рис. 5 а; табл. 2). Точки составов гранитоидов находятся в поле гранитоидов Чаянской провинции [1], в которой преобладают гранитоиды альбского возраста (рис. 1, 5). По соотношению K_2O и SiO_2 гранитоиды обеих фаз Пыркатагинского массива относятся к высоко-калиевый и частично к шошонитовой серии.

На диаграммах Б.Р. Фроста с соавторами [12] гранитоиды обеих фаз относятся преимущественно к магнезиальным ($\text{Fe}^* = 0.59$ –0.80), известково-щелочным и щёлочно-известковым образованиям (MALI = 3.71–8.93), характеризуются низкой и умеренной глинозёмистостью (ASI = 0.89–1.06) (см. рис. 5 б–г).

Вариации главных элементов в гранитоидах обеих фаз в зависимости от содержания SiO_2 демонстрируют хорошо выраженные тренды уменьшения содержаний Al_2O_3 , CaO , $\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{TiO}_2 + \text{MgO}$, P_2O_5 (рис. 6). Поведение Na_2O , K_2O относительно SiO_2 менее закономерно: их содержания в гранитоидах ранней фазы находятся приблизительно на одном уровне, а в гранитоидах поздней фазы они несколько выше. Монцониты из включений и даек образуют обособленные поля (см. рис. 6).

Содержания Zr , La , Sc , Sr также поникаются с ростом SiO_2 . Одновременное снижение содержаний Sr и увеличение содержаний Rb соответствует тренду фракционной кристаллизации [13]. Ковариации $\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{TiO}_2 + \text{MgO}$ и SiO_2 в гранитоидах указывают на фракционирование амфибола и биотита, а ковариации Ba и Sr – плагиоклаза и калиевого полевого шпата (см. рис. 6).

Граносиениты и умеренно-щелочные граниты ранней фазы отличаются более высокими суммарными концентрациями примесных элементов в целом, имеют более высокие суммарные концентрации РЗЭ (304–403 г/т) и Th, повышенные концентрации Co, Ni, V, Cr в сравнении с умеренно-щелочными лейкогранитами поздней фазы и гранит-аплитами из даек ($\Sigma \text{РЗЭ}$ 52–307 г/т) (табл. 2).

Граносиениты и умеренно-щелочные граниты ранней фазы имеют фракционированное распределение РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 21.61$ –29.72; $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 4.69$ –6.92; $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 2.18$ –2.73) и отрицательной

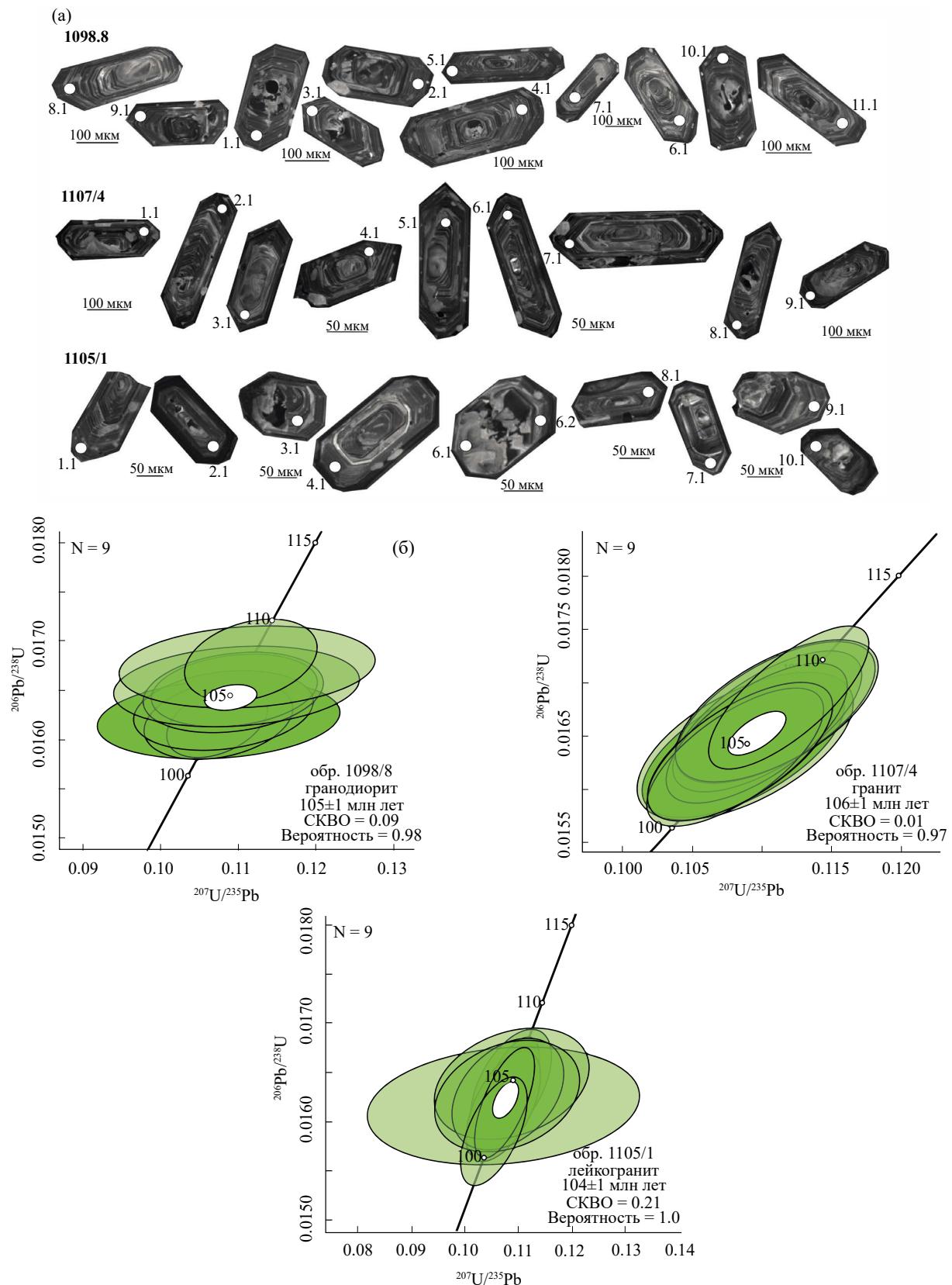


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолюминесценции (а) и диаграммы с конкордией для циркона из гранодиорита (проба 1098.8), гранита (проба 1107/4) ранней фазы и лейкогранита (проба 1105/1) поздней фазы (б). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb SIMS-датирования циркона из гранитоидов Пыркаталинского массива

Точка анализа	Pb _c , %	U, г/т	Th, г/т	Pb*, г/т	232Th/238U	Возраст, млн лет	Отношения изотопов						коэффиц. корр.	
							206Pb/238U (2)	±%	207Pb*/206Pb* (1)	±%	207Pb*/235U (1)	±%	206Pb*/238U (1)	±%
<i>1098.8 – гранодиорит ранней фазы; 105±1 млн лет, 69°44'13.9", 174°28'13.6"</i>														
1098-8_7.1	0.20	1122	795	15.3	0.73	102	1	0.048	2.7	0.105	3.0	0.016	1.3	.420
1098-8_5.1	0.55	854	448	11.9	0.54	103	1	0.048	5.8	0.107	5.9	0.016	1.0	.173
1098-8_10.1	0.13	1686	771	23.5	0.47	103	1	0.049	2.2	0.110	2.4	0.016	0.9	.388
1098-8_6.1	0.27	778	376	10.9	0.50	104	1	0.048	3.4	0.107	3.6	0.016	1.0	.278
1098-8_8.1	0.40	1172	481	16.4	0.42	104	1	0.048	4.2	0.108	4.3	0.016	1.0	.226
1098-8_4.1	0.41	1715	595	24.3	0.36	106	1	0.045	4.1	0.102	4.2	0.016	0.9	.224
1098-8_11.1	0.59	742	297	10.6	0.41	106	1	0.046	6.6	0.105	6.7	0.016	1.1	.161
1098-8_3.1	0.38	1165	501	16.6	0.44	106	1	0.049	4.1	0.112	4.2	0.017	1.0	.231
1098-8_9.1	0.57	1632	719	23.3	0.46	106	1	0.051	5.4	0.116	5.5	0.017	1.0	.177
1098-8_2.1	0.55	1338	600	19.3	0.46	107	1	0.047	6.0	0.109	6.1	0.017	1.0	.165
1098-8_1.1	0.16	1534	728	22.1	0.49	107	1	0.047	3.0	0.111	3.1	0.017	1.0	.307
<i>1107/4 – гранит ранней фазы; 106±1 млн лет; 69°47'21.8", 174°35'19.1"</i>														
1107-4-1.1	0.00	1018	491	14.3	0.50	105	2	0.049	2.1	0.110	2.7	0.016	1.6	.615
1107-4-2.1	0.00	1354	818	19	0.62	105	2	0.048	1.9	0.109	2.5	0.016	1.6	.650
1107-4-3.1	0.00	798	356	11.2	0.46	105	2	0.048	2.4	0.109	2.9	0.016	1.7	.580
1107-4-4.1	0.00	1256	811	17.9	0.67	106	2	0.048	1.8	0.110	2.5	0.017	1.6	.664
1107-4-5.1	0.07	1130	776	16.2	0.71	107	2	0.049	1.9	0.113	2.6	0.017	1.6	.622
1107-4-6.1	0.00	1314	743	18.7	0.58	106	2	0.049	1.8	0.111	2.4	0.017	1.6	.671
1107-4-7.1	0.00	1349	793	19.3	0.61	107	2	0.047	2.1	0.109	2.7	0.017	1.6	.612
1107-4-8.1	0.00	1549	669	21.7	0.45	104	2	0.048	1.7	0.107	2.4	0.016	1.6	.688
1107-4-9.1	0.00	1244	843	17.5	0.70	105	2	0.048	1.9	0.108	2.5	0.016	1.6	.659
1107-4-10.1	0.00	2189	771	31.7	0.36	108	2	0.047	1.4	0.110	2.1	0.017	1.6	.751
<i>1105/1 – лейкогранит поздней фазы; 104±1 млн лет; 69°46'8.13", 174°29'23.3"</i>														
1105-1_1.1	0.09	1973	891	28.9	0.47	109	1	0.049	1.5	0.114	2.1	0.017	1.4	.676
1105-1_2.1	0.11	1683	710	23.5	0.44	104	1	0.047	1.7	0.106	2.2	0.016	1.4	.635
1105-1_3.1	0.10	1425	606	20.1	0.44	105	1	0.048	2.4	0.109	2.8	0.016	1.4	.513
1105-1_4.1	0.09	1087	425	15.1	0.40	103	1	0.049	2.1	0.109	2.6	0.016	1.4	.557
1105-1_5.1	3.93	1634	491	23.7	0.31	103	1	0.052	8.8	0.116	8.9	0.016	1.5	.168
1105-1_6.1	1.77	1418	441	20.4	0.32	105	1	0.052	4.7	0.119	5	0.016	1.4	.292
1105-1_6.2	0.41	1085	205	15.2	0.19	104	1	0.047	3.7	0.105	4	0.016	1.4	.361
1105-1_7.1	0.47	1358	812	19.0	0.62	104	1	0.047	5.0	0.105	5.2	0.016	1.4	.277
1105-1_8.1	0.04	1586	744	22.1	0.48	104	1	0.048	1.6	0.108	2.1	0.016	1.4	.662
1105-1_9.1	0.13	1535	642	21.0	0.43	102	1	0.048	2.0	0.104	2.4	0.016	1.4	.580

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Pb_c и Pb* – природный и радиогененный свинец соответственно. (1) – скорректировано на ²⁰⁴Pb, (2) – скорректировано на ²⁰⁷Pb, коэф. корр. – коэффициент корреляции ошибок.

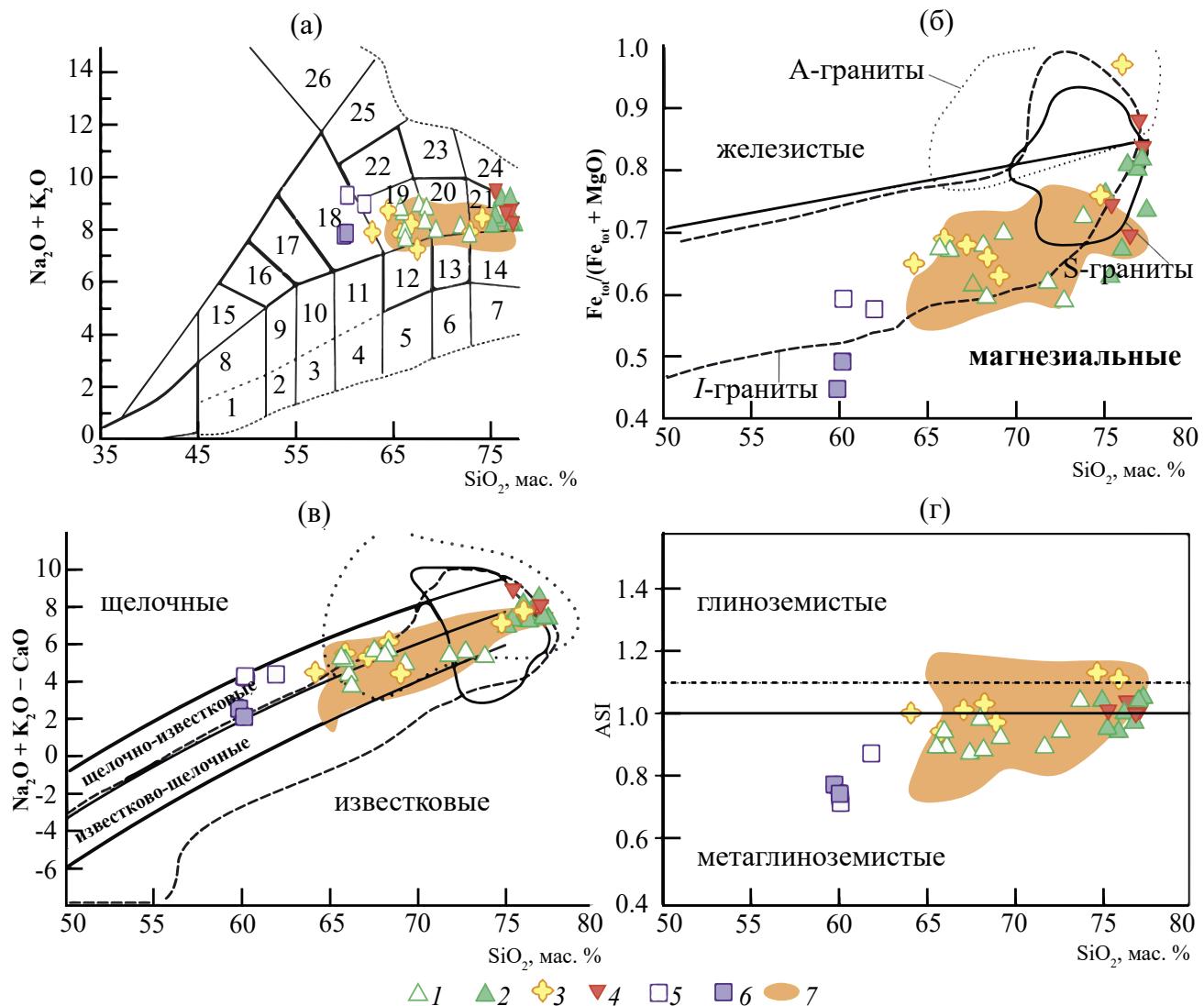


Рис. 5. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а), $\text{Fe}_{\text{тот}}/(\text{Fe}_{\text{тот}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ (в), ASI – SiO_2 (г) для гранитоидов Пыркагинского массива. 1 – низкощелочные габбро, 2 – низкощелочные габбро-диориты, 3 – низкощелочные диориты, 4 – низкощелочные кварцевые диориты, 5 – низкощелочные гранодиориты, 6 – низкощелочные граниты, 7 – низкощелочные лейкограниты, 8 – габбро, 9 – габбро-диориты, 10 – диориты, 11 – кварцевые диориты, гранодиориты, 12 – гранодиориты, 13 – граниты, 14 – лейкограниты, 15 – монцогаббро, 16 – монцогаббро-диориты, 17 – монцодиориты, 18 – монциониты, 19 – граносиениты, 20 – умеренно-щелочные граниты, 21 – умеренно-щелочные лейкограниты, 22 – сиениты, 23 – щелочные граниты, 24 – щелочные лейкограниты, 25 – щелочные сиениты, 26 – фоидитовые сиениты. 1 – граносиениты, умеренно-щелочные граниты ранней фазы; 2 – умеренно-щелочные лейкограниты поздней фазы; 3 – гранитоиды массива по [6]; 4 – гранит-аплиты из даек; 5 – монциониты из включений в гранитоидах ранней фазы; 6 – монционит-порфиры из даек; 7 – поле гранитоидов Чунской провинции по [1]

Еу-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.38–0.59$) (рис. 7 а). Распределение РЗЭ для пород ранней фазы в целом вписывается в поле гранитоидов и ортогнейсов Чукотского пояса [2] и отличается от гранитоидов Чунской провинции более фракционированным характером и менее проявленной отрицательной Еу-аномалией (см. рис. 7 а).

Монциониты из включений в граносиенитах ранней фазы и из даек имеют распределения

РЗЭ, аналогичные гранитоидам ранней фазы: $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 10.68–30.74$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2.90–5.09$; $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 2.41–3.53$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44–0.64$ (рис. 7 в).

Умеренно-щелочные лейкограниты поздней фазы и гранит-аплиты из даек также характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 8.10–40.10$; $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2.82–12.23$; $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N = 0.38–1.93$)

Таблица 2. Химический состав гранитоидов Пыркатагинского массива

Образец	1107/2	1102/2	1098/9	1104/2	1104/1	1110/2	1110/1	1100/6	1100/4	1098/1	1098/2	1100/2	1099/1
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	64.7	64.9	65.5	65.5	67.00	67.6	67.75	68.6	71.24	72.03	73.2	74.5	75.70
TiO ₂	0.61	0.62	0.63	0.69	0.56	0.52	0.49	0.47	0.40	0.45	0.44	0.30	0.19
Al ₂ O ₃	15.20	15.00	15.40	14.70	14.67	15.00	14.47	14.20	13.45	12.75	12.80	12.70	12.33
Fe ₂ O ₃	1.15	1	0.85	1.18	0.89	0.89	0.68	0.83	0.95	1.10	0.73	0.73	0.47
FeO	2.8	3.09	3.27	3.22	2.00	2.47	2.01	2.56	1.15	1.23	1.95	1.23	0.41
MnO	0.07	0.08	0.10	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.02	0.00
MgO	1.86	1.85	1.91	2.08	1.76	1.55	1.79	1.43	1.23	1.55	0.99	0.59	0.41
CaO	3.42	3.37	3.5	3.8	3.21	2.83	3.05	2.94	2.66	2.13	1.83	1.13	1.00
Na ₂ O	2.88	2.77	2.84	2.69	2.81	2.48	2.77	2.76	2.85	2.58	2.3	2.55	2.41
K ₂ O	5.76	5.69	4.99	4.82	6.03	5.72	5.93	5.09	5.17	5.09	4.83	5.5	6.68
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.25	0.28	0.32	0.22	0.27	0.18	0.20	0.22	0.14	0.088	0.07
п.п.п.	0.55	0.5	0.39	0.42	0.46	0.45	0.49	0.4	0.53	0.67	0.6	0.45	0.25
Сумма	99.25	99.13	99.63	99.46	99.78	99.79	99.77	99.53	99.88	99.86	99.86	99.79	99.92
Li	—	—	—	—	67.6	—	76.8	—	70.8	63.8	—	—	61.5
Be	—	—	—	—	6.8	—	7.0	—	9.4	7.3	—	—	7.5
Sc	—	—	—	—	6.4	—	5.4	—	4.5	4.2	—	—	2.1
V	—	—	—	—	57.6	—	51.2	—	33.2	30.6	—	—	10.6
Cr	—	—	—	—	19.6	—	22.7	—	19.4	9.4	—	—	5.3
Co	—	—	—	—	9.1	—	8.3	—	6.2	5.8	—	—	1.8
Ni	—	—	—	—	10.7	—	10.5	—	8.9	5.9	—	—	1.9
Zn	—	—	—	—	42.6	—	48.2	—	39.2	37.8	—	—	12.6
Ga	—	—	—	—	16.9	—	16.9	—	16.2	14.9	—	—	13.3
Rb	—	—	—	—	352	—	348	—	379	371	—	—	417
Sr	—	—	—	—	556	—	538	—	347	279	—	—	141
Y	—	—	—	—	28.0	—	24.2	—	18.4	29.3	—	—	25.3
Zr	—	—	—	—	277	—	168	—	185	240	—	—	115
Nb	—	—	—	—	19.9	—	16.8	—	18.0	23.1	—	—	23.8
Mo	—	—	—	—	1.5	—	1.0	—	2.7	1.9	—	—	1.1
Sn	—	—	—	—	6.6	—	5.6	—	4.5	10.1	—	—	5.9
Sb	—	—	—	—	0.25	—	0.23	—	0.32	0.19	—	—	0.24
Cs	—	—	—	—	29.0	—	20.8	—	31.1	19.2	—	—	28.3
Ba	—	—	—	—	1163	—	1022	—	403	328	—	—	221
La	—	—	98.8	—	94.7	—	71.3	133	74.9	86.6	85.6	45.1	28.4
Ce	—	—	196	—	188	—	135	240	124	146	157	73.2	63.3
Pr	—	—	21.5	—	19.2	—	14.9	25.4	12.3	15.4	16.1	6.28	7.5
Nd	—	—	75.2	—	66.6	—	53.6	88.2	40.7	53	57	20.5	28.9
Sm	—	—	11.4	—	11.4	—	9.8	12.4	7.1	10.1	9.87	2.8	6.5

Таблица 2. Продолжение

Образец	1107/2	1102/2	1098/9	1104/2	1104/1	1110/2	1110/1	1100/6	1100/4	1098/1	1098/2	1100/2	1099/1
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Eu	—	—	1.88	—	1.8	—	1.5	1.45	1.1	1.1	0.97	0.45	0.69
Gd	—	—	10.2	—	7.9	—	6.6	10.7	4.8	7.1	8.66	2.51	4.7
Tb	—	—	1.17	—	1.1	—	0.90	1.28	0.65	1.0	1.04	0.33	0.71
Dy	—	—	6.39	—	5.2	—	4.6	6.7	3.2	5.4	5.87	1.53	4.1
Ho	—	—	1.06	—	0.95	—	0.85	1.15	0.59	0.96	0.91	0.27	0.78
Er	—	—	2.89	—	2.5	—	2.2	2.95	1.7	2.6	2.66	0.83	2.3
Tm	—	—	0.37	—	0.35	—	0.32	0.42	0.24	0.39	0.37	0.11	0.35
Yb	—	—	2.57	—	2.5	—	2.1	2.96	1.8	2.6	2.75	1.04	2.5
Lu	—	—	0.49	—	0.36	—	0.30	0.55	0.27	0.38	0.42	0.23	0.38
Hf	—	—	—	—	7.1	—	4.3	—	4.9	6.9	—	—	3.8
Ta	—	—	—	—	1.9	—	1.5	—	1.8	2.5	—	—	2.9
W	—	—	—	—	9.4	—	9.4	—	10.8	7.0	—	—	2.7
Pb	—	—	—	—	62.2	—	64.9	—	65.4	56.9	—	—	79.0
Bi	—	—	—	—	0.23	—	0.28	—	0.16	0.22	—	—	0.36
Th	—	—	—	—	55.8	—	55.7	—	53.7	59.6	—	—	59.0
U	—	—	—	—	7.3	—	10.9	—	12.2	9.4	—	—	7.5

Таблица 2. Продолжение

Образец	1100/1	1099/2	1101/1	1105/1	1105/2	1110/4	1098/4	1110/5	1098/5	1104/3	1100/8	1108/1	1108/2
№ п.п.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	74.88	76	76.67	76.74	76.3	75.10	75.83	76.3	76.4	58.67	59.3	58.54	58.9
TiO ₂	0.33	0.16	0.06	0.17	0.15	0.09	0.14	0.08	0.10	0.63	0.78	0.89	0.75
Al ₂ O ₃	12.07	12.60	12.74	12.33	12.20	13.60	12.81	12.40	12.20	15.69	14.10	14.22	14.60
Fe ₂ O ₃	0.70	0.53	0.18	0.35	0.55	0.28	0.40	0.5	0.45	1.30	1.74	1.62	1.36
FeO	0.82	0.62	0.17	0.43	0.58	0.27	0.35	0.44	0.58	2.69	4.21	3.44	3.67
MnO	0.03	0	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.09	0.14	0.09	0.09
MgO	0.86	0.26	0.08	0.27	0.24	0.18	0.31	0.12	0.19	2.84	3.96	6.04	5.05
CaO	1.17	1.11	0.68	0.75	0.75	0.58	0.70	0.6	0.81	4.13	4.91	5.09	5.62
Na ₂ O	2.57	2.6	3.32	2.73	2.69	3.46	2.78	3.15	2.85	2.42	2.15	2.27	2.33
K ₂ O	5.86	5.71	5.82	5.37	5.45	6.05	5.84	5.54	5.36	6.08	7.02	5.35	5.38
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.35	0.43	0.48	0.38
п.п.п.	0.47	0.27	0.24	0.76	0.57	0.33	0.73	0.34	0.46	4.81	0.52	1.58	1.29
Сумма	99.91	99.86	99.98	99.93	99.50	99.95	99.96	99.47	99.43	99.70	99.26	99.61	99.42
Li	51.2	—	24.5	30.2	—	25.5	49.0	—	—	68.8	—	104.7	—
Be	6.5	—	19.7	7.8	—	10.4	8.8	—	—	7.4	—	6.7	—

Примечание. 1–11 – граносиениты, умеренно-щелочные граниты ранней фазы; 12–18 – умеренно-щелочные лейкограниты поздней фазы; 19–22 – гранит-порфиры, гранит-аплиты из даек; 23, 24 – монцониты из включений в гранитоидах ранней фазы; 25, 26 – монцонит-порфиры из даек.

Таблица 2. Окончание

Образец	1100/1	1099/2	1101/1	1105/1	1105/2	1110/4	1098/4	1110/5	1098/5	1104/3	1100/8	1108/1	1108/2
№ п.п.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Sc	2.6	—	0.80	0.74	—	0.68	0.76	—	—	11.0	—	14.8	—
V	26.1	—	2.4	7.6	—	3.5	6.2	—	—	59.1	—	96.4	—
Cr	15.4	—	9.0	11.3	—	9.9	10.5	—	—	123	—	240	—
Co	4.0	—	0.57	1.0	—	1.2	1.4	—	—	14.1	—	22.8	—
Ni	6.9	—	3.2	4.1	—	3.5	3.8	—	—	43.3	—	112	—
Zn	26.2	—	2.2	14.1	—	9.3	13.6	—	—	53.9	—	60.7	—
Ga	13.7	—	17.8	14.0	—	14.4	13.7	—	—	18.0	—	15.8	—
Rb	394	—	547	528	—	621	543	—	—	469	—	333	—
Sr	236	—	29.8	73.0	—	88.0	67.3	—	—	580	—	721	—
Y	15.5	—	5.4	3.9	—	5.3	6.7	—	—	29.1	—	30.8	—
Zr	157	—	65.6	70.9	—	103	68.9	—	—	235	—	283	—
Nb	15.9	—	56.5	12.0	—	18.0	13.8	—	—	18.9	—	19.4	—
Mo	3.5	—	1.7	2.3	—	0.10	0.78	—	—	1.9	—	1.2	—
Sn	4.8	—	1.7	5.0	—	1.8	3.8	—	—	5.7	—	5.4	—
Sb	0.24	—	0.22	0.22	—	0.27	0.26	—	—	0.74	—	0.53	—
Cs	25.4	—	26.1	36.1	—	49.2	39.0	—	—	38.8	—	40.2	—
Ba	224	—	25.5	52.4	—	66.1	67.1	—	—	1526	—	1491	—
La	91.5	38.5	15.8	11.0	—	25.6	26.8	—	31.6	98.2	58.8	101	—
Ce	144	76.2	25.1	36.8	—	47.9	48.3	—	56.3	176	143	199	—
Pr	12.8	7.78	2.1	1.8	—	3.7	4.0	—	4.54	19.8	17.5	23	—
Nd	40.5	26.3	5.6	5.8	—	10.0	12.1	—	14.7	70.6	70.8	85.6	—
Sm	6.1	4.37	0.83	1.0	—	1.3	2.0	—	2.12	12.4	13.1	15.3	—
Eu	0.67	0.61	0.073	0.19	—	0.18	0.22	—	0.25	2.2	1.78	2.5	—
Gd	3.8	3.74	0.56	0.73	—	0.80	1.2	—	1.65	8.5	11.5	10.1	—
Tb	0.52	0.5	0.094	0.11	—	0.13	0.18	—	0.22	1.1	1.31	1.3	—
Dy	2.7	2.83	0.56	0.59	—	0.73	1.0	—	1.23	5.4	7.86	6.2	—
Ho	0.48	0.52	0.13	0.11	—	0.15	0.19	—	0.24	0.96	1.22	1.1	—
Er	1.4	1.7	0.45	0.37	—	0.52	0.61	—	0.61	2.5	3.85	2.8	—
Tm	0.21	0.26	0.093	0.063	—	0.10	0.10	—	0.094	0.35	0.49	0.37	—
Yb	1.5	2.06	0.90	0.52	—	0.96	0.91	—	1.15	2.4	3.94	2.5	—
Lu	0.24	0.37	0.18	0.097	—	0.18	0.15	—	0.22	0.35	0.59	0.35	—
Hf	4.3	—	4.5	2.3	—	4.3	2.7	—	—	6.0	—	7.3	—
Ta	1.7	—	5.0	1.4	—	2.2	1.5	—	—	1.6	—	1.6	—
W	3.5	—	7.3	18.0	—	3.8	9.8	—	—	7.5	—	2.6	—
Pb	69.7	—	101.7	81.4	—	109	96.5	—	—	52.3	—	58.0	—
Bi	0.17	—	8.8	0.66	—	0.40	0.28	—	—	0.38	—	0.62	—
Th	77.9	—	21.3	35.2	—	46.1	45.5	—	—	55.7	—	50.5	—
U	13.4	—	57.8	8.9	—	15.0	11.1	—	—	15.5	—	11.0	—

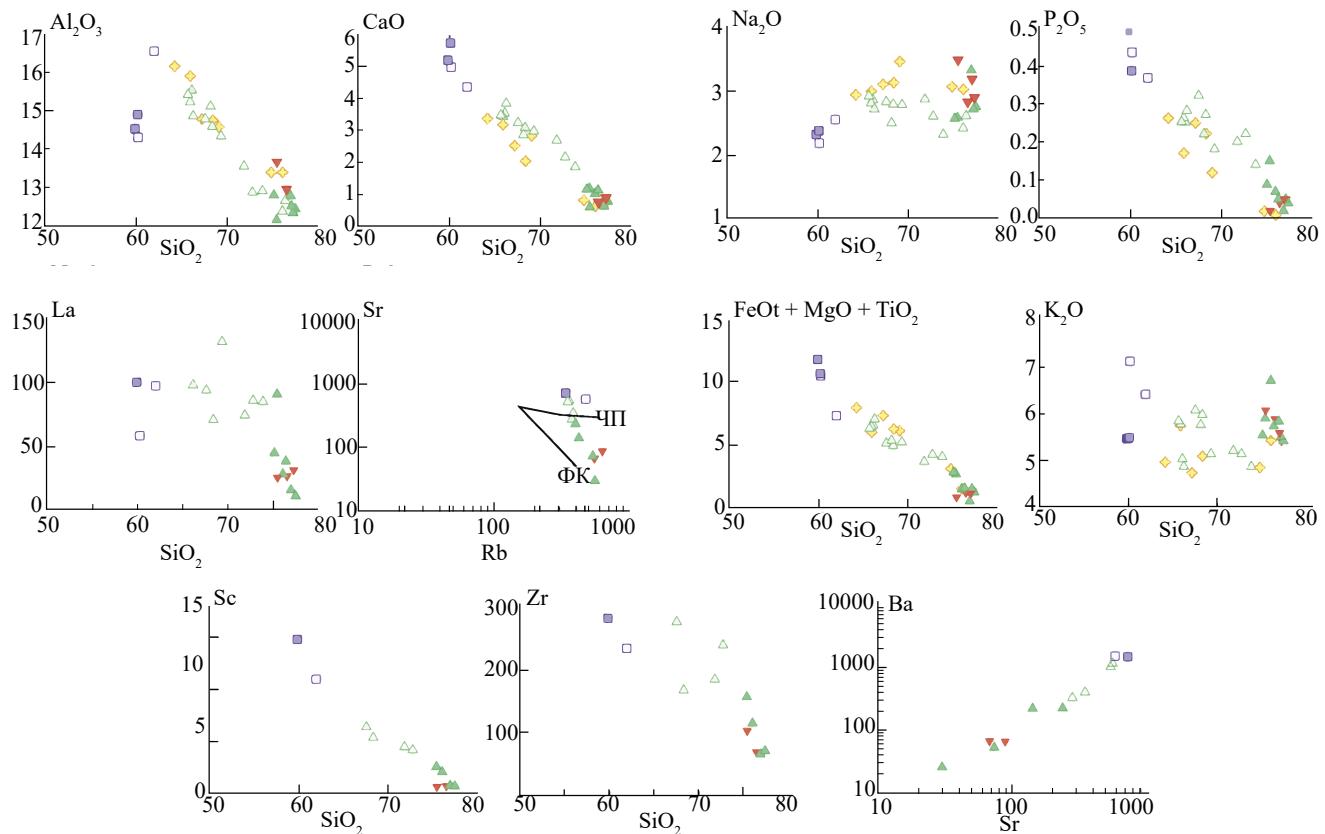


Рис. 6. Вариации главных и примесных элементов в гранитоидах Пыркатагинского массива. Тренды: ЧП – частичное плавление, ФК – фракционная кристаллизация. Остальные условные обозначения см. рис. 5

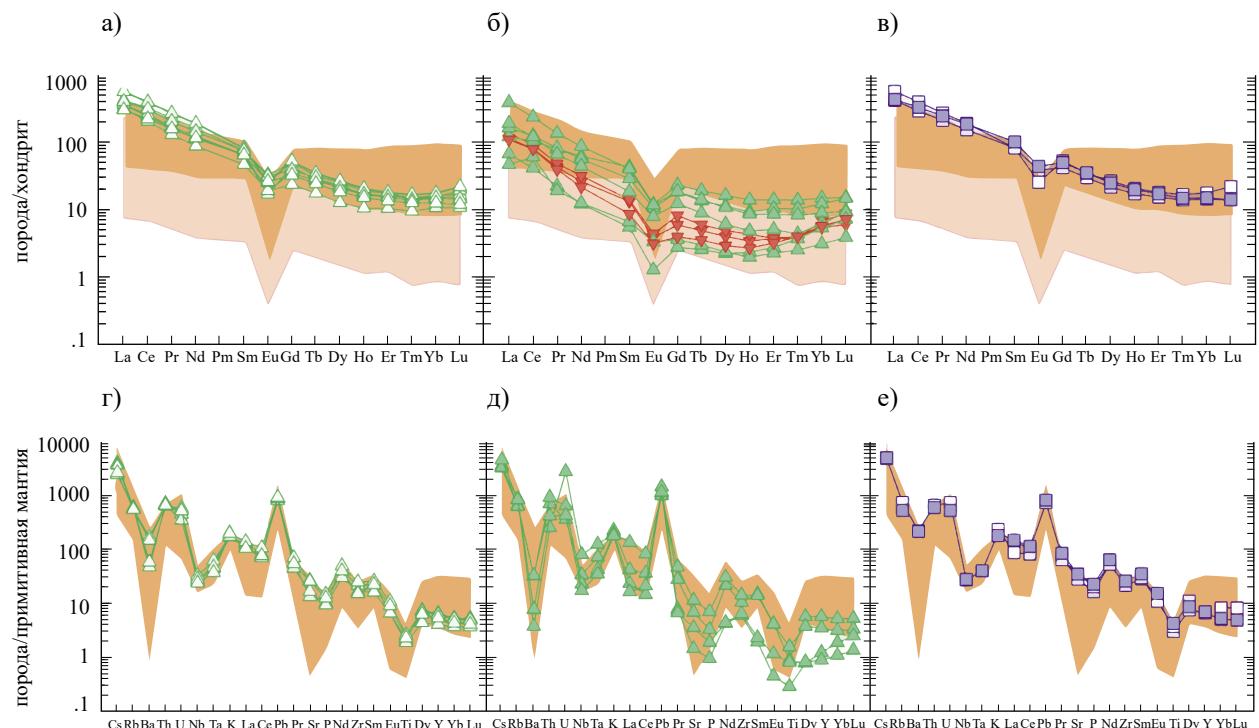


Рис. 7. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, (г–е) гранитоидов Пыркатагинского массива. Розовым цветом показано поле гранитоидов и ортогнейсов Чукотского полуострова по [2, 6]. Остальные условные обозначения см. рис. 5

и отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33\text{--}0.67$), но отличаются более широким разбросом спектров РЗЭ (рис. 7 б).

Для граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов ранней фазы, монцонитов из включений и даек на спайдер-диаграммах характерны минимумы по Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti и максимумы Cs, Th, Pb, ЛРЗЭ (рис. 7 г, д). Спайдер-диаграммы гранитоидов поздней фазы и гранит-аплитов из даек отличаются более глубокими минимумами Ba, Sr, P, Ti (рис. 7 е).

Для типизации гранитоидов, с которыми связаны разные виды минерализации выявлены геохимические критерии, такие как соотношение двух и трёхвалентного железа (принадлежность к магнетитовой или ильменитовой серии) и Rb/Sr отношение [8, 14]. Точки составов гранитоидов Пыркагинского массива попадают в поля, характерные для гранитоидов, с которыми связана W- и W-Mo-, частично Au-(Bi)-минерализация (рис. 8).

Наличие магнетита и ильменита в составе тяжёлой фракции в гранитоидах ранней и поздней фазы соответственно предполагает, что граносиениты и граниты ранней фазы можно отнести к магнетитовой серии, а умеренно-щелочные лейкограниты поздней – к ильменитовой. По соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и SiO_2 [8] гранитоиды обеих фаз ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.26\text{--}1.15$) располагаются вдоль линии разделения гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий (см. рис. 8 а), а по коэффициенту окисленности железа ($f' = 0.28\text{--}0.54$ [15]) гранитоиды относятся преимущественно к магнетитовой серии. Величина $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ отношения возрастает с ростом SiO_2 . Показанные для сравнения гранитоиды Чаунской провинции также относятся как к магнетитовой, так и ильменитовой серии, но последняя преобладает.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Новые U-Pb-оценки возраста по цирконам для гранитоидов обеих фаз Пыркагинского массива указывают на их внедрение в альбское время (106–104 млн лет), что соответствует интервалу альбского гранитоидного магматизма Чаунской провинции Чукотки (110–100 млн лет [1]). Апт-альбский этап гранитоидного магматизма совпадает с постколлизионным растяжением после завершения коллизии микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска и Сибирского континента, с ранее аккрециированным Колымо–Омолонским микроконтинентом [2–4]. Растяжение сопровождалось формированием комплексов гранито-метаморфических ядер в пределах структур, ранее описываемых как структуры поднятий,

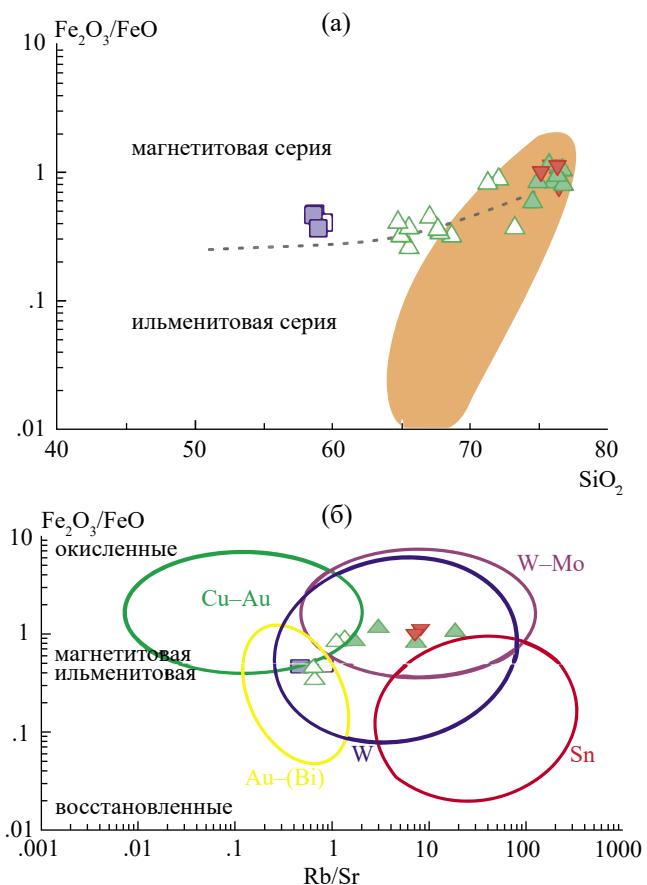


Рис. 8. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} - \text{SiO}_2$ (б) [8] и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} - \text{Rb}/\text{Sr}$ (а) [14] для гранитоидов Пыркагинского массива. Условные обозначения см. рис. 5

в которых обнажаются кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента, а также формированием наложенных орогенных впадин [4]. Апт-альбский этап растяжения также широко проявлен в пределах прилегающих к арктической окраине Чукотки шельфах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского [5].

Возраст гранитоидов Пыркагинского массива также перекрывается с возрастом вулканических этчикуньской свиты (см. рис. 1) шошонитовой и латитовой серий (110–106 млн лет [16]; 107 ± 2 млн лет [17]), которые соответствуют отдельному магматическому этапу, предшествующему формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса, и также характеризуют этап постколлизионного растяжения [17].

На диаграмме $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$, используемой для разделения магматитов среднего–кислого состава по геодинамическим обстановкам формирования, гранитоиды Пыркагинского массива занимают пограничную область между

син- и постколлизионными гранитами, за счёт достаточно высоких содержаний Rb, хотя гранитоиды Чаунской провинции в целом находятся в пределах поля постколлизионных гранитоидов (рис. 9 а).

Сопоставление гранитоидов Пыркатагинского массива с петро-геохимическими типами гранитов на диаграммах FeO^*/MgO – – $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (рис. 9 б, в) показывает, что гранитоиды обеих фаз локализованы в полях гранитов I- и S-типов, как и гранитоиды Чаунской провинции в целом, но часть последних по сумме

редких элементов имеет сходство с гранитами А-типа. Для лейкогранитов поздней фазы других массивов Чаунской провинции также характерно сходство с А-гранитами: на основании геохимии циркона для Великтенайского массива [6] и по составам биотитов для Северного массива [18].

В работе [1] отмечается сходство альбских гранитоидов Чаунской провинции с орогенными высококалиевыми сериями по [19], деплетированными в отношении Ta, Nb и обогащёнными крупноионными литофильными элементами и ЛРЗЭ. Формирование орогенных высококалиевых магм связывают с плавлением литосферной

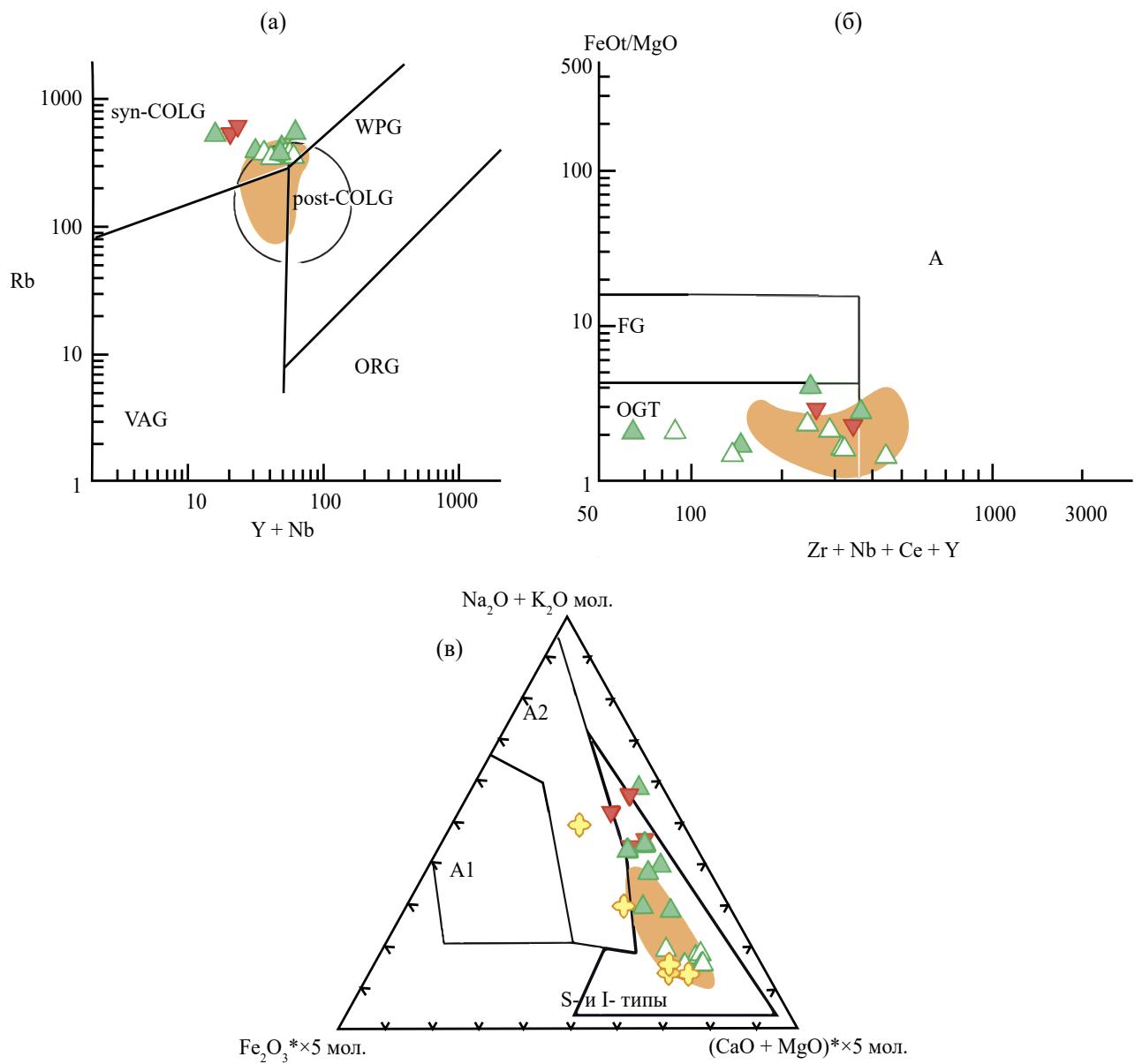


Рис. 9. Диаграммы $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$ (а), $\text{FeOt}/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (б), $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.) для гранитоидов Пыркатагинского массива

мантии, ранее обогащённой за счёт более ранних магматических и метасоматических процессов [20]. По мнению [1] в случае Чаунской гранитоидной провинции обогащение источника может происходить при поступлении флюидов от ранее субдуцирующей литосферы Южно-Ануйского океана. Для гранитоидов этой провинции также предполагается по данным Nd–Sr-изотопии смешение магм из протолитов одновозрастных вулканитов шошонитовой серии и пород континентальной коры [1].

Повышенная щёлочность и геохимические характеристики гранитоидов Пыркатагинского массива, такие как обогащённость крупноионными литофильными элементами и ЛРЗЭ, деплетированность по Ta, Nb, Ba, Sr сближают их с другими гранитоидами Чаунской провинции и позволяют предполагать близкие источники магм. Наличие включений монцонитов с вкрапленниками калиевого полевого шпата в граносиенитах ранней фазы свидетельствует о процессе механического и химического взаимодействия магмы, образующейся при плавлении нижнекорового материала в результате магматического подслаивания (андерплейтинга) и кислой магмы. Согласно диаграммам Харкера и ковариациям Sr и Rb, TiO₂ и Zr, Ba и Sr в дальнейшем имела место фракционная кристаллизация с фракционированием амфибола, биотита, апатита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Лейкограниты поздней фазы, вероятно, являются продуктами дифференциации кремнекислого расплава. Однако, судя по данным по лейкогранитам поздней фазы других массивов Чаунской провинции, они могут иметь и самостоятельный источник, что доказывается на основании изотопных данных как для пород, так и для цирконов [2, 6, 18].

Отнесение гранитоидов Пыркатагинского массива как к магнетитовой, так и ильменитовой серии по отношению Fe₂O₃/FeO и наличие соответствующих минералов тяжёлой фракции позволяет предполагать наличие как Cu–Au-, так и Sn–W-минерализации. Однако сопоставление гранитоидов обеих фаз массива и гранитоидов с Cu–Au-, W–Mo-, W, Sn и Au–(Bi)-минерализацией, по параметрам Fe₂O₃/FeO и Rb/Sr показывает, что гранитоиды могут быть потенциально рудоносными в отношении W–Mo, W и частично Au–(Bi) (см. рис. 8). Полученные результаты хорошо согласуются с данными геолого-поисковых работ, проведённых ранее [10]. Здесь установлен крупный ореол W площадью около 550 кв км, расположенный в верховьях рек, дренирующих гранитоиды Пыркатагинского

массива. Содержание шеелита в аллювии перечисленных водотоков достигает 75 г/м³. В пределах массива также отмечены 4 проявления молибдена, представленного чешуйками молибденита в маломощных пегматитовых прожилках аплитов и кварц-флюоритовых жилах [10].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за конструктивные замечания и рекомендации, позволившие улучшить статью.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы были выполнены за счёт средств ФГБУ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского; аналитические данные получены за счёт средств госзадания № FMMG-2024-0001, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счёт субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tikhomirov P. L., Luchitskaya M. V., Prokof'ev V. Yu., Akinin V. V., Miller E. L., Isaeva E. P., Palechek T. N., Starikova E. V., Boldyreva A. I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U–Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023.
2. Акинин В. В., Ползуненков Г. О., Гомтлиб Э. Ш., Миллер Э. Л. Меловой монцонит-гранит-магматитовый велиткенайский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U–Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска-Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 227–259.
3. Луцицкая М. В., Соколов С. Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 1–25.
4. Соколов С. Д., Тучкова М. И., Ганелин А. В., Бондаренко Г. Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
5. Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., Ershova V. P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep-water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics and Tectonophysics. 2017. V. 8. № 1. P. 11–43.
6. Ползуненков Г. О. Петрология и изотопная геохронология Велиткенайского монцонит-гранит-магматитового комплекса (Арктическая Аляска). Новосибирск, 2023. 20 с.

7. Геодинамика, магматизм и металлогенезия Востока России / Под ред. академика РАН А. И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573–981.
8. Hart C. J. R., Goldfarb R. J., Lewis L. L., Mair J. L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous plutonic province: ilmenite-magnetite-series granitoids an intrusion-related mineralization // *Resource geology*. 2004. V. 54. № 3. P. 253–280.
9. Варламова В. А., Малышева Г. М., Вяткин Б. В. и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту “Создание цифрового комплекса карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО”. Анадырь: ФГУП “Георегион”, 2004.
10. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XIX, XX / А.Я. Пьянков, Т.П. Хюппенен, Ред. В.Т. Матвеенко. Объяснительная записка. М., 1980. С. 1–75.
11. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite / In: The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Ed. by D. G. Gee, V. L. Pease. Geol. Soc. London. Mem. 2004. V. 30. P. 69–74.
12. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
13. Cocherie A. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. V. 50. P. 2517–2522.
14. Baker T., Pollard P. J., Mustard R., Mark G., Graham J. L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // *SEG NEWSLETTER*. 2005. № 61. P. 6–17.
15. Мишин Л. Ф., Коновалова Е. А., Талтыкин Ю. В. Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 3. С. 260–280.
16. Ганелин А. В., Ватрушкина Е. В., Лучицкая М. В. Геохимия и геохронология мелового вулканизма Чаунского района Центральной Чукотки // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 1. С. 20–42.
17. Тихомиров П. Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 176 с.
18. Алексеев В. И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевый университет “Горный”, 2014. 244 с.
19. Foley S. F., Venturelli G., Green D. H., Toscani L. Ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth-Science Reviews*. 1987. V. 24. P. 81–134.
20. Wang Q., Wyman D. A., Xu J.-F., Zhao Z.-H., Jian P., Xiong X.-L., Bao Z.-W., Li C.-F., Bai Z.-H. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu–Au mineralization // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 424–446.

THE AGE, COMPOSITION AND METALLOGENY OF THE PYRKATAGINSKY GRANITOID MASSIF, CHUKOTKA ARCTIC COAST, NORTH-EAST RUSSIA

© 2025 M. V. Luchitskaya^{a, #}, E. V. Vatrushkina^a, K. N. Mazurkevich^b,
Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^b

^aGeological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

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

The first U–Th–Pb zircon data for Pyrkataginsky massif granitoids, located in the central part of Kuul Rise of Anyui-Chukotka fold system on the coast of East Siberian Sea are provided. They indicate the intrusion of granitoids in Albian time (106–104 Ma), which corresponds to Albian granitoid magmatism of Chauna province of Chukotka (110–100 Ma [1]) and coincides with Aptian-Albian postcollisional extension after termination of collision between Chukotka-Arctic Alaska microcontinent and Siberian continent with earlier accreted Kolyma-Omolon microcontinent. Increased alkalinity and geochemical features of Pyrkatagin massif granitoids, as enrichment of LIL and LREE, depletion in Ta, Nb, Ba, Sr make them similar to other postcollisional granitoids of Chauna province. The comparison of granitoids of the massif and granitoids with different types of mineralization is carried out.

Keywords: granitoids, Pyrkataginsky massif, zircon, Chukotka, postcollisional extension, Albian Chauna granitoid province, mineralization

УДК 661.961.9

ПОИСКИ ПРИРОДНОГО ВОДОРОДА В РОССИИ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ СТАРТОВЫЕ РЕШЕНИЯ

© 2025 г. Л.А. Абукова^{1,*}, Ю.А. Волож², Д.С. Филиппова¹, Е.А. Сафарова¹

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 19.08.2024 г.

Поступило 19.08.2024 г.

После доработки 08.09.2024 г.

Принято к публикации 09.09.2024 г.

К моменту принятия решения (приказ Росстандарта 7 июля 2023 года № 490-ст) о включении водорода в общероссийский классификатор полезных ископаемых в России исследования по геолого-экономическому анализу возможностей промышленного освоения ресурсов водорода не проводилось. Более того, ископаемый водород был изучен крайне слабо. Сложившееся положение требует ускоренной разработки поисковой водородной концепции, построенной на научном обосновании наиболее перспективных региональных направлений работ. В статье авторы излагают своё видение этой проблемы и предлагают её возможные решения. В частности, аргументируется необходимость организации научно-технологических водородных полигонов, в задачи которых будет входить: (i) развитие теоретических представлений о роли водорода в эволюции Земли; (ii) детализация механизмов локализации водорода в геологической среде; (iii) разработка критериев и методов геолого-экономической оценки поисков, разведки и добычи водорода; (iv) проведение геолого-промышленных исследований на наиболее перспективных объектах для разработки и аprobации методики поиска залежей водорода и сопутствующих полезных ископаемых.

Ключевые слова: природный водород, древние платформы, большие глубины, серпентинизация, радиолиз, микробиологические процессы генерации водорода, минерально-энергетические ресурсы земных недр

DOI: 10.31857/S2686739725010063 EDN: GWXNNI

ВВЕДЕНИЕ

Водородная энергетика – ключевое направление современной экономики, построенное на экологических императивах. К настоящему времени достигнуты значительные успехи в производстве и хранении технического водорода. В последнее десятилетие неуклонно нарастает интерес и к природному водороду (H_2), как энергоресурсу, не связанному с эмиссией парниковых газов.

Водород, продуцируемый в земных недрах, исследован крайне слабо. Между тем, “водородный бум” нарастает. Многие страны (Австралия, США, Китай, Испания, Франция, Мали, Оман и др.) и десятки компаний уже ведут работы по поиску природного водорода, чаще всего ориентируясь на ранее случайно обнаруженные выходы этого газа.

В России водород включён в общероссийский классификатор полезных ископаемых (приказ Росстандарта от 07 июля 2023 года № 490-ст). Это решение требует ускоренного научного обоснования выбора наиболее перспективных объектов, в пределах которых целесообразно первоочередное проведение геологических, геофизических, геохимических, гидрогеологических исследований, необходимых для обоснования комплексной методики ведения поисково-разведочных работ на водород.

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

² Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

* E-mail: abukova@ipng.ru

Цель настоящей статьи – обоснование предложений по формированию научного базиса концепции поисков природного водорода в России.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходные материалы для решения целевой задачи собраны из многочисленных литературных и фондовых источников, отражающих результаты изучения геологического строения земных недр, механизмов генерации и аккумуляции в них водорода.

Для обобщения исходных материалов использованы методы общенаучного характера, а также специальные методические подходы,

ориентированные на анализ геолого-геофизической информации. Так, инструментами библиометрического анализа выявлена динамика публикационной активности по вопросам генерации и аккумуляции природного водорода, показана заинтересованность различных стран, научных центров и ресурсодобывающих компаний в проведении поисковых работ на предмет обнаружения промышленных скоплений H_2 (рис. 1).

Стоит отметить, что количество публикаций, посвящённых природному водороду, увеличивается в последние годы с нарастающей быстрой; многие работы имеют высокий пятилетний уровень цитирования (свыше 1000).

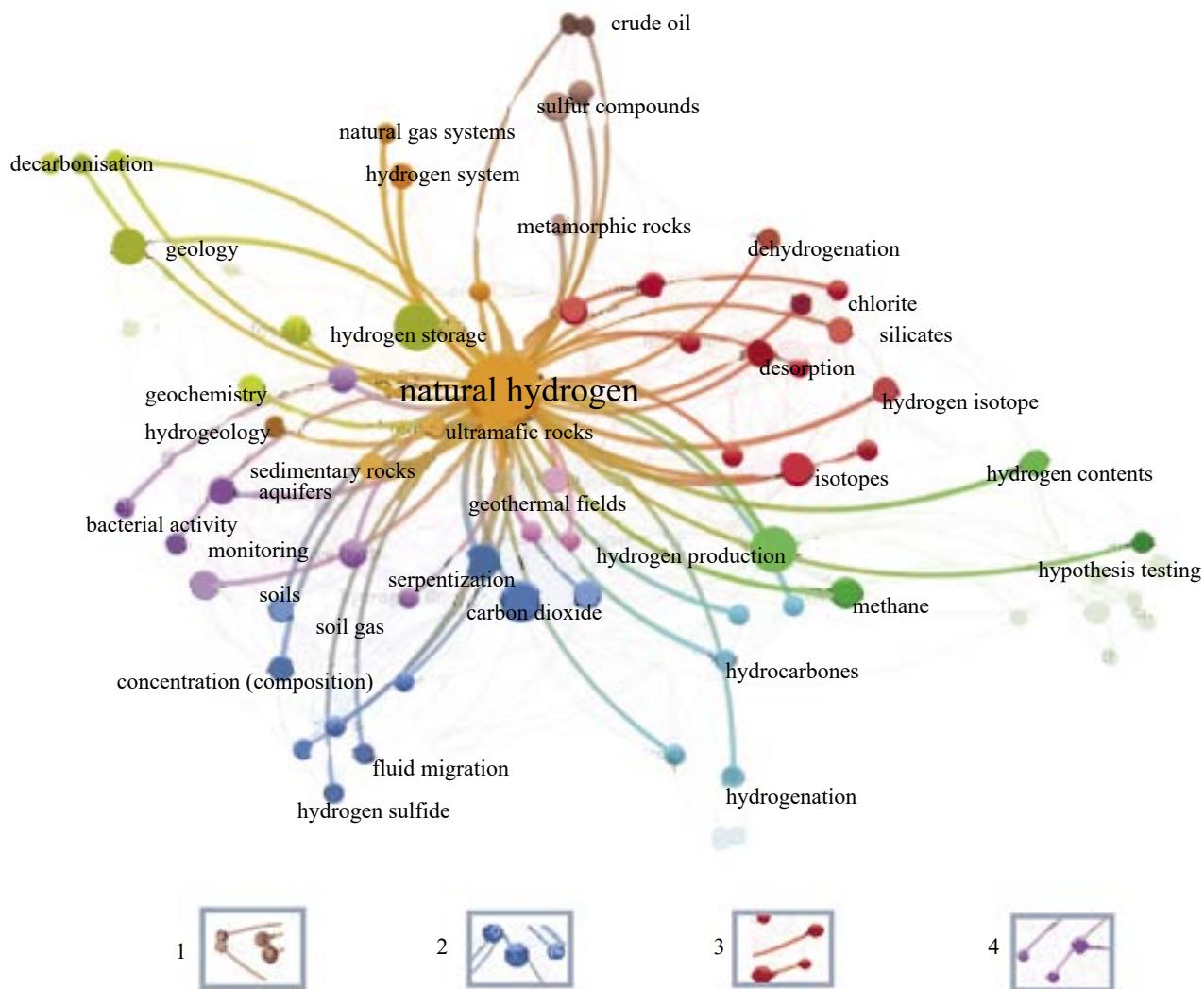


Рис. 1. Тематический ландшафт предметной области "природный водород" (native/natural/geological/white/gold/hydrogen) на основе базы данных Scopus за 20-летний период (программное обеспечение VOSviewer). Условные обозначения: 1 – биогенные источники; 2 – абиогенные источники; 3 – взаимодействие с породами; 4 – микробиологические процессы

Предшествующий уровень исследования

К настоящему времени известны сотни проявлений водородной дегазации, большая часть из них тяготеет к границам литосферных плит, разломным зонам, регионам с повышенной сейсмичностью [4, 17, 20], однако достоверно известно лишь об одной промышленно значимой залежи свободного водорода; её находка в Мали [18] и послужила “точкой отсчёта” истории этого газа как полезного ископаемого. Сейчас мировые ресурсы H_2 оценены в 5 трлн т. Предполагается, что себестоимость добычи природного водорода будет кратно ниже, чем у “зелёного” водорода” [16].

Усиливается тенденция поиска глубокопогруженных водородных скоплений. Так, во Франции на глубине 200 м был обнаружен H_2 низкой концентрации, но по мере углубления объектов опробования концентрация водорода росла до 14% на глубине 1100 м и 20% – на глубине 1250 м [20]. Подобные примеры не единичны. Приведены и веские аргументы в пользу того, что на больших глубинах древних платформ существуют благоприятные условия генерации и аккумуляции водорода [16].

Интересен опыт Австралии, где выдаются государственные лицензии на поиск природного водорода. Здесь поиски H_2 совмещаются с получением технического водорода из угольных пластов с использованием энергии солнечных батарей, ветра и морских приливов. Одновременно решаются вопросы подземного хранения водорода независимо от способа его получения [15].

В российской научной литературе до недавнего времени H_2 в качестве полезного ископаемого упоминался лишь в редких случаях [5, 12, 14]; не отражена такая функция H_2 в государственных программных документах, в том числе Дорожной карте по развитию водородной энергетики в РФ до 2024 года (распоряжение Правительства РФ от 12 октября 2020 года № 2634-р). Отсутствуют методические разработки оценки его запасов и ресурсов, не обоснованы экономические критерии рентабельности, не создана нормативная база проведения поисковых и разведочных работ на водород.

Существует много спорного относительно генезиса и условий локализации природного водорода. Но вместе с тем, благодаря работам научных ряда стран (G. Etiope, I. Moretti, R. Nandi, A. Prinzhofe, L. Truche, V. Zgonnik и др.) и России (Э.М. Галимов, В.Н. Ларин, С.П. Левшунова, В.А. Нивин, В.А. Соколов, М.А. Федонкин, В.П. Якуцени и др.), отдельные вопросы, касающиеся генерации и аккумуляции водорода,

разногласий не вызывают. Так, на сегодняшний день хорошо известно о магматогенных, метаморфогенных, радиогенных и микробиологических источниках водорода в геологической среде [6, 7, 8, 20]. В частности, не вызывает сомнения глобальная геологическая роль серпентинизации и радиолиза воды в генерации водорода [13, 15, 17]. Отмечено отсутствие корреляции между содержанием водорода и метана для газов метаморфического происхождения [8], но выявлено наличие обратной корреляции (рис. 2) для метана и водорода биохимического генезиса [3, 14]. В более полном изложении эти вопросы рассмотрены в работах [4, 14, 20].

Представления о процессах аккумуляции водорода менее определены. Как правило о них судят по поверхностным проявлениям водородной дегазации, свидетельствующим о направлениях (и отчасти масштабах) беспрепятственной водородной дегазации. Но физическая суть дегазационных процессов – не концентрирование, а рассеивание водорода в геологической среде, поэтому внешние проявления водородной дегазации (к примеру, выбеленные круги) не всегда являются надёжными диагностическими критериями локализации природного водорода.

Большой объём исследований проведён по моделированию геохимических, геомеханических процессов, сопровождающих совместное хранение водорода и метана на объектах хранения природных газов (ПХГ). Полученные нами результаты на ряде ПХГ, расположенных в водоносных горизонтах (рис. 3), демонстрируют активность метаногенных архей и бактерий,

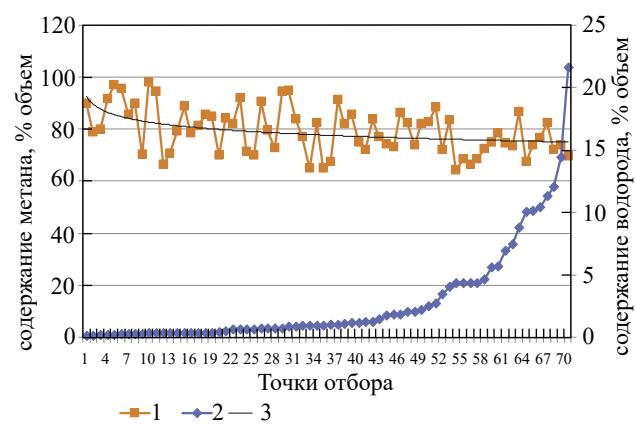


Рис. 2. Характер накопления водорода и метана в водах надсолевого этажа Прикаспийской нефтегазоносной провинции. 1 – содержание метана (% объем); 2 – содержание водорода (% объем); 3 – степенное осреднение содержания метана

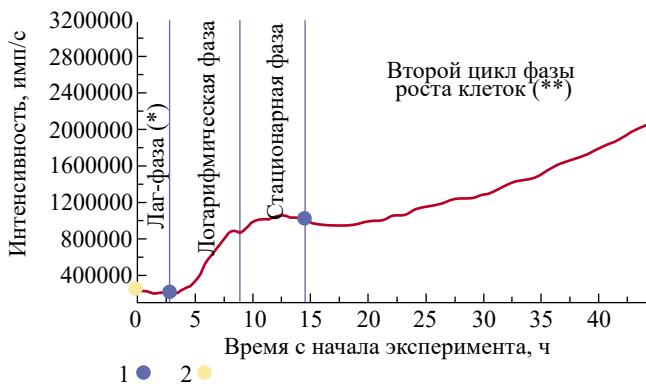


Рис. 3. Результаты секвенирования проб пластовой воды Щелковского ПХГ и рост популяций микробиологической популяции в этих водах при дополнительном питании водородом по экспериментальным данным авторов. 1 – добавление водорода в ходе эксперимента; 2 – отбор проб для определения микробиологического состава; (*) исходный микробиологический состав исследуемых групп микроорганизмов: метанотрофы (*Marinobacter*) – 92% (***) конечный микробиологический состав исследуемых групп микроорганизмов: метанотрофы (*Marinobacter*) – 9%, метаногены (*Methylophaga*) – 8%, сульфатредуцирующие микроорганизмы (*Desulfopila*) – 9%, сероокисляющие (*Thiohalobacter*, *Thioalkalipiraceae*) – 30%

способных использовать водород в качестве источника энергии [9].

Интерес для промышленного освоения ресурсов водорода имеют и работы, направленные на выявление характера взаимодействия этого газа с породами вмещающих их коллекторов. Как частный пример подобных исследований можно отметить обнаружение на основе экспериментальных моделей значимых изменений в ёмкостно-фильтрационных и прочностных свойствах терригенных пород, индуцированных их геохимическим взаимодействием с водородом в случае их увлажнения и отсутствия значимых эффектов при контакте водорода с сухими образцами терригенных пород, причём как при циклической нагрузке, так и при стационарной (рис. 4) [2].

Приведённые выше сведения о раннее выполненных исследованиях, не претендую на полноценный обзор накопленного знания в области природного водорода, демонстрируют лишь различные аспекты изучения взаимодействия водорода с геологической средой. Тем не менее, они дают возможность высказать некоторые суждения о региональных направлениях поиска водорода в России.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ: ВОЗМОЖНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАУЧНОГО ОБОСНОВАНИЯ ПОИСКА ЗОН АККУМУЛЯЦИИ ВОДОРОДА В РОССИИ

Исходя из современного уровня наших знаний о закономерностях распределения выходов природного водорода на поверхность и в приповерхностные слои земной коры, а также с учётом существующих гипотез формирования водорода, возможно сформулировать следующие базовые положение поисковой водородной концепции (табл. 1):

1. Абиогенный синтез водорода поставляется в литосферу наибольший объём водорода. Он реализуется различными путями, но наиболее распространённые – серпентинизация ультраосновных пород и радиолиз воды.

2. Составы газовых смесей из абиогенных генерационных источников не проявляют корреляцию между содержанием водорода и метана; метан присутствует в низких, подчас следовых концентрациях, что исключает возможность формирования их промышленно значимых скоплений. Водород абиогенного происхождения в силу высокой летучести может быть встречен в широком интервале глубин.

3. Составы газовых смесей из биогенных генерационных источников характеризуются обратной корреляционной зависимостью между водородом и метаном (антагонизм Исаева), содержание водорода существенно ниже содержания метана. Водород биогенного происхождения концентрируется в осадочном чехле преимущественно под соленосными и долеритовыми покрышками.

4. Механизмы аккумуляции водорода принципиально различны для нефтегазоносных и нефтегазоперспективных территорий континентов, с одной стороны, и щитов и орогенных (складчатых и блоковых) сооружений подвижного пояса, с другой (см. табл. 1). В пределах нефтегазоносных территорий ключевую роль играют доминантный и региональные флюидоупоры. Особо велика роль доминантных флюидоупоров (ДФ), разделяющих разрезы осадочного чехла нефтегазоносных провинций плитных структур молодых и древних платформ на два этажа с разными типами водонапорных режимов (верхний со свободным и нижний – с (квази) стагнационным). В литологическом отношении в качестве ДФ чаще всего выступают соленосные и/или долеритовые гигантские толщи. Флюидоизоляционные свойства ДФ могут быть усилены присутствием в верхних частях разреза

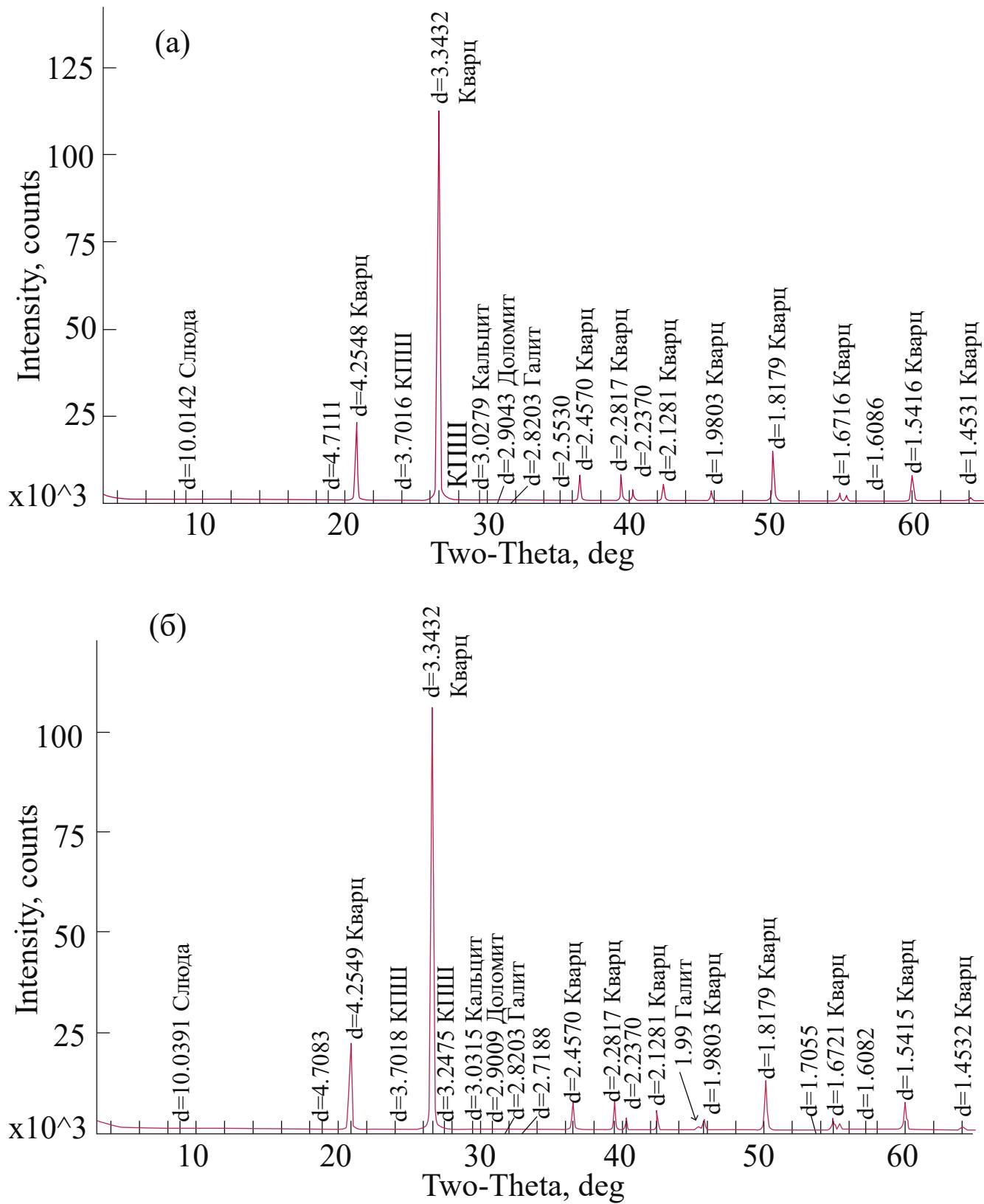


Рис. 4. Сравнительная оценка рентгеновской дифракционной картины образца песчаника до (а) и после (б) выдержки в водороде (минеральный состав песчаника: кварц – 94%, слюда – 2%, доломит – 1.1%, калиевый полевой шпат – 2%, кальцит – 0.6%, галит – 0.3%)

Таблица 1. Прогнозные объекты и направления научных исследований по обоснованию критерии поисков природного водорода как полезного ископаемого

Различия регионов по наличию (отсутствию) в земной коре региональных и доминантных флюидоупоров		Регионы, где отсутствуют региональные и доминантные флюидоупоры		Провинции* нефтегазоносные и перспективные (тектоно-седиментационные провинции) плитных структур древних и молодых платформ расположенные во внутренних частях плит		Бассейны* нефтегазоносные и перспективные (ссадочно-породные бассейны)	
Краткое описание объектов и методов изучения	Краткое описание объектов и методов изучения	Древних платформ	Молодых платформ	на границах со складчатыми сооружениями	на сочленении древних и молодых платформ	на пассивных окраинах континентальных морей	внутриконтинентальных рифтов
Примеры территории*	Алданский, Балтийский, Вулкано-плутонический щиты	Алтас-Саянское складчатое сооружение	Лено-Тунгусская, Волго-Уральская НГП	Западно-Сибирская НГП	Тимано-Печорская, Лено-Вилойская НГП	Прикаспийская, Баренцево-Карская НГП	Восточно-Арктическая, перспективная НГПП
Генерационные источники Н ₂							
а) серпентинизация	*	*	*	?	?	*	?
б) радиолиз	*	*	*	?	?	*	?
в) микробиологические процессы	?	?	?	*	?	?	*

Таблица 1. Окончание

Преимущественное направление транзита:								
а) вертикальное	*	*	*	?	?	*	?	?
б) латеральное	-	-	-			-		
Прогнозируемые особенности аккумуляции:								
а) скопления H_2 очагового типа, мелкие по размерам, часто встречающиеся	*	*	*	?	?	-	?	?
б) скопления H_2 пластового типа, крупные, редко встречающиеся	-	-	-	?	?	*	?	?
Наиболее перспективные региональные объекты	Балтийский щит							
Первоочередные объекты для размещения научно-технологических полигонов	Онежская мульда							

Примечание. – провинции и бассейны выделены с учётом геодинамического режима развития из земной коры: провинции – платформенного, бассейны – глыбово-орогенным и складчато-орогенным. – выбор поисковых региональных объектов выполнен с использованием следующих материалов:

(1) структурная карта платформенных территорий СССР масштаба 1:5 000 000 (1982) под ред. В.В. Семеновича, Л.И. Ровнина, Н.В. Неволина и др.

(2) геодинамическая карта России масштаба 1:10 000 000 (1995) под ред. Н.В. Межеловского, А.И. Бурдэ.

(3) схема мощностей неизученной глубокой части разреза осадочного чехла нефтегазоносных провинций России и смежных стран (Волож Ю.А., Федонкин М.А., Талкачев В.М. О новых подходах поисковых работ в традиционных провинциях добычи // Нефтегазовая вертикаль. 2020. № 7. С. 74).

Использованы следующие обозначения при обозначении значимости характеристики: * – значимое проявление; ? – отсутствие проявления; ? – характер проявления не выявлен.

НГП – нефтегазоносная провинция; НГПП – нефтегазоперспективная провинция; НГБ – нефтегазоносный бассейн; НГПБ – нефтегазоперспективный бассейн.

газогидратных пластов, а также развитием ниже соляных (или долеритовых) покровов гидродинамически экранированных углеводородных систем автоклавного типа [1]. Таким образом, наличие ДФ, размещение зон накопления водорода в нижнем геофлюидодинамическом этаже и пространственная сближенность генерационных источников H_2 и зон накопления водорода в совокупности обеспечивают на больших глубинах нефтегазоносных провинций/бассейнов самые благоприятные условия для формирования крупных залежей водорода.

В пределах щитов древних платформ и плит молодых и древних платформ преобладает вертикальная миграция водорода, что многократно зафиксировано в виде водородных (метан-водородных) эманаций. Тем не менее, стабильность дебитов и геохимический состав газовых смесей являются важнейшими объектами изучения.

Подчеркнём важное: путь от ориентации поисков водорода по отдельным прямым и косвенным признакам до создания полноценной методики прогноза промышленно значимых залежей водорода лежит через проведение большого объёма фундаментальных исследований и опытных работ. Это, в свою очередь, актуализирует задачу организации комплексных научно-технологических полигонов для детализации научно-методических основ прогнозирования H_2 и отработки технологий его поисков, разведки и разработки. Вопрос о необходимости создания научно-технологических полигонов для изучения водорода как полезного ископаемого ранее был поставлен в работе одного из авторов этой статьи; в последней сформулированы и основные задачи, которые целесообразно изучать на базе полигонов [14]. С некоторыми дополнениями они сводятся к следующему: (1) разработка терминологического глоссария водородной геологии; (2) создание классификации планетарных газов по содержанию водорода; (3) формирования программы геофизических, геохимических и гидрогеологических исследований испытательных скважин; (4) переход от признаков (предпосылок) к критериям перспективности на водород для различных геолого-тектонических обстановок; (5) обоснование надёжных методов оконтуривания скоплений природного водорода, оценки запасов (ресурсов) водорода; (6) апробация различных критерии ранжирования залежей H_2 по величине их запасов и глубине размещения; (7) исследование возможностей и целесообразности учета при оценке ресурсов объёмов сорбированного и водорастворённого водорода; (8) оценка значимости отличий механизмов аккумуляции

водорода в условиях закрытых и открытых гидродинамических систем.

В геолого-промышленном отношении важно: (1) уточнение условий проявления водородного охрупчивания цемента пород резервуаров и геомеханических последствий активной водородной дегазации; анализ возможностей ингибиционных нежелательных следствий этих процессов; (2) мониторинг устойчивости дебитов естественных эманаций водорода; (3) анализ активности проявления гидрогенизации органического вещества и углеводородных соединений при массовом воздействии транзитных водородных потоков; (4) учёт индуцированных водородом процессов генерации метана и углекислого газа в пластовых условиях; (5) выбор критерии оценки чистоты водорода, качественного и количественного состава примесей.

При выборе мест расположения научно-технологических полигонов предпочтение следует отдавать объектам, расположенным в пределах нефтегазоносных провинций/бассейнов с мощностью осадочного чехла не менее 5–7 км. К числу таковых могут быть причислены впадины на границах древних и молодых платформ, а также впадины внутриконтинентальных рифтов. Кроме того, в качестве возможных полигонов могут быть добавлены щиты платформ, тектоно-седиментационные провинции подвижных поясов: межгорные впадины, средиземные и окраинно-континентальные моря и впадины межконтинентальных рифтов.

Учитывая отсутствие каких-либо специально проведённых работ по изучению природного водорода, авторы предлагают в качестве первоочередных объектов выбрать по одному объекту из предполагаемых наиболее перспективных и менее перспективных земель. По мнению авторов, в таком качестве могут быть выбраны два полигона в пределах Восточно-Европейской платформы, условно названные “Онежский” и “Астраханский”.

Полигон “Онежский” может быть расположен в районе скважины Онежская параметрическая (глубина 3537 м), вскрывшей доминантный флюидоупор на глубине 2944 м, представленный, в основном, галитом [10]. Онежская структура проявляет аналогию с геологическим строением объекта промышленного освоения водорода (Буракебуг, Мали), но имеет более выгодные условия сохранности этого газа.

Полигон “Астраханский” может быть размещён на Астраханском своде в районе скважины Астраханская 2-Д, вскрывшей на глубине более 6 км мощную толщу отложений (6–9 км),

выполняющую роль доминантного флюидоупора (рис. 5). Прогнозная зона аккумуляции водорода может располагаться под подошвой доманиковой сланцевой толщи, одновременно являющейся подошвой прогнозной автоклавной углеводородной системы [1].

Прогнозируется, что совокупность литологического вида изоляции (посредством соленосной и сланцевых толщ) с геофлюидодинамическим экранированием (за счёт формирования гигантской углеводородной системы с предельно высокими пластовыми давлениями) создаёт уникальные условия для сохранения водорода (а также гелия) под подошвой автоклавной углеводородной системы. Такую геологическую ситуацию следует рассматривать как весьма благоприятную обстановку формирования промышленно значимого месторождения водорода (и гелия).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из-за высоких геологических рисков, обусловленных слабой геологической изученностью

процессов генерации и аккумуляции природного водорода, в настоящее время доступны лишь предварительные изыскания на научно-технологических полигонах, уточняющие условия локализации водорода в различных геолого-тектонических обстановках. Любые планы по постановке поисковых работ на водород на сегодняшний день следует считать преждевременными.

Крупные и уникальные местоскопления H_2 в пределах нефтегазоносных провинций/бассейнов вероятнее всего могут быть встречены на больших глубинах и под автоклавными углеводородными системами.

Наиболее оптимальное (с научных и практических позиций) решение – разработка методов извлечения водорода геологического происхождения совместно с традиционными энергоснабжающими, гелием, промышленно ценностями компонентами сопутствующих подземных вод и – шире – гидротермальными ресурсами и теплом земных недр. Такой подход снизит геологические, технические и экономические риски

АСТРАХАНСКАЯ ВНУТРИБАССЕЙНОВАЯ КАРБОНАТНАЯ ПЛАТФОРМА

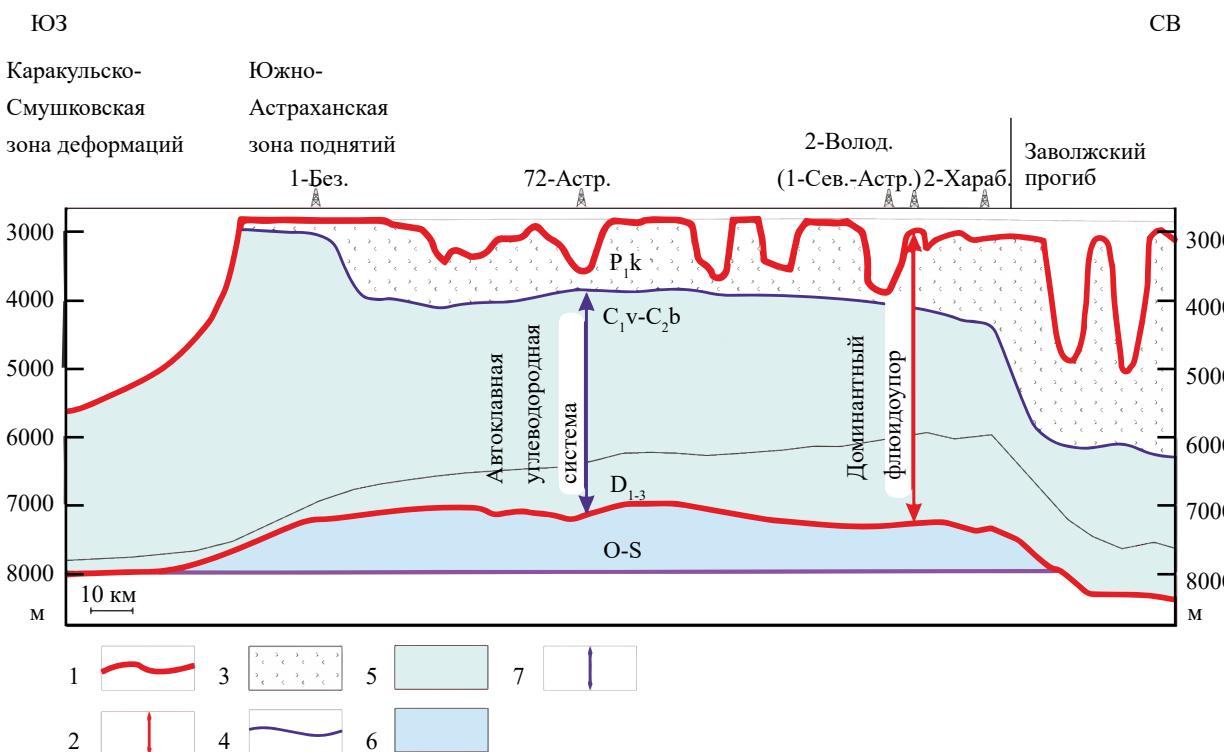


Рис. 5. Геофлюидодинамическая модель Астраханской платформы, в пределах которой возможно размещение научно-технологического полигона. Доминантный флюидоупор: 1 – границы, 2 – область распространения (мощность 4–8 км); 3 – соленосная толща мощностью 3–6 км; 4 – сульфатно-карбонатно-глинистый горизонт в основании соленосной толщи; автоклавная углеводородная система: 5 – область распространения, 6 – мощность 4–8 км; 7 – область потенциального водоронакопления

проведения поисковых работ, в наибольшей мере соответствует требованиям экологизации геологического производства, обеспечит научно-практическую основу комплексного освоения энергетический и минеральных ресурсов глубоких горизонтов литосферы, что можно считать задачей государственного уровня. В этой связи необходима разработка современной концепции поисков и освоения ресурсов жидких и газообразных полезных ископаемых в пределах глубоких горизонтов осадочного чехла нефтегазоносных провинций и мегабассейнов, а также консолидированной коры континентов в зонах её выхода на поверхность в пределах щитов древних платформ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа написана по результатам работ, выполненных по государственному заданию ИПНГ РАН № 125020501406-8 (FMME-2025-0011) “Геологическое обоснование оптимальных условий природной и индуцированной внутрипластовой генерации водорода и его подземного хранения в истощенных месторождениях УВ и соляных структурах”, а также за счёт средств госбюджетного финансирования НИР ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л. А., Волож Ю. А. Флюидодинамика глубокопогруженных зон нефтегазонакопления осадочных бассейнов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 8. С. 1069–1080.
<https://doi.org/10.15372/GiG2021132>
2. Абукова Л. А., Сафарова Е. А., Филиппова Д. С., Поднек В. Э., Кияченко Ю. Ф., Юдин И. К., Исаева Г. Ю., Мельник А. Д., Бевзо М. О. Гидрохимические и микробиологические процессы, сопровождающие гибридное хранение водорода и метана в водоносных горизонтах // Актуальные проблемы нефти и газа. 2023. № 3.
<https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2023-42.art14>
3. Исаев В. П. Термодинамические аспекты геохимии природных газов. Часть 2 // Иркутск: Издательство Иркутского университета, 1991. 192 с.
4. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 100 с.
5. Левищнова С. П. Водород и его биогеохимическая роль в образовании углеводородных газов в осадочных породах земной коры / Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. н. М.: МГУ, 1994. 40 с.
6. Лейн А. Ю., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М. и др. Новый тип гидротермального поля на Срединно-Атлантическом хребте (поле Лост-Сити, 30° с. ш.) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2004. Т. 394. № 3. С. 380–383.
7. Трофимук А. А., Молчанов В. И., Параев В. В. Особенности геодинамических обстановок формирования гигантских месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39(5). № 5. С. 673–682.
8. Пуха В. В., Нивин В. А., Мокрушина О. Д. Вариации концентраций молекулярного водорода в рыхлых отложениях Хибинского и Ловозерского массивов и их экзоконтактовых зон // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 312–317.
<https://doi.org/10.31241/FN S.2022.19.057>
9. Nazina T. N., Abukova L. A., Tourova T. P., Babich T. L., Bidzhieva S. K., Loiko N. G., Filippova D. S., Safarova E. A. Biodiversity and Potential Activity of Microorganisms in Underground Gas Storage Horizons // Sustainability. 2023. No. 15. 9945
<https://doi.org/10.3390/su15139945>
10. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
11. Соколов В. А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 337 с.
12. Патент РФ № 2316028С2. Способ поисков в недрах земли скоплений газообразных водорода и гелия // Кудрин И. В., ООО “Веттос”, МПКG01V 11/00 (2006.01)
13. Федонкин М. А. Роль водорода и металлов в становлении и эволюции метаболических систем // Проблемы зарождения и эволюции биосфера (под ред. Э. М. Галимова). М.: Книжный дом “Либроком”, 2008. С. 417–437.
14. Филиппова Д. С. Водород в геологической среде: особенности генерации и аккумуляции // SOCAR Proceedings. 2023. Special Issue No. 2. С. 6–13.
<http://doi.org/10.5510/OGP2023SI200885>
15. Aimikhe V., Eyankware O. E. Recent Advances in White Hydrogen Exploration and Production: A Mini Review // J. Energy Res. Rev. 2023. V. 13. No. 4. P. 64–79.
<http://doi.org/10.9734/jenrr/2023/v13i4272>
16. Lapi T., Chatzimpiros P., Raineau A., Prinzhof A. System approach to natural versus manufactured hydrogen: An interdisciplinary perspective on a new primary energy source // International Journal of Hydrogen Energy. 2022. No. 47(2).
<http://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2022.05.039>
17. Parnell J., Blamey N. Global hydrogen reservoirs in basement and basins // Geochemical Transactions. 2017. Issue 18. No. 2.
<https://doi.org/10.1186/s12932-017-0041-4>

18. *Prinzhof A., Cissé C. S. T., Diallo A. B.* Discovery of a large accumulation of natural hydrogen in Bourakebougou (Mali) // International Journal of Hydrogen Energy. 2018. 43(42). P. 19315–19326.
<http://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2018.08.193>
19. *Truche L., Jodin-Caumon M. C., Lerouge C. et al.* Sulphide mineral reactions in clay-rich rock induced by high hydrogen pressure. Application to disturbed or natural settings up to 250°C and 30 bar. // Chem. Geol. 2013. No. 351. P. 217–228.
<http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.025>
20. *Zgonnik V.* The occurrence and geoscience of natural hydrogen: A comprehensive review // Earth-Science Reviews. 2020. No. 203. P. 103–140.
<http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103140>

THE SEARCH FOR NATURAL HYDROGEN IN RUSSIA: THE STATE OF THE PROBLEM AND POSSIBLE STARTING SOLUTIONS

© 2025 L. A. Abukova^{a, #}, Yu. A. Volozh^b, D. S. Filippova^a, E. A. Safarova^a

Presented by Academician of the RAS M.F. Fedonkin August 19, 2024

^a*Oil and Gas Research Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

[#]*E-mail: abukova@ipng.ru*

By the time the decision was made (Rosstandart Order 07.07.2023 № 490-st) on the inclusion of hydrogen in the all-Russian classifier of minerals in Russia, research on the geological and economic analysis of the possibilities of industrial development of hydrogen resources had not been conducted. Moreover, fossil hydrogen has been studied extremely poorly. The current situation requires the accelerated development of a hydrogen search concept based on the scientific justification of the most promising regional areas of work. In the article, the authors present their vision of this problem and propose possible solutions. In particular, the necessity of organizing scientific and technological hydrogen polygons is argued, the tasks of which will include: (i) the development of theoretical ideas about the role of hydrogen in the evolution of the Earth; (ii) detailing the mechanisms of hydrogen localization in the geological environment; (iii) the development of criteria and methods for geological and economic assessment of hydrogen prospecting, exploration and production; (iv) conducting geological and commercial research at the most promising sites for the development and testing of methods for searching for deposits of hydrogen and related minerals.

Keywords: natural hydrogen, ancient platforms, great depths, serpentinization, radiolysis, microbiological processes of hydrogen generation, mineral and energy resources of the bowels of the Earth

УДК 551.35 (262.5): 551.79

ГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА КРЫМА ПО ДАННЫМ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

© 2025 г. А. В. Хортов^{1,*}, А. А. Пронин¹, Н. А. Римский-Корсаков¹, А. Д. Мутовкин¹

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 08.07.2024 г.

Поступило 08.07.2024 г.

После доработки 12.09.2024 г.

Принято к публикации 16.09.2024 г.

Представлены результаты сейсмоакустических исследований шельфа юго-восточной части Крыма, выполненные в 2018–2023 гг. сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, с использованием сейсмоакустического и акустического профилографов. Приводится сейсмостратиграфическое описание кайнозойского разреза юго-восточного шельфа Крыма с использованием данных инженерно-геологического бурения. В процессе интерпретации данных непрерывного сейсмоакустического профилирования в придонной части разреза были выделены аномальные участки, отождествляемые со скоплениями газа.

Ключевые слова: шельф, Крым, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, спаркер, акустический профилограф, эхолот, газовый сип, метан, сейсмокомплекс, отражающий горизонт

DOI: 10.31857/S2686739725010071 EDN: GWWIEE

ВВЕДЕНИЕ

Исследования выполнялись отрядом Института океанологии РАН в экспедициях научно-исследовательских судов (НИС) “Пеленг” Севастопольского отделения ГОИН и “Професор Водяницкий” ФИЦ ИнБЮМ (115, 116, 124 и 126-ые рейсы) в 2018–2023 гг. в соответствии с Планом морских экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России.

Цели исследования включали получение новых геолого-геоморфологических данных по истории развития шельфа полуострова Крым, необходимых для восстановления малоизученных этапов палеогеографической истории формирования континентальной окраины Крыма в новейшее время, которые позволяют уточнить существующие представления об изменении уровня Чёрного моря, уточнить положение древней гидрографической сети и установить связи береговых и субаквальных морфоструктур.

При этом решались задачи промера глубин, непрерывного сейсмического профилирования (НСАП) и акустического зондирования осадочных отложений, а также панорамной съёмки поверхности дна с помощью гидролокатора бокового обзора.

Следует отметить, что исследования с близкими целями и задачами в этом районе проводились рядом научно-исследовательских организаций. Среди них следует выделить работы института биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН, институт геологических наук НАН Украины, ГНЦ АО Южморгеология, МГУ им. М.В. Ломоносова и др. [1–6].

Технически выполнение задач исследований включало: эхолотный промер и сейсмоакустическое профилирование шельфа, выполненных для промера глубин и получения изображений структуры верхнего слоя осадочных отложений в виде разрезов вдоль маршрута движения судна буксируемыми необитаемыми подводными аппаратами (БНПА), в частности, сейсмоакустическими и акустическими профилографами (рис. 1). В ходе работ были выявлены многочисленные аномальные зоны, связанные со скоплениями газа в верхней части осадочного

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова

Российской Академии наук, Москва, Россия

* E-mail: khortov.av@ocean.ru

чехла. Ввиду того, что сейсмоакустические исследования методом НСАП в этой части шельфа Крыма ранее практически не проводились, а акустическое профилирование проводилось очень ограниченно, то можно утверждать, что, практически, все обнаруженные сейсмоакустическим отрядом ИО им. П.П. Ширшова РАН в 2018–2023 гг. придонные скопления газа выявлены впервые.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для НСАП использовался сейсмоакустический комплекс “Геонт-шельф” на основе электроискрового излучателя (“спаркер”) и приёмной сейсмокосы. Информация, полученная с помощью сейсмоакустического комплекса “Геонт-шельф” дополнялась данными геоакустического зондирования профилографом АП-5Т с рабочей частотой 5 кГц, использующего частотно-модулированную посылку.

Сейсмоакустический комплекс “Геонт-шельф” включает:

- сейсмический накопитель энергии SPES-600: блок управления разрядом и блок высоковольтных конденсаторов;
 - устройство ввода сейсмических сигналов PSA-1;
 - забортную буксируемую часть: излучатель спаркера и приемную антенну (сейсмокосу).
- Забортная буксируемая часть оборудования состоит из:
- многоэлектродного излучателя спаркера (на 64 потенциальных электрода);
 - приёмной антенны: 25-ти метровой сейсмической косы с 10 пьезоприёмниками,



Рис. 1. Схема работ НИС “Профессор Водяницкий” в 2018–2023 гг. 1 – изобаты; 2 – сейсмоакустические профили НСАП комплекса “Геонт-шельф” (чёрный цвет) и акустические профили профилографа АП-5Т (коричневый цвет); 3 – скважины инженерно-геологических изысканий (ИГИ)

помещёнными в полиуретановый шланг с шагом 2 м и залитыми жидким парафином;

- буксировочной штанги (“Выстрел”) длиной 5 метров с оттяжками из капронового фала;
- буксировочного кабеля излучателя спаркера и приемной сейсмокосы.

Сейсмическая коса буксировалась с правого борта с помощью выдвижной штанги “Выстрел”, а гондола профилографа опускалась за борт при помощи П-рамы (рис. 2).

Устройство и принцип работы указанной аппаратуры подробно рассмотрены в работах [7, 8].

ПАРАМЕТРЫ РЕГИСТРАЦИИ

Перед началом работ проводилась настройка аппаратуры сейсмической съёмки. Были выполнены настроочные записи НСАП, по которым установили следующие параметры регистрации:

- мощность излучателя не менее 600 Дж при $C = 50$ Мкф;
- диапазон частот 100–1200 Гц;
- период излучения 1.5 с;
- усиление $20 \times 100 = 2000$;
- время регистрации $100 \text{ мкс} \times 4000 = 400 \text{ мс}$;
- скорость судна 8–10 узлов.

По мере изменения глубин параметры регистрации менялись. Кроме профилографа с источником типа “спаркер”, для изучения придонной части разреза, в указанных рейсах применялся высокочастотный акустический профилограф и бортовой эхолот. Для исследования строения верхней толщи осадочных отложений был применён метод непрерывного акустического профилирования



Рис. 2. Фото НИС “Профессор Водяницкий”, показывающее буксировочные приспособления сейсмической аппаратуры. Стрелкой показана буксировочная штанга “Выстрел”

на ходу судна акустическими импульсами с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ) несущей частоты, который был реализован с использованием акустического профилографа АП-5Т, разработанного в ИО им. П.П. Ширшова РАН. АП-5Т включает буксируемое тело (носитель акустических антенн), кабельную буксирующую линию, накопительную кабельную вышку, судовой электронный блок и персональный компьютер для отображения и регистрации данных. При пересчёте времени в глубину скорость волн считалась постоянной и принималась равной скорости в верхнем слое грунта.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

С учётом изученности верхней части осадочного чехла крымского шельфа и керченско-таманского шельфа, а также результатов исследований фауны остракод в инженерно-геологических скважинах Глубокая-1 и Глубокая-2 (см. рис. 1) было установлено, что в строении выделенных на сейсмоакустических профилях сейсмокомплексов участвуют голоценовые ново- и древнечерноморские отложения (СК-7), новоэвксинские отложения верхнего неоплейстоцена (СК-6), карангатские и узунларские (СК-5, СК-4) и древнечерноморские (СК-3) отложения среднего неоплейстоцена. Сейсмокомплексы СК-2 и СК-1 представлены, по-видимому, более древними, ранними неоплейстоценовыми отложениями чаудинского ритма. Нижние слои залегают на триас-юрских породах таврической серии, являющихся фундаментом. Более подробно сейсмостратиграфическое расчленение неоген-четвертичных отложений юго-восточного шельфа Крыма с привязкой к скважинам инженерно-геологического бурения на структуре Глубокая нами дано в работе [9].

При интерпретации полученных результатов были выделены аномальные участки записи, стратиграфически приуроченные к верхнеплейстоценовым отложениям и отождествляемые со скоплениями природного газа. Было отмечено, что часть из выявленных аномалий приурочена к областям развития палеодельт плейстоценовой побережной гидросети. Известно, что каждая река имеет двухэтажное строение. Помимо песчаных скоплений, связанных с конусами выноса палеорек, на юго-восточном шельфе аккумулирующим резервуаром также могут являться аллювиальные отложения их подруслового ложа. Именно с этой частью палеодельты могут быть связаны значительные газофлюидные скопления.

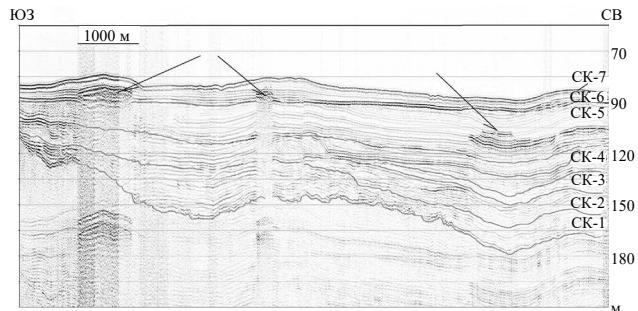


Рис. 3. Фрагмент сейсмоакустического профиля 1 НСАП на траверсе г. Ялта. Стрелками показаны газовые скопления, приуроченные к отложениям верхнего неоплейстоцена

На рис. 3 показан фрагмент сейсмоакустического профиля, на котором в интервале 80–120 м отмечаются отложения палеорусел и приуроченные к ним газовые скопления.

Отмеченные участки отличаются от сопредельных по ряду динамических и кинематических признаков, характерных для газопроявлений в сейсмическом волновом поле.

Наиболее характерными признаками, создающими аномальные эффекты в поле отражённых волн, являются: резкое возрастание амплитуд, изменения полярности волн с положительной на отрицательную, прогибание под “яркими пятнами” границ ниже залегающих отражающих горизонтов за счёт уменьшения скорости прохождения волн в газосодержащих грунтах.

Методика выявления газовых аномалий и их интерпретация в сейсмическом волновом поле Чёрного моря и в других акваториях довольно подробно изложена в ряде работ [10–12].

На рис. 4 показаны выделенные на сейсмоакустических профилях скопления газа в придонной части разреза, приуроченные к верхнеплейстоцен-голоценовым отложениям.

Выделяемые по сейсмическим признакам аномальные зоны, отождествляемые со скоплениями газа, нами разделяются на три типа.

Первый тип аномалий связан с придонными “бескорневыми” скоплениями газа в следствие диагенеза в третичных отложениях. Они образуют характерные зоны потери корреляции, обусловленные поглощением сейсмического сигнала на участках скоплений газа. Выделяемые по амплитудно-частотным признакам, размеры этих скоплений по латерали могут достигать нескольких километров. На рис. 5 показана зона потери корреляции, связанная с локальным скоплением газа в придонной части юго-восточного

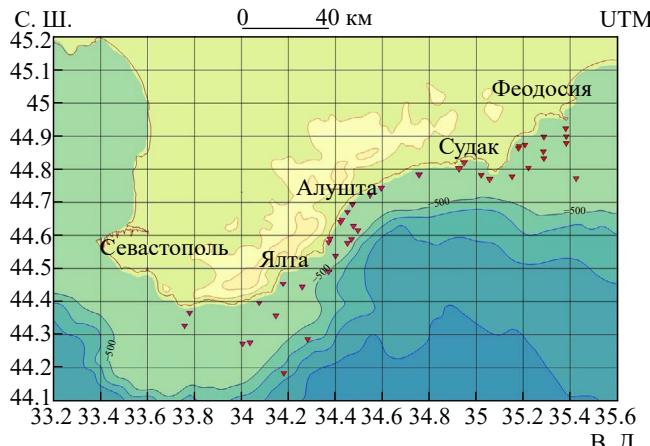


Рис. 4. Схема газовых скоплений в юго-восточной части крымского шельфа по данным сейсмоакустического профилирования

шельфа на меридиане г. Судак. Такие скопления образуются в результате латерального движения флюида по восстанию слоёв. По-видимому, газофлюидная смесь мигрирует по песчаным пластам со стороны Западно-Черноморской впадины вверх по восстанию слоёв в направлении берега.

Второй тип аномалий обусловлен вертикальными перетоками глубинного газа под действием аномально высоких пластовых давлений, с характерными узкими вертикальными зонами, часто именуемых в публикациях “флюидный прорыв”. Для них характерно вертикальная столбчатая форма и направленность с образованием небольших, до нескольких метров высотою и десятки и даже сотни метров шириной, поднятий в рельефе дна. В их пределах наблюдается сложный рисунок записи, связанный, по-видимому, со скоплениями песка, выносимого флюидными потоками по вертикальным разломам из глубинных горизонтов, с образованием поднятий в рельефе дна. По отношению к общему характеру записи, такие участки носят явно деструктивный характер, поэтому в специализированной литературе их, в определённых случаях, именуют зонами деструкции. На рис. 6 стрелками показаны поднятия в рельефе дна в четвертичных отложениях южнее Алушты, по-видимому, образованное разгрузкой газоводяной смеси, с выносом песчаного материала на поверхность дна.

Отмеченные выше поднятия в рельефе дна есть форма проявления локальных газовых потоков глубинных углеводородов, обычно сопровождающихся, помимо песка, выбросами сопочной брекции, обломочного материала, воды и формирующих конусовидные холмы с кратерами

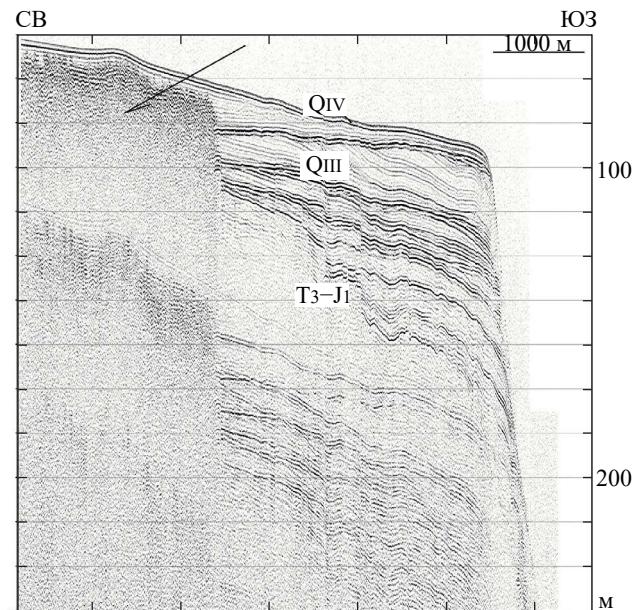


Рис. 5. Фрагмент сейсмоакустического профиля 2 НСАП шельфа и склона в районе Судакской бухты. Стрелкой показано газовое скопление в отложениях верхнего плейстоцена

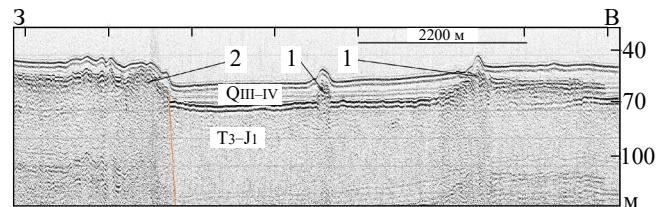


Рис. 6. Фрагмент сейсмоакустического профиля 3 НСАП шельфа на траверсе г. Алушта. Стрелками показаны: 1) газовые проявления, вероятно, связанные с грязевулканической деятельностью (с координатами 44.36.38 с. ш., 34.29.36 в. д.); 2) приуроченные к современным поднятиям фундамента юго-восточной материковой окраины Крыма

на вершинах. Образование грязевых вулканов характерно для мест выхода углеводородов. Существует немало примеров подобных образований, как в Чёрном море, так и в других акваториях [12].

Геодинамическая активность в геологическом районе от г. Ялты до г. Алушты проявляет себя по системам разломов и отдельным вертикальным зонам деструкции горных пород. Следы движения потоков глубинных флюидов – субвертикальные геологические тела, которые проникают на поверхность по крупным нарушениям сплошности осадочного чехла и связаны с интенсивными локализованными зонами разгрузки

углеводородных флюидов. Отмеченные субвертикальные геологические тела могут являться каналами миграции углеводородов, проявляясь на поверхности выходами газов, нефти, воды. Как следствие, в этих зонах наблюдаются вулканизм, диапиризм и вертикальное структурообразование, выделение и струйная вертикальная миграция водорода, латеральная миграция подвижных флюидов и другие, связанные с этим явлением, геологические процессы [13].

Изучением состава газа совместно занимались сотрудники Института морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского РАН (Севастополь) и Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Образцы пузырькового газа ими отбирались при помощи специальных газовых ловушек, установленных на морское дно в районе мыса Фиолент, бухты Ласпи, прибрежья г. Ялты и др. Проведённые исследования состава газовых сипов показали, что в компонентном составе пузырькового газа преобладает метан. Установленный этими работами полигенный состав флюидных потоков метана, вероятнее всего, объясняется их глубинной миграцией [14, 15].

Третий тип аномалий относится к приподнятым блокам пород фундамента юго-восточной материковой окраины Крыма. К ним приурочены скопления газа, которые на сейсмоакустических профилях выглядят в виде динамически затенённых участков, в пределах которых наблюдается потеря корреляции отражающих горизонтов. На широтном профиле от меридиана п. Малореченское до меридиана м. Чауда отчётливо выделяются приподнятые и опущенные приподнятые по вертикальным разломам блоки пород таврической серии, перекрытые маломощными отложениями верхнеплейстоцен-голоценового возраста. Участки интенсивного газопроявления приурочены к приподнятым в современное время тектоническим блокам, а путями миграции газофлюидной смеси являются ограничивающие их разломы (рис. 7).

В районе работ первый тип аномалий стратиграфически приурочен, преимущественно, к приповерхностной части верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, а второй и третий типы могут охватывать более значительный интервал записи.

Первый тип аномалий связан с толщами палеодельтовых и палеорусловых накоплений. Проявление этих газов и формирование их скоплений обусловлено латеральной миграцией вверх по поднятию слоев.

Аномалии второго и третьего типов связаны с проявлениями глубинно-миграционных газов

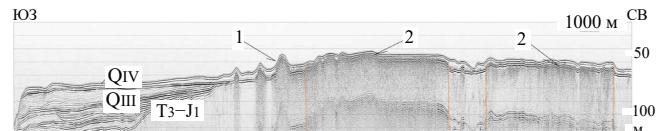


Рис. 7. Фрагмент регионального широтного сейсмоакустического профиля 4 НСАП по линии п. Малореченское – мыс. Чауда. Стрелками показаны: 1) газовые проявления, вероятно, связанные с грязевулканической деятельностью (с координатами 44.42.80 с. ш., 35.00.87 в. д.); 2) приуроченные к современным поднятиям фундамента юго-восточной материковой окраины Крыма

и приурочены, прежде всего, к активным тектоническим зонам и областям развития грязевого диапиризма. При этом крупные тектонические нарушения играют решающую роль в создании вертикальных каналов миграции газофлюидных потоков и формировании газовых струй. Сотрудниками АО «Южморгео» были опубликованы анализы химического и изотопного составов газов из осадков (процентное содержание гомологов метана, концентрация углекислого газа и азота), отобранных в пробах грунта в северо-западной части Чёрного моря в зоне разлома на континентальном склоне и в глинах грязевых вулканов. Их идентичный состав привёл авторов к выводу о том, что газ метан имеет преимущественно глубинное происхождение. В верхние слои осадочного чехла он поступает путём фильтрации или струйной миграции [16].

На акустических профилях отчётливо выделяется просачивание газа из осадочных пород в воду в зонах разгрузок (рис. 8).

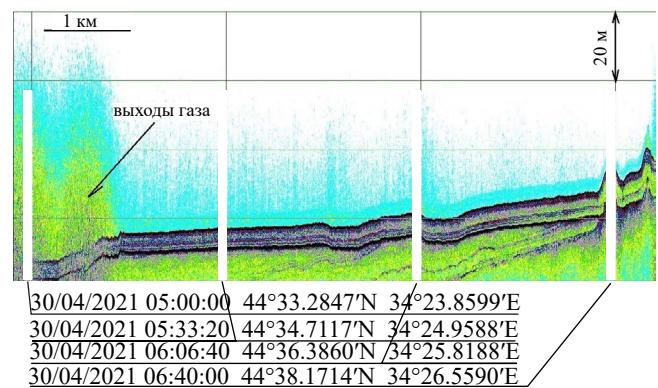


Рис. 8. Фрагмент акустического профиля 5 вблизи г. Ялта, в районе горы Аю-Даг, показывающий выход газа на поверхность дна в точке с координатами 44°33'28'' с. ш., 34°23'85'' в. д.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сейсмостратиграфический анализ полученных материалов показал, что выявленные на юго-восточном шельфе Крыма газовые проявления в количестве 40 аномалий, стратиграфически приурочены к верхнеплейстоцен-голоценовым отложениям. В качестве аккумулирующих пород могут выступать отложения плеистоценовых палеодельт, следы которых обнаружены по данным НСАП в районе исследования.

Генетически, выявленные аномалии нами подразделяются на три типа. Первый тип связан с придонными “бескорневыми” скоплениями газа, образованных латеральными перетоками. Второй тип обусловлен узкими вертикальными зонами выхода газофлюидной смеси под действием аномально высоких давлений. Третий тип газовых скоплений приурочен к разломам, связанных с приподнятыми блоками пород фундамента.

Выполненные сейсмоакустические исследований также показали, что для материковой окраины Крыма характерно блоковое строение. Дифференцированные вертикальные неотектонические движения здесь играли и продолжают играть решающую роль в строении юго-восточного шельфа, в формировании глубинных разломов, как каналов миграции флюидов из глубинных горизонтов на поверхность дна [17, 18]. Именно в зонах активной разломной тектоники происходит формирование газовых скоплений, грязевых вулканов и газовых сипов. Выявленные работами НИС “Профессор Водяницкий” различные типы газофлюидных проявлений являются тому подтверждением. Газонасыщенные, с зонами АВПД, отложения являются особенностю субаквальной инженерно-геологической обстановки. Площади их распространения являются опасными для инженерного строительства. Давление и выбросы газа в водную толщу сопровождаются деформацией поверхности дна, формированием оползней, снижением несущей способности грунтов и т.п. Разгерметизация газовых скоплений в верхней части разреза в ходе бурения может привести к прорыву газа, образованию котлованов и загазованности водной толщи [19, 20].

ВЫВОДЫ

Выявленные по данным сейсмоакустического профилирования придонные скопления метана расположены в юго-восточной части

крымского шельфа и приурочены к песчанистым отложениям плеистоцен-голоценового возраста, преимущественно, вблизи разломных зон.

Выявленные аномалии находятся в области развития палеодельтовых систем, породы которых обладают хорошими аккумулирующими свойствами.

Выделено три типа газовых скоплений, генетически связанных с латеральными перетоками, грязевулканической деятельностью и вертикальной миграцией по глубинным разломам.

Выходы газа на поверхность дна обусловлены сейсмической активностью сооружения Горного Крыма и являются следствием проявлений новейшей тектоники.

Периодическая активизация разломных блоков, лежащих в основании осадочного чехла, вносит значительный вклад в формирование приповерхностных газовых скоплений, что свидетельствует о вероятности их глубинного происхождения.

Выявление газовых скоплений в придонной части осадочного чехла имеет важное значение с точки зрения мониторинга потенциально опасных районов для инженерного строительства и судоходства.

Для уточнения генезиса и зональности газовых скоплений, выявленных по данным сейсмоакустики, необходимо по всем линиям сейсмоакустических профилей НСАП дополнительно провести полный комплекс исследований, включая акустическое профилирование, исследования гидролокатором бокового обзора и эхолотирование.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность морякам НИС “Профессор Водяницкий” и сотрудникам ИМБЮМ за постоянную помощь в работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках государственного задания по теме № FMWE-2024-0024, а также при финансовой поддержке проекта РФФИ № 20-05 00384_А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мейнер Л. Б., Туголесов Д. А. Флюидогенные деформации в осадочном выполнении Черноморской впадины // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 18–22.

2. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. и др. Газовые факелы на дне Черного моря. Киев, 1999. 133 с.
3. Глебов А. Ю., Круглякова Р. П., Шельтинг С. Л. Естественные выделения углеводородных газов в Черном море // Разведка и охрана недр. 2001. № 8. С. 19–22.
4. Шнюков Е. Ф., Старostenко В. И., Русаков О. М., Кутас Р. И. Глубинная природа газовых факелов западной части Черного моря по результатам геофизических исследований // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. 2005. № 5. С. 70–82.
5. Круглякова Р. П., Круглякова М. В., Шевцова Н. Т. Геолого-geoхимическая характеристика естественных проявлений углеводородов в Черном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 37–51.
6. Шнюков Е. Ф., Коболев В. П., Пасынков А. А. Газовый вулканизм Черного моря. Киев: “Логос”, 2013. 384 с.
7. Римский-Корсаков Н. А., Пронин А. А., Хортов А. В. и др. Технология и результаты сейсмоакустического профилирования на шельфе Крыма в 124 рейсе НИС “Профессор Водяницкий” // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. № 2. 2023. С. 37–43.
8. Римский-Корсаков Н. А., Пронин А. А., Мутовкин А. Д. и др. Сейсмостратиграфия материковой окраины Крыма по данным сейсмоакустического профилирования / В сборнике: “Состояние и перспективы ГРР на нефть и газ на континентальном шельфе Российской Федерации”, 1–2 июня 2023 года. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2023. 86 с.
9. Хортов А. В., Римский-Корсаков Н. А., Пронин А. А. и др. Сейсмостратиграфические исследования крымского шельфа методом непрерывного сейсмоакустического профилирования // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 134–140.
10. Димитров Л. Л. Газово-акустические аномалии осадочного чехла Болгарского Черноморского шельфа // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1990. С. 362–380.
11. Гайнанов В. Г. О природе ярких пятен на временных разрезах сейсмоакустического профилирования // ГЕОразрез. Электронный научный журнал университета “Дубна”. 2008. № 2. С. 1–18.
12. Мараев С. Л., Хортов А. В. Вертикальные деструктивные флюидоразгрузочные зоны Каспия как разновидность геологических опасных явлений // Научный журнал Российского газового общества. Раздел Геоэкология. 2022. № 1. С. 30–35.
13. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Любичкий А. А. и др. Формы рельефа дна Черного моря как возможные проявления современной геодинамической активности // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. 2012. № 2. С. 99–103.
14. Малахова Т. В., Канапацкий Т. А., Егоров В. Н. и др. Микробные процессы и генезис струйных метановых газовыделений прибрежных районов Крымского полуострова // Микробиология. 2015. Т. 84. № 6. С. 743–752.
15. Малахова Т. В., Малахова Л. В., Мурашова А. И. и др. Мониторинг мелководных сипов у мыса Фиолент (Черное море) // Океанология. 2023. Т. 63. № 1. С. 135–148.
16. Kruglyakova R. P., Byakov Y. A., Kruglyakova M. V. et al. Natural oil and gas seeps of the Black Sea floor // Geo-Marine Letters. 2004. № 23. P. 193–201.
17. Евсюков Ю. Б., Руднев В. И. Геоморфология и неотектоническое преобразование материковой отмели в западной части Черного моря // Геология, география и глобальная энергия. 2013. № 3(50). С. 46–55.
18. Есин Н. И., Хортов А. В. Динамика вертикальных движений земной коры в голоцене // Экология гидросферы. 2022. № 2 (8). С. 47–68.
19. Миронюк С. Г., Клещин С. М. Опыт применения геофизических методов с целью идентификации морских геологических опасностей // ГеоИнжиниринг. 2010. № 1. С. 48–54.
20. Миронюк С. Г., Маркарьян В. В., Шельтинг С. К. Опыт комплексной оценки и крупномасштабного инженерно-геологического районирования северо-восточного шельфа Черного моря по геологической опасности для строительства линейных объектов // Инженерные изыскания. 2013. № 13. С. 48–59.

GAS SHOWS WITHIN THE SOUTHEASTERN SHELF OF THE CRIMEA ACCORDING TO CONTINUOUS SEISMOACOUSTIC PROFILING DATA

© 2025 A. V. Khortov[#], A. A. Pronin, N. A. Rimsky-Korsakov, A. D. Mutovkin

Presented by Academician of the RAS M.F. Fedonkin July 8, 2024

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]*E-mail: khortov.av@ocean.ru*

The research was carried out by a team from the Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences during the expeditions of the research vessels (RV) "Peleng" of the Sevastopol branch of the State Oceanographic Institute and "Professor Vodyanitsky" of the Federal Research Center InBYuM (115th, 116th, 124th and 126th voyages) in 2018–2023 in accordance with the Plan of Marine Expeditions on Research Vessels of the Ministry of Education and Science of Russia. At the same time, the tasks of depth measurements, continuous seismic profiling (CSAP) and acoustic sounding of sedimentary deposits, as well as panoramic survey of the bottom surface using a side-scan sonar were solved. The objectives of the study included: firstly, obtaining new geological and geomorphological data on the history of the development of the Crimean Peninsula shelf, necessary for restoring poorly studied stages of the paleogeographic history of the formation of the continental margin of Crimea in modern times, which will clarify the existing ideas about the change in the Black Sea level, and secondly, obtaining new geological and geomorphological data on the paleogeomorphology of the Crimean Peninsula shelf, which will clarify the position of the ancient hydrographic network and establish the connections of coastal and subaqueous morphostructures. In the process of interpreting continuous seismoacoustic profiling (CSAP) data, anomalous areas identified with gas accumulations were identified in the bottom part of the section.

Keywords: shelf, Crimea, continuous seismoacoustic profiling (CSAP), sparker, acoustic profiler, echo sounder, gas seep, methane, seismic complex, reflecting horizon

УДК 550.93:551.763.13(571.651)

ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ПОЯС ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ЧУКОТСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЗЁРЕН ЦИРКОНА

© 2025 г. П.Л. Тихомиров^{1,2,*}, М.С. Гульпа³

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 27.04.2024 г.

Поступило 20.05.2024 г.

После доработки 26.06.2024 г.

Принято к публикации 03.07.2024 г.

По результатам U–Pb-датирования зёрен циркона из магматических пород Центральной Чукотки (левобережье р. Амгуэма), два гранитоидных батолита (Телекайкий и Чануанский) и ряд более мелких тел формировались в период 143–127 млн лет назад, что значительно превосходит возраст большинства гранитоидов Северной Чукотки (109–100 млн лет). Вместе с данными, опубликованными ранее, полученные результаты позволяют сделать вывод о существовании на окраине Чукотского континентального блока субдукционного магматического пояса в течение, как минимум, поздней юры и неокома. Помимо этого, впервые для Чукотки получены раннеюрские значения U–Pb-возраста магматических пород (около 196 млн лет), что допускает более продолжительную магматическую активность окраины Чукотского микроконтинента. Альбские гранитоиды рассматриваемой площади (106–100 млн лет) контролируются иной системой нарушений и, вероятно, связаны с отдельным магматическим событием.

Ключевые слова: Чукотский террейн, юрский и меловой периоды, вулканоплутонический пояс андийского типа, U–Pb-геохронология, этапы магматической активности

DOI: 10.31857/S2686739725010089 EDN: GWTCVC

Практически все современные палеотектонические реконструкции Арктики предполагают, что в юрско-раннемеловое время Чукотский континентальный террейн был отделён от Евразийского континента бассейном с корой океанического типа – Южно-Ануйским (Ануйско-Ангаючамским, Прото-Арктическим) океаном. Окончательное закрытие этого бассейна в конце раннего мела привело к формированию Южно-Ануйской сутурной зоны [1, 2]. Гораздо меньше единодушия в представлениях о ширине Южно-Ануйского бассейна и о кинематике

движений тектонических блоков при его закрытии ([3, 4] и приведенные в этих работах ссылки). Также продолжает дискутироваться вопрос о характере южной, в современных координатах, границы Чукотского блока – была ли она пассивной или активной (субдукционной). Согласно некоторым моделям [2], данная граница была пассивной, а примесь пирокластического материала в породах позднеюрско-раннемеловых бассейнов Чукотского террейна связана с активностью внутриоceanической Кульпольнейской дуги [2, 5]. Альтернативные модели предполагают субдукцию литосферы Южно-Ануйского океана непосредственно под Чукотский микроконтинент [1, 6–8]. До настоящего времени слабым местом второй группы моделей было отсутствие в пределах Чукотского террейна геологических образований, которые уверенно объединялись бы в позднеюрско-раннемеловой субдукционный магматический пояс. В публикациях упоминаются лишь отдельные гранитоидные массивы с возрастом около 136 млн лет

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

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Магадан, Россия

³ Северо-Восточное производственное геологическое объединение, Магадан, Россия

*E-mail: petr_tikhomirov@mail.ru

[9, 10], небольшие по площади ареалы вулканических и комагматических им интрузивов возрастом 147–141 млн лет [11], а также примесь пирокластического материала в осадочных породах титана-берриаса, где значительная часть детритовых цирконов показывает возраст в интервале 150–140 млн лет [6].

В данной публикации мы представляем результаты U–Pb-датирования цирконов из магматических пород Центральной Чукотки (левобережье р. Амгуэма, лист Q-60-V, VI), которые могут иметь решающее значение в дискуссии о характере южной границы Чукотского микроконтинента.

С запада и юга территория этого листа (рис. 1) охватывается выходами толщ Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) альб-кампанского возраста [11, 12]. Наиболее крупные магматические тела рассматриваемой площади – Телекайский и Чануанский гранитоидные батолиты площадью 730 и 780 км² соответственно. Чануанский интрузив сложен, большей частью, гранитами нормальной и повышенной щёлочности. Телекайский plutон неоднороден по составу: его большая северная часть сложена лейкогранитами, южная – гранитами и гранодиоритами. Оба массива интрудируют терригенные породы триаса и с

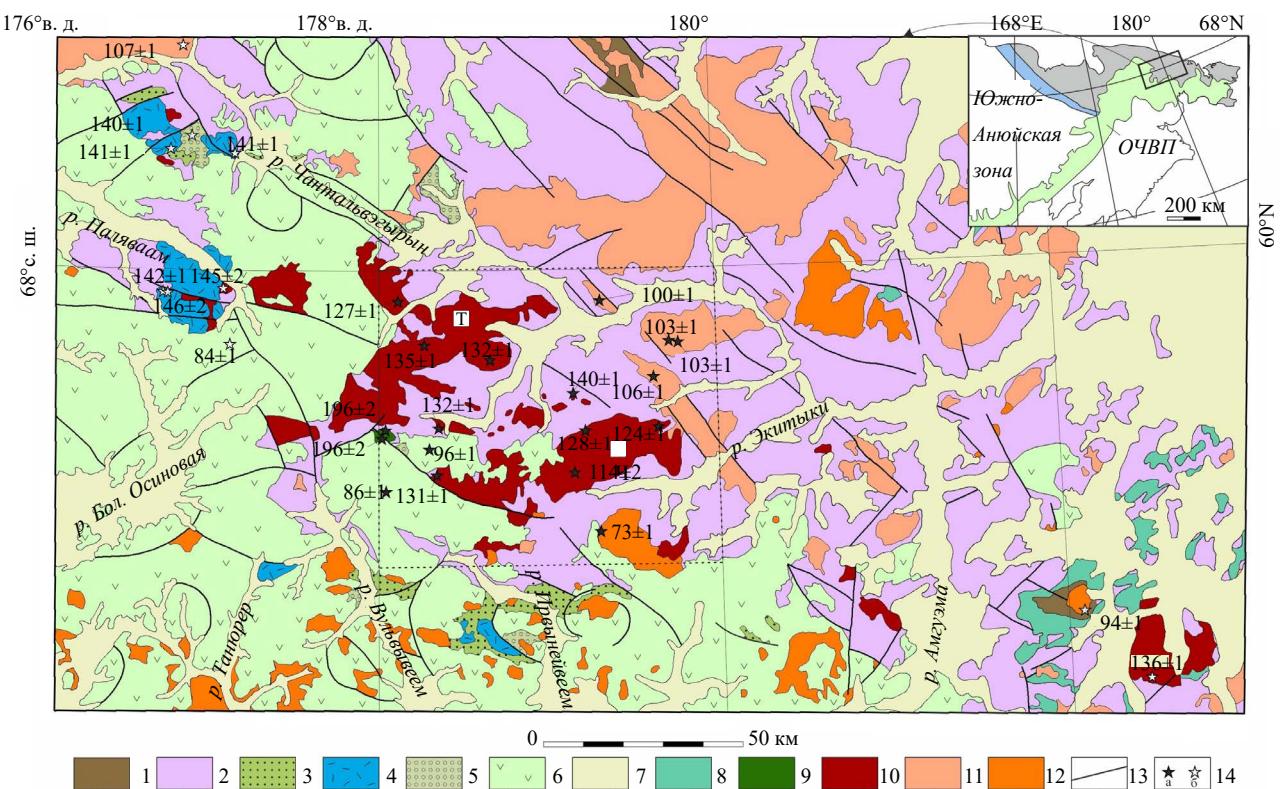


Рис. 1. Схема геологического строения Центральной Чукотки (левобережье р. Амгуэма, верховья рр. Паляваам, Пегтимель, Экиатап, Бол. Осиновая). Составлена по материалам [2], с изменениями. Возраст геологических комплексов скорректирован с учётом данных настоящей публикации, а также данных из работ [4, 5, 9, 10, 19]. 1 – кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки девона – карбона; 2 – песчаники, алевролиты и аргиллиты верхней перми и триаса; 3 – терригенно-обломочные и вулканомиктовые осадочные породы верхней юры – неокома; 4 – вулканиты верхней юры–неокома (преимущественно туфы и игнимбриты риолитов); 5 – терригенно-обломочные и вулканомиктовые осадочные породы альба; 6 – вулканиты ОЧВП (от базальтов до риолитов; в пределах рассматриваемой площади – сеноман-кампанского возраста), 7 – четвертичные отложения; 8–12 – интрузивные образования: 8 – ранне-среднетриасовые габброиды, 9 – раннеюрские габброиды, 10 – позднеюрско(?)–раннемеловые (доальбские) гранитоиды, 11 – альбские гранитоиды, 12 – позднемеловые гранитоиды; 13 – разрывные нарушения; 14 – точки отбора проб на U–Pb-датирование циркона и полученные значения возраста ($\pm 2\sigma$), округленные до целых млн лет (а – данные настоящей публикации, б – данные из [5, 10, 12, 19]). Пунктиром показаны границы листа Q-60-V, VI. Буквы в квадратах – Телекайский (Т) и Чануанский (Ч) батолиты. На врезке показаны выходы комплексов Чукотского террейна (серая заливка), ОЧВП и Южно-Анюйской зоны; жирная линия – контуры рассматриваемой площади

размывом перекрываются вулканитами ОЧВП. Из-за сходства положения в региональной структуре с прочими plutонами Северной Чукотки оба указанных массива, а также сопровождающие их более мелкие тела обычно связывались с обще-региональным раннемеловым импульсом магматической активности [13]. При этом большинство доступных в публикациях $U-Pb$ -определений возраста гранитоидов Северной Чукотки соответствует интервалу 109–100 млн лет [14].

Отбор образцов и аналитические работы выполнены в 2020–2023 гг. в рамках геологического доизучения листа Q-60-V, VI в масштабе 1:200 000 (Чаантальский отряд ОСП “Чукотская группа партий” АО “СВПГО”) по заказу ФГБУ “ВСЕГЕИ”, ответственный исполнитель И.В. Гульпа). В данной публикации приведены результаты датирования 18 образцов, представляющих главные этапы магматической активности рассматриваемой территории. Положение точек отбора образцов показано на рис. 1, результаты датирования представлены на рис. 2 и 3. Краткие сведения об изученных образцах сведены в таблице.

Монофракции циркона извлечены с использованием стандартной процедуры, в тяжёлых жидкостях с последующей ручной дочисткой под бинокуляром. Изотопные отношения измерялись на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в [15]. Почти во всех образцах проанализированы по 10 зёрен циркона, в одном образце – 11 зёрен. Для подавляющего большинства точечных анализов получены конкордантные значения изотопных отношений, и результаты для разных зёрен из одного образца хорошо сходятся между собой (см. рис. 2). Доля нерадиогенного ^{206}Pb обычно составляет не более 0.5%, и лишь для 6 точечных анализов из 181 превышает 2%. С большой вероятностью, все полученные значения $U-Pb$ -возраста соответствуют возрасту кристаллизации магм. В двух пробах (1218.01 – диорит из небольшого штока между Телекайским и Чануанским массивами и 1240.01 – риолитовый игнимбрит амгеньской свиты, нижнего стратона ОЧВП на этом участке) присутствуют ксенокристы циркона с относительно древним возрастом (4 и 2 зерна соответственно). Для одного из ксенокристов определён раннепротерозойский $U-Pb$ -возраст (1864 ± 20 млн лет), а остальные древнее главной популяции цирконов на 8–30 млн лет (см. рис. 2 и, к), что заметно превышает погрешность единичных определений. В обр. 1401.01 (субшелочной гранит главной фазы Чануанского массива) для 8 зёрен из 10 получен возраст в интервале 126–122 млн лет, а для 2 зёрен – в интервале 118–117 млн лет (рис. 2 с).

Есть основания предполагать частичную потерю радиогенного свинца некоторыми цирконами обр. 1401.01, поскольку рядом с точкой отбора пробы расположен более молодой интрузив (см. рис. 1). Анализы предполагаемых ксенокристов и зёрен с нарушенной изотопной системой были исключены из расчёта общего возраста проб.

Полученные значения $U-Pb$ -возраста в целом охватывают интервал времени от 196 млн лет (ранний юра, синемюр) до 73 млн лет назад (поздний мел, кампан) (см. рис. 3). Наиболее многочисленная группа изотопных дат соответствует интервалу 143–127 млн лет (ранний мел, берриас-баррем) – именно в это время формируются Телекайский plutон, большая часть Чануанского массива и многочисленные мелкие интрузивные тела, расположенные между ними (см. рис. 1). Интрузивы рассматриваемой территории оказались заметно древнее большинства гранитоидных массивов Северной Чукотки, объединённых в составе Чанунской провинции возрастом 109–100 млн лет [14, 16, 17]. Вместе с вулканическими и плутоническими образованиями титона-баррема (147–126 млн лет), выявленными в пределах Центральной и Восточной Чукотки ранее [8, 9, 13, 18], доальбские магматические комплексы образуют полосу северо-западного простирания протяжённостью выше 300 км (от верховьев р. Пегтымель до верховьев р. Вэльмай; см. рис. 1) при ширине до 70 км. Отдельные выходы гранитоидных тел с $U-Pb$ -возрастом 136–132 млн лет выявлены и далее к юго-востоку, вплоть до бухты Провидения [10, 19], что позволяет предполагать ещё большую протяжённость данного магматического пояса, выше 600 км. Поскольку, в рамках принятых геодинамических моделей, океанический бассейн, отделявший Чукотский блок от Евразии, окончательно закрылся в конце неокома [1, 2, 7], то юрско-неокомовые магматические образования Центральной Чукотки, включающие гранитоидные батолиты, мелкие интрузивы и реликты вулканических толщ известково-щелочной серии, уверенно интерпретируются как следы субдукционной магматической провинции андийского типа.

Для двух образцов из штока габброидов с правобережья р. Правый Телеакай получены почти идентичные значения $U-Pb$ -возраста около 196 млн лет (см. рис. 2 н, о). Эта первая раннеюурская дата, определённая для магматических пород Чукотки, даёт основания предполагать, что субдукционная окраина Чукотского микроконтинента сохраняла активность на протяжении, как минимум, 70 млн лет (возможно, с перерывами).

Таблица. Список образцов магматических пород, взятых на левобережье р. Амгуэма и в верховьях пр. Паляваам, Пегтымель и Вэльмай и использованных для U–Pb-датирования зёрен циркона

№ п/п	Номер пробы	Порода	U–Pb- возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)	Долгота (град)	Сев. широта (град)
1	1026.05	Граносиенит	103.5 \pm 1.0	179.737829	67.837954
2	1028.01	Субщелочной гранит	103.2 \pm 1.0	179.702033	67.839535
3	1034.01	Гранодиорит	99.9 \pm 0.9	179.300916	67.936851
4	1067.01	Гранит	126.8 \pm 1.2	178.110236	67.929333
5	1091.01	Субщелочной лейкогранит	135.2 \pm 1.2	178.249431	67.830949
6	1149.01	Игнimbрит трахириолита	85.8 \pm 0.8	178.041056	67.500753
7	1205.01	Субщелочной гранит	114.3 \pm 1.6	179.138983	67.537193
8	1206.01	Субщелочной лейкогранит	72.6 \pm 1.2	179.304503	67.439387
9	1218.01	Диорит	143.2 \pm 2.4	178.345262	67.647946
10	1240.01	Игнimbрит риолита	96.0 \pm 0.6	178.306770	67.589596
11	1261.01	Субщелочной гранит	131.2 \pm 1.2	178.366745	67.549308
12	1318.01	Габбро	195.8 \pm 1.9	178.031639	67.641690
13	1341.01	Габбро	196.2 \pm 1.9	178.028732	67.619201
14	1374.01	Гранит	128.0 \pm 0.7	179.207239	67.632002
15	1398.01	Граносиенит	105.8 \pm 1.1	179.646833	67.748808
16	1401.01	Субщелочной гранит	124.3 \pm 1.0	179.663452	67.640613
17	1413.01	Кварцевый диорит	140.5 \pm 1.0	179.155229	67.719510
18	1440.01	Гранит	132.0 \pm 1.1	178.672907	67.795310
19	SL1	Гранодиорит	107.0 \pm 1.0	176.788278	68.509917
20	T10-52	Туф риолита	140.8 \pm 1.2	176.744111	68.270861
21	T10-47e	Игнimbрит риолита	140.4 \pm 1.1	176.783889	68.285750
22	T10-82	Игнimbрит риолита	140.9 \pm 1.0	177.172250	68.267556
23	38736/90	Туф риолита	142.5 \pm 1.4	176.722036	67.949538
24	3876a/90	Туф риолита	146.0 \pm 2.4	176.740976	67.949332
25	7938д/91	Гранодиорит-порфир	145.5 \pm 1.8	177.071780	67.956874
26	7155a/89	Туф дасита	84.55 \pm 0.50	177.080683	67.815497
27	09-353/1	Гранит-порфир	93.74 \pm 0.82	–178.015549	67.201816
28	09-341	Сиенит	135.6 \pm 1.0	–177.682394	66.995077

Примечание. Анализы 1–18 – новые данные, 19–28 – данные, опубликованные ранее [5, 10, 12, 19]. Отрицательные значения долготы приведены для проб, взятых в западном полушарии.

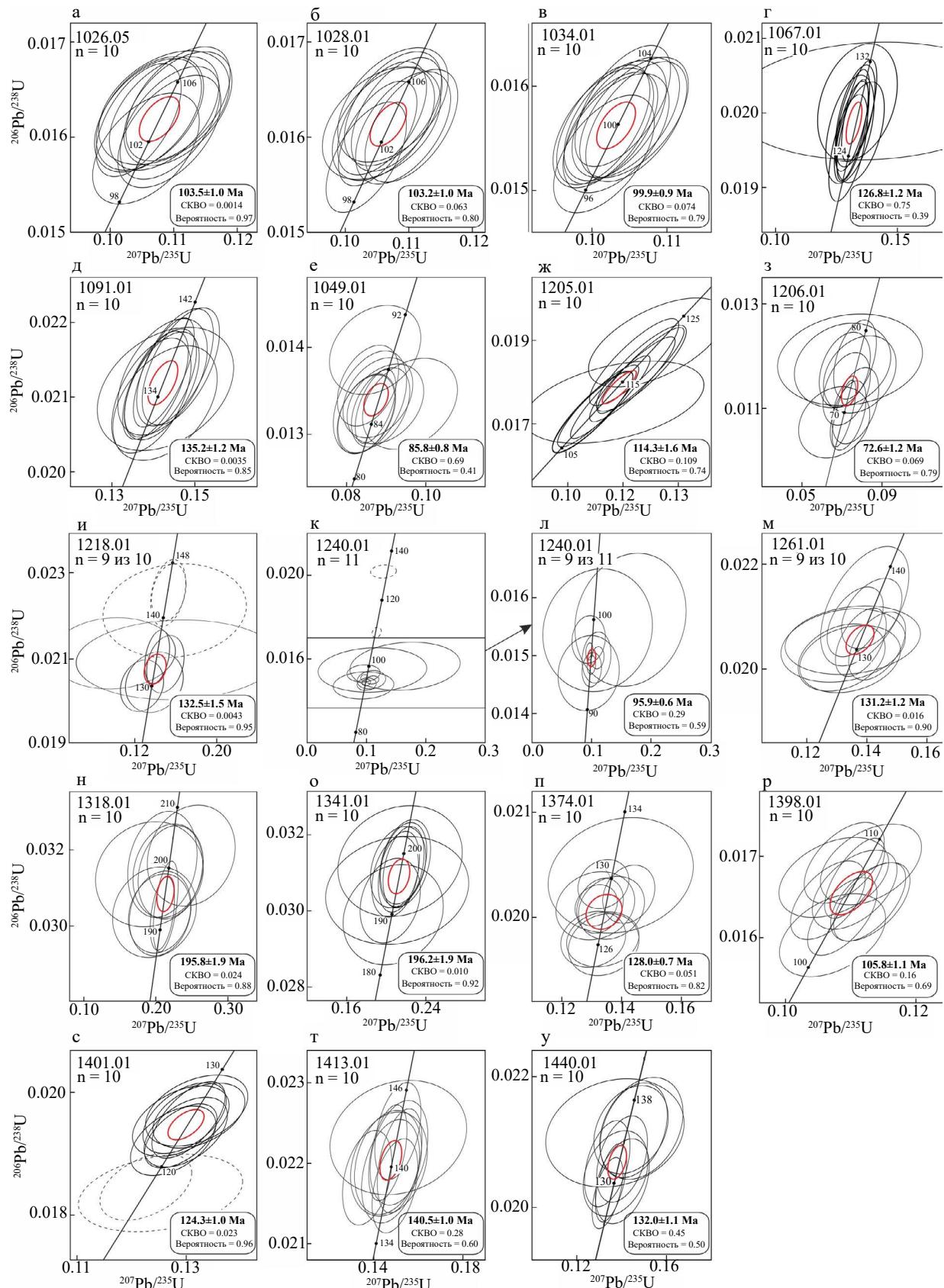


Рис. 2. Результаты U-Pb-датирования образцов магматических пород левобережья р. Амгуэма (лист Q-60-V, VI). Названия пород и координаты точек отбора образцов приведены в таблице. Размер эллипсов погрешности соответствует величине 2σ . Пунктиром показаны эллипсы для точечных анализов, исключённых из расчёта возраста образцов

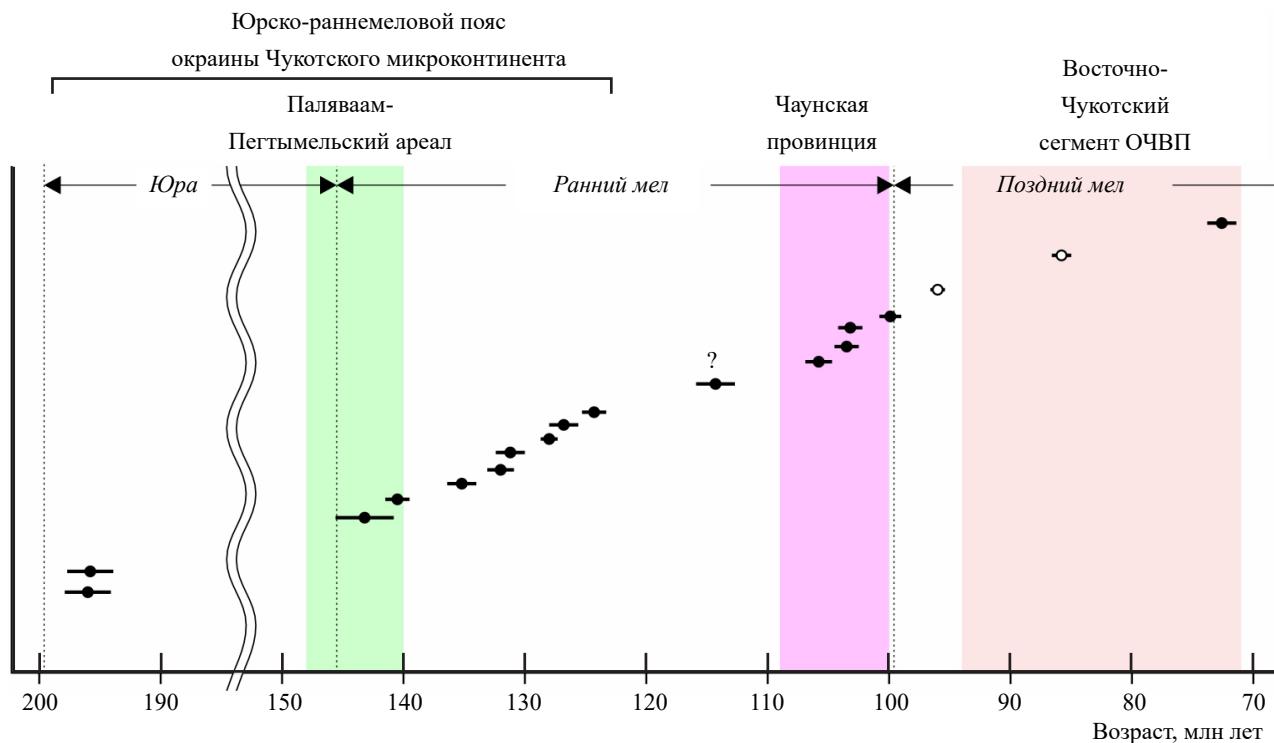


Рис. 3. Диаграмма U-Pb-возраста магматических пород левобережья р. Амгуэма. Горизонтальные отрезки — погрешность определений (2σ). Знаки с чёрной заливкой — плутонические породы, без заливки — вулканиты. Цветной заливкой показаны временные интервалы формирования Палываам-Пегтымельского магматического ареала [10, 19], Чаунской магматической провинции [20] и Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП [10, 11]

U-Pb-возраст субшелочного гранита дополнительной фазы Чануанского массива составил 114.3 ± 1.6 млн лет, что значительно (минимум на 10 млн лет) моложе прочих U-Pb-дат для пород предполагаемого окраинно-континентального пояса. О месте аптского магматизма в истории Центральной Чукотки, при ограниченном объёме данных, судить пока сложно. Отметим лишь, что в западной части Чукотского блока аптский магматизм (123–112 млн лет) проявлен широко и, предположительно, имеет постколлизионную природу [14].

В составе доальбских магматических комплексов Центральной Чукотки интрузивные породы резко преобладают над вулканитами. Вероятно, это следствие глубокого эрозионного среза юрско-раннемеловой магматической провинции. На это же указывают парагенезисы пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма, выявленные в реликтах вулканических толщ соответствующего возраста [11].

Некоторые гранитоидные интрузивы, сформированные синхронно с плутонами Чаунской провинции (109–100 млн лет), в пределах листа

Q-60-V, VI имеют выраженную линейную форму и северо-западное простиранье, резко отличающееся от простирания более древних интрузивных тел и их групп (см. рис. 1). Эти признаки хорошо согласуются с предположением о внедрении магм Чаунской провинции в обстановке правосдвиговых смещений вдоль разрывов северо-западного простирания [17].

Возраст самых молодых магматических пород листа Q-60-V, VI (72.6 ± 1.2 млн лет) вполне согласуется с данными о возрасте верхних толщ Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП и подтверждает предположение о сравнительно позднем завершении активности данного участка вулканического пояса (72–71 млн лет против 76–74 млн лет на других участках [11, 12, 17, 20]).

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные подтверждают предположение [1, 6, 8] об активном характере южной (в современных координатах) границы Чукотского континентального террейна, как минимум, в титон-барремское время (147–127 млн лет).

2. Присутствие в пределах Центральной Чукотки раннеюрских (около 196 млн лет) габбройдов позволяет предполагать продолжительную магматическую активность окраины Чукотского блока, возможно, охватывающую весь юрский период.

3. Альбские гранитоиды рассматриваемой территории (106–100 млн лет), с большой вероятностью, связаны с тектономагматической системой Чаунской провинции [11, 14]. Внедрение магм в этот период в значительной степени контролировалось разрывами северо-западного простирания, что отличает альбские интрузивы от более древних.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы и U–Pb-датирование цирконов выполнены в соответствии с Госзаданием № 049-00016-21-00, выданным ФГБУ ВСЕГЕИ. Работа П.Л. Тихомирова по интерпретации результатов выполнялась при поддержке РНФ (грант № 23-17-00112), по подготовке статьи – в рамках Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л. М., Ноклеберг У. Дж., Монгер Дж. У.Х., Нортон И. О., Стоун Д. Б., Фуджита К., Ханчук А. И., Шолл Д. У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
2. Соколов С. Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
3. Kuzmichev A. B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.
4. Miller E. L., Meisling K. E., Akinin V. V., Brumley K., Coakley B. J., Gottlieb E. S., Hoiland C. W., O'Brien T. M., Soboleva A., Toro J. Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: Displacement of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic. London: Geological Society (Special Publications), 2018. V. 460. No. 1. P. 57–120.
5. Mouseev A. B., Маскаев М. В., Ульянов Д. К., Соколов С. Д., Беляцкий Б. В. Кульпольнейский вулканический комплекс Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка): состав, возраст и палеотектонические интерпретации // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 42–48.
6. Ватрушкина Е. В., Тучкова М. И., Соколов С. Д. Позднеюрский–раннемеловой надсубдукционный вулканализм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.
7. Amato J. M., Toro J., Akinin V. V., Hampton B. A., Salnikov A. S., Tuchkova M. I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. V. 11(5). P. 1530–1564.
8. Tikhomirov P. L., Kalinina E. A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.
9. Лучицкая М. В., Соколов С. Д., Mouseev A. B. Этапы позднемезозойского гранитоидного магматизма Чукотки (Северо-Восток России) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2013. Т. 450. № 1. С. 1–6.
10. Pease V., Miller E., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin. London: Geological Society (Special Publications), 2017. V. 460. P. 159–182.
11. Тихомиров П. Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканализма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
12. Акинин В. В., Миллер Э. Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
13. Варламова В. А., Малышева Г. М., Вяткин Б. В., Звизда Т. В., Жуков В. А., Коваленко А. В., Казинский В. А. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту “Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО” (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь: ФГУПП “Георегион”, 2004.
14. Tikhomirov P. L., Luchitskaya M. V., Prokofiev V. Yu., Akinin V. V., Miller E. L., Isaeva E. P., Palechek T. N., Starikova E. V., Boldyreva A. I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of western and northern Chukotka (northeast Russia) based on zircon U–Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2024. V. 66. Issue 2. P. 607–632.
15. Schuth S., Gornyy V. I., Berndt J., Shevchenko S. S., Karpuзов А. F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U–Pb

- Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3. P. 289–296.
16. Тихомиров П. Л., Луцицкая М. В., Шац А. Л. Возраст гранитоидных plutонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U–Pb датировки цирконов // Доклады РА Н. Науки о Земле. 2011. Т. 440. № 4. С. 507–510.
17. Akinin V. V., Miller E. L., Toro J., Prokopiev A. V., Gottlieb E. S., Pearcey S., Polzunenkov G. O., Trunilina V. A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103272.
18. Тарасенко А. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пыкараамская. Лист Q-1-VII, VIII (Амгуэма). Объяснительная записка. СПб., 2023.
19. Гульпа И. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пыкараамская. Лист Q-1-XXI, XXII (устье р. Чевтакан). Объяснительная записка. СПб., 2020.
20. Тихомиров П. Л., Лебедев И. Е., Пасенко А. М., Люлье Ф., Алексеев Д. В., Павлов В. Э. “Верхние базальты” Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // Доклады РА Н. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 47–52.

THE JURASSIC THROUGH EARLY CRETACEOUS MAGMATIC BELT OF THE SOUTHERN MARGIN OF CHUKOTKA TERRANE (NORTHEASTERN RUSSIA): NEW ZIRCON U–Pb AGE DATA

© 2025 P. L. Tikhomirov^{a,b,✉}, M. S. Gulpa^c

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtarev April 27, 2024

^aO.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bN.A. Shilo Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Magadan, Russia

^c“Northeastern Economic Geology Association” Joint Stock Company, Magadan, Russia

[✉]E-mail: petr_tikhomirov@mail.ru

The U–Pb dating of zircons from igneous rocks of the Central Chukotka area (left bank of the Amguema River) indicated that two granitic batholiths (Telekai and Chanuan massives) and the series of smaller plutons have been formed during 143–127 Ma time span. This age is substantially older than that determined for the greater part of the North Chukotka's granites (109–100 Ma). Both new and published isotopic age data infer that there was a large subduction related magmatic belt at the margin of the Chukotka continental block – at least, during the Late Jurassic and Neocomian time. Then, the newly discovered Early Jurassic U–Pb ages of Chukotka's igneous complexes (ca. 196 Ma) imply much longer duration of magmatic activity at the margin of the Chukotka microcontinent. The Albian granitic plutons of the observed area (106–100 Ma) were controlled by a different fault system, and they are probably related to a separate magmatic event.

Keywords: Chukotka terrane, Jurassic and Cretaceous periods, Andean type magmatic belt, U–Pb geochronology, magmatic pulses

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОВ КАРСКОГО ОРОГЕНА (СЕВЕРНЫЙ ТАЙМЫР, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АРКТИКА): ПРИМЕНЕНИЕ ТРЕХМЕРНОГО ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2025 г. Академик РАН В. А. Верниковский^{1,3}, А. Н. Семенов^{2,3}, О. П. Полянский²,
А. В. Бабичев^{2,3}, А. Е. Верниковская^{1,3}, Н. Ю. Матушкин^{1,3,*}

Поступило 26.09.2024 г.

После доработки 30.09.2024 г.

Принято к публикации 30.09.2024 г.

В работе рассматривается формирование постколлизионных гранитоидов Карского орогена на Северном Таймыре в условиях повышенного теплового потока вследствие распада орогена на предплюмовом этапе его развития (280–250 млн лет назад) на основе применения трёхмерного численного моделирования. Начальная геометрия модельной области, граничные условия и физические свойства для коры и мантии подобраны соответствующими строению земной коры зоны сочленения Карского, Центрально-Таймырского и Сибирского блоков. Проведено сравнение результатов моделирования в двух- и трёхмерной постановке при полностью идентичных параметрах модели и физических свойств веществ, характеризующихся числом Рэлея. Установлено, что 3D-моделирование является более реалистичным и корректным способом описания соответствующих магматических процессов относительно 2D-постановки. Показано, что в основании земной коры в области моделирования на глубине около 50 км устанавливается зона плавления континентального корового материала, возможно при участии небольшого вклада мантийного компонента, генерирующая подъём магмы и формирование группы пространственно сближенных гранитоидных массивов. Становление массивов с диаметром 10–20 км происходило на глубинах от 14 до 8 км на протяжении 15 млн лет, что близко к реальному геологическому положению постколлизионных штоков Карского орогена.

Ключевые слова: Арктика, Карский ороген, Северный Таймыр, Сибирский кратон, коллизия, плюм, граниты, термальная модель, 3D-моделирование

DOI: 10.31857/S2686739725010097 EDN: GWPJHV

ВВЕДЕНИЕ

Карский ороген представляет собой одну из ключевых структур Арктики, простирающуюся вдоль северной части Таймырского полуострова почти на 1000 км. Его формирование

произошло в результате косой коллизии Карского микроконтинента с Сибирью в течение каменноугольного–триасового периодов (обзор литературы в [1, 2]). Орогенный пояс вмещает большой объём гранитоидов и метаморфических пород разных фаций (рис. 1). На основе геолого-структурных, петро-геохимических и U–Th–Pb-изотопных данных для цирконов из гранитов выделены стадии синколлизионного (315–282 млн лет), и постколлизионного (264–248 млн лет), гранитоидного магматизма ([3, 4] и обзор литературы в них). В структуре Карского орогена гранитоиды размещены зонально – в западной и центральной частях региона – преимущественно синколлизионные, а в восточной части – постколлизионные (см. рис. 1). Синколлизионные гранитоиды

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

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

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

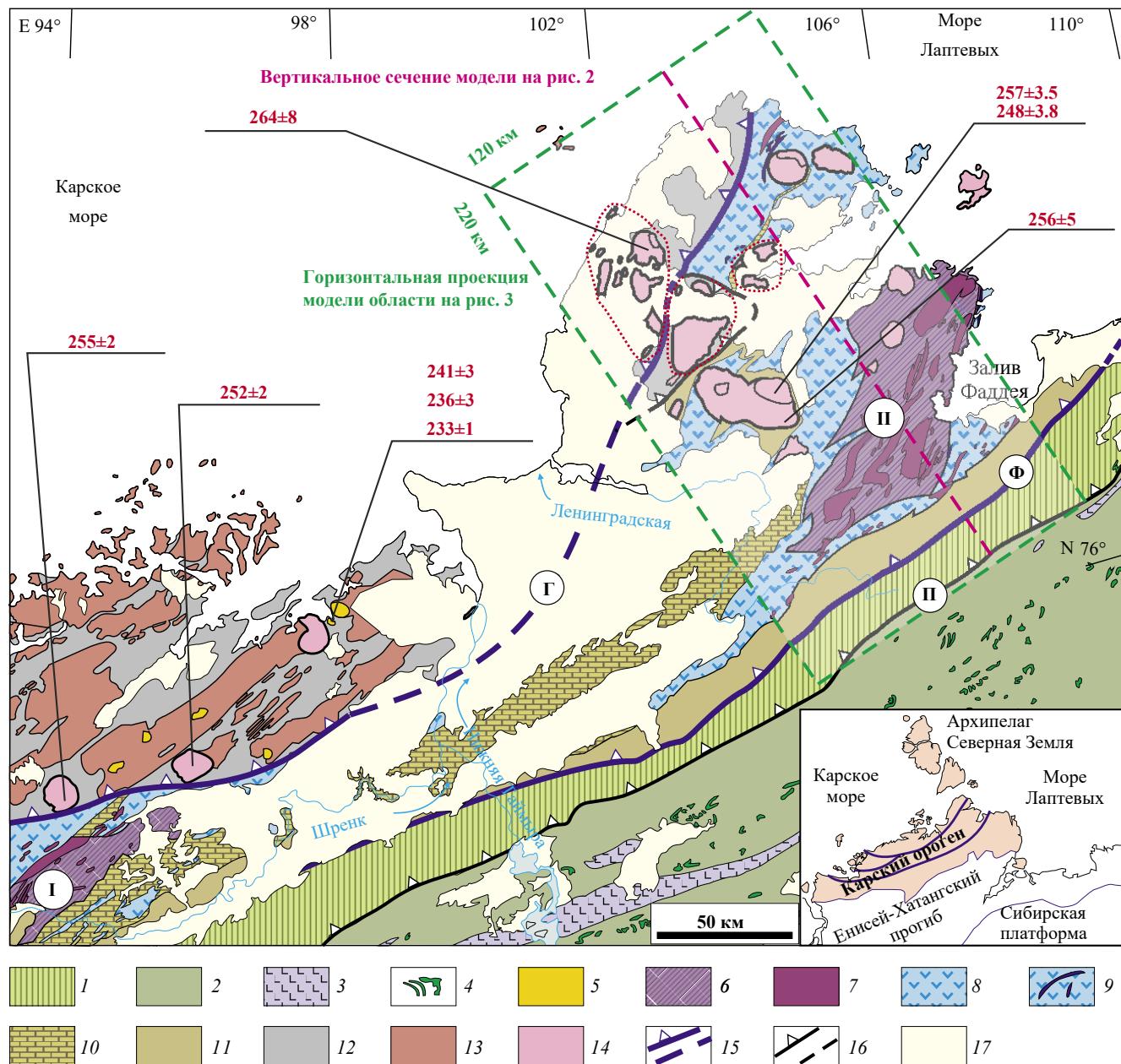


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема северо-восточной части Карского орогена по [2] с изменениями. 1–2 – Южный домен (Южно-Таймырский складчатый пояс) – деформированная пассивная окраина Сибирского палеоконтинента: 1 – преимущественно доломиты и известняки Северо-Быррангской зоны ($O-C_2$); 2 – преимущественно песчаники, аргиллиты и угленосные отложения Южно-Быррангской зоны (C_3-P_2); 3–5 – образования Сибирских траппов (P_3-T_1): 3 – базальты и туфы; 4 – долеритовые силлы; 5 – щелочные и субщелочные сиениты, граниты и монцониты (249–233 млн лет); 6–10 – Центральный домен (Центрально-Таймырский аккреционный пояс): 6 – Мамонто-Шренковский (I) и Фаддеевский (II) гранитно-метаморфические терреинны (PP–MP); 7 – неопротерозойские гранитоиды (940–850 млн лет); 8 – островодужные комплексы (NP_{1-3}); 9 – офиолиты, включая плагиограниты (750–730 млн лет); 10 – карбонатные терреинны; 11 – деформированный чехол Сибирского палеоконтинента (NP_3-C_1); 12 – Северный домен (Северо-Таймырский (Карский) блок) – пассивная окраина Карского микроконтинента (NP_3-E); 13 – синколлизионные граниты (315–305 и 287–282 млн лет); 14 – постколлизионные граниты (264–248 млн лет) (красным пунктиром – предполагаемые контуры интрузий); 15 – тектонические швы – надвиги (Г – Главный Таймырский, Ф – Пясино-Фаддеевский); 16 – П – Пограничный надвиг; 17 – перекрывающие отложения (J–Q). Значения U–Pb-возраста по цирконам взяты из [1, 2, 5, 6]

локализуются в зонах мигматизации среди пород амфиболитовой фации метаморфизма и представлены, в основном, гранодиоритами и гранитами, менее диоритами. Они формируют разные по размеру неправильной формы тела – линзообразные от первых метров среди мигматитов до крупных (несколько сотен км²) массивов, часто вытянутой формы, согласно простирации складчатых и сдвигово-надвиговых структур (обзор литературы в [3]).

Постколлизионные гранитоиды прорывают породы и северного, и центрального доменов, в том числе неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Центрально-Таймырского аккреционного пояса, формируя отчёлочные контактовые ореолы роговиков [1, 2]. Они имеют овальную и округлую форму plutонов, небольшие размеры, обычно до нескольких десятков км² (см. рис. 1). Их вещественный состав более разнообразен, чем у вышеописанных синколлизионных разностей. Они представлены порфировидными биотитовыми гранитами, субщелочными гранитами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, амфибол-биотитовыми кварцевыми сиенитами и монцонитами от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых разностей преимущественно щёлочно-известковой магматической серии. Эти породы обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как K, Ba и Sr (обзор литературы в [2]). Внедрение аллохтонных постколлизионных гранитов происходило в заключительную стадию коллизии, после прекращения основных движений Карского микроконтинента в сформировавшейся складчато-надвиговой структуре. Об этом свидетельствует относительно изометрическая форма массивов и отсутствие в них деформаций.

В предыдущих работах, рассматривающих механизмы формирования Карского орогена на синколлизионной и постколлизионной стадиях [3, 4]. Использовалось двумерное моделирование (2D) в постановке задач плоских деформаций, рассматривающее сечение орогена, перпендикулярное Главному Таймырскому шву. Применение двумерной модели Карского орогена было обосновано большой протяжённостью главных разломов и квазилинейной структурой орогена в продольном направлении (северо-восток – юго-запад).

На основе моделирования предложен механизм образования синколлизионных гранитоидов Карского орогена за счёт теплогенерации от радиоактивных элементов в утолщённой коре

орогена без значимого вклада мантийных источников тепла [3]. Показано, что между началом скучивания (утолщения) коры и основным импульсом гранитоидного магматизма в коллизионных орогенах существует временной интервал длительностью около 25 млн лет, требующийся для разогрева земной коры до температур формирования гранитных расплавов. Предложен реалистичный сценарий неравномерного по фронту орогена сближения плит (косой коллизии), объясняющий последовательность этапов синколлизионного магматизма в Карском орогене в интервалах 315–304 и 287–282 млн лет назад.

Для этапа постколлизионного магматизма была разработана 2D-модель с учётом строения Карского орогенного пояса, испытавшего тектоническое скучивание и утолщение коры с образованием мощного гранитного слоя с повышенным содержанием радиоактивных источников тепла [4]. В этой модели предполагается, что Сибирский суперплюм на начальной стадии воздействовал на литосферу как термальный, с избыточной температурой около 250 °С относительно окружающей мантии, а его апикальная часть находилась в области сочленения края Сибирской и Карской плит согласно [7]. Такой температурный градиент вызвал повышенный тепловой поток над плюмом, разогревший и размягчивший зону контакта плит. Под действием теплового потока в “предплюмовый” период развития Карского орогена температура в основании земной коры увеличивается примерно на 100 °С, чего достаточно для повторного плавления в глубинных участках коры. Однако модель в двумерной постановке не позволила решить задачу о формировании постколлизионных гранитоидных интрузивов, наблюдавшихся в верхних, неметаморфизованных осадочных комплексах.

Проблема внедрения магмы в холодные слабо консолидированные осадки до сих пор остаётся малоисследованной, поэтому для этой цели нами построена трёхмерная термомеханическая численная модель, основанная на решении замкнутой системы уравнений Навье–Стокса с экспериментально установленным реологическим законом поведения среды. Постановка задачи и результаты моделирования приводятся ниже.

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ

Постановка задачи термомеханического численного моделирования определялась следующими ограничениями, исходя из имеющихся геологических данных.

1. Предполагается условие отсутствия мантийных базитовых магм, так как гранитоиды постколлизионного этапа магматизма имеют возраст, предшествующий пермо-триасовому рубежу главной фазы излияния траппов (251–250 млн лет назад).

2. Ввиду большой продолжительности тектонического этапа распада орогена (первые десятки млн лет) в сравнении с кратковременным, импульсным воздействием магматического события (не более сотен тысяч – миллиона лет) предполагалось длительное действие повышенного мантийного теплового потока в качестве причины плавления и формирования гранитоидов.

3. В настоящей работе рассматриваются локальные проявления постколлизионного гранитоидного магматизма на отдельных участках орогена. Магматические образования представлены группами небольших тел гранитоидов овальной или округлой в плане формы размером не более 10–30 км в диаметре и поэтому существенным моментом для реконструкции формирования интрузивов является выбор размерности модели.

Двумерное моделирование позволяет адекватно описывать поведение систем, которые мало изменяются в одном из направлений в прямоугольных или цилиндрических координатах. Геологическими объектами применения двумерных моделей служат, например, магматические пластовые тела даек и силлов. Постколлизионные гранитоидные тела Карского орогенного пояса невозможно описать в рамках плоско- или осесимметричной структуры ввиду нерегулярной формы тел и случайного взаимного расположения массивов (см. рис. 1). Поэтому единственным возможным подходом является применение трёхмерного моделирования.

Моделирование проводилось для постколлизионного этапа (пермский–раннетриасовый) длительностью ~30 млн лет (280–250 млн лет). Предполагается, что на предшествующей стадии коллизии произошло утолщение коры за счёт смятия и тектонического скучивания осадочно-метаморфического чехла Карского микроконтинента и Сибирского кратона. В интервале 264–248 млн лет в сформировавшейся складчато-надвиговой зоне происходило внедрение аллохтонных постколлизионных гранитов [2]. Этот магматический эпизод является предметом моделирования в данной работе.

Начальная геометрия модельной области, граничные условия и физические свойства для коры и мантии подобраны соответствующими

строению земной коры зоны сочленения Карского, Центрально-Таймырского и Сибирского блоков. Рассматривался участок земной коры восточной части Центрально-Таймырского блока размером 270*120*65 км (длина-ширина-глубина) в районе Главного Таймырского шва (см. рис. 1). По геофизическим данным задаётся утолщение коры от 40 км в Карском блоке (Северный домен) до 46 км под Центральным. Во фронтальной зоне Главного Таймырского надвига мы предполагаем наличие утолщённого до 50 км “киля” земной коры шириной 100 км основываясь на сейсмических данных и по аналогии со строением орогенов Альпийского типа [8].

Теплофизические, реологические свойства и мощность радиогенного тепла вещества тектонических блоков коры задавались аналогичными, как в работах [3, 4]. Границыми температурными условиями являются: мантийный тепловой поток вне орогенного пояса 18 мВт/м², теплоизолированные боковые границы, постоянная температура на поверхности. Под Карским орогеном в полосе шириной 90 км задан повышенный мантийный тепловой поток, который варьировал в моделях от 36 до 72 мВт/м² [9].

Повышенный поток тепла предполагается ввиду двух факторов: (1) в связи с наличием утолщённого теплогенерирующего корового слоя под орогеном и (2) эффектом теплового воздействия на литосферу подошедшего мантийного суперплюма к основанию утонённой до 160 км литосферы [10]. Температурное распределение в земной коре и мантии в начальный момент времени задается линейным от 0 на поверхности до 850 °С на нижней границе модели на глубине 65 км. За начальный момент (модельное время $t = 0$) в расчётах принят возраст 280 млн лет, т.е. момент завершения коллизионной стадии, маркируемой возрастом внедрения наиболее поздних синколлизионных гранитов (282 млн лет назад).

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса ANSYS Fluent, система уравнений и описание численного метода изложены в [11].

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты моделирования приведены в виде эволюционных картин, которые показывают форму поверхности солидуса и распределение температуры во вмещающих породах и в области частичного плавления. На рис. 2 показана изотермическая поверхность с температурой

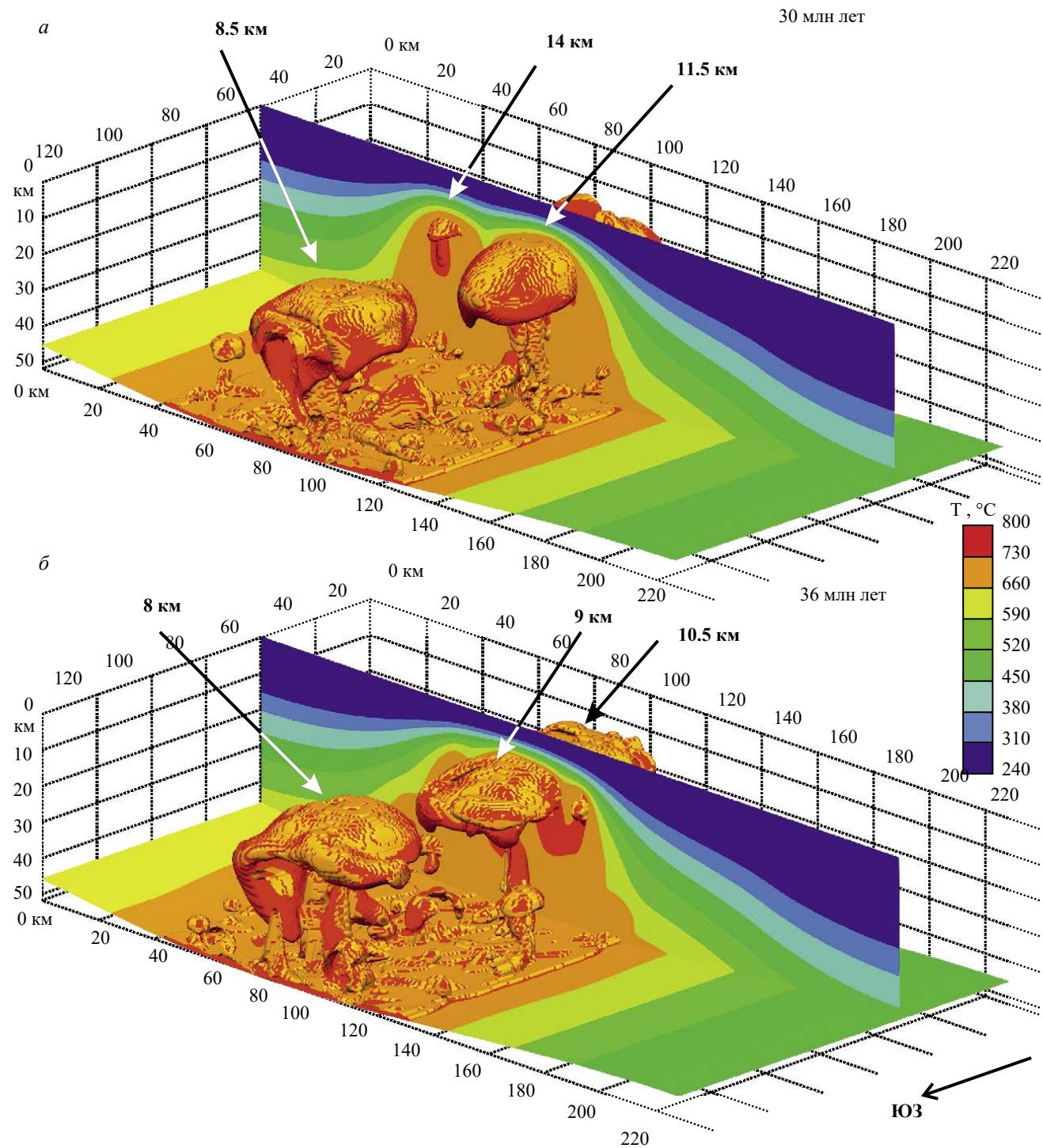


Рис. 2. Результаты 3D-моделирования. Область соответствует прямоугольнику на рис. 1, где левый дальний край модели относится к Карскому блоку, правый ближний – Центрально-Таймырскому, нижняя поверхность – основание земной коры. Показана изотермическая поверхность солидуса в момент 30 (а) и 36 (б) млн лет от начала действия повышенного теплового потока, максимальный подъём обозначен метками. Цветовая шкала дана в интервале 240–730 °С для детализации структуры массивов

солидуса 730 °С, которая является границей области плавления в земной коре, а также температура в вертикальном поперечном сечении и на поверхности раздела земная кора-мантия. Во всех моделях плавление наступает в наиболее погруженной и нагретой области коры. Вертикальный подъём магмы происходит в области утолщённой коры под действием повышенного теплового потока. Практически одновременно с началом действия повышенного теплового потока расплавы, сформированные в низах земной коры в процессе её утолщения на синколлизионном этапе (315–282 млн лет назад), становятся мобильными за счёт повторного (постколлизионного) плавления коры. Процесс подъёма магматического материала начинается при достижении доли расплава примерно 6–7%. Эти значения степени плавления гранитного вещества соответствуют реологическому порогу при объемной доле расплава 6–8%. Формирование расплавов происходит в месте перехода от утолщённой земной коры с повышенной мощностью тепловыделения к нормальной. Максимальная температура вблизи основания земной коры достигает 780 °С. Это место является областью формирования расплава. Среднее время подъёма магмы, достигающей глубин 8–10 км, составляет примерно 15 млн лет, после чего происходит повторные подъёмы порций магмы с формированием менее крупных тел с периодичностью 1–2 млн лет.

Плутоны (штоки) гранитоидов формируются практически в неметаморфизованной верхней коре. Процесс имеет характер периодического: расплавленная магма при подъёме охлаждается и частично кристаллизуется, а в основании коры плавление продолжается ввиду непрерывного действия, повышенного мантийного теплового потока и формируются новые порции расплава, которые поднимаются по разогретому пути подъёма магмы.

На горизонтальных сечениях на рис. 3 представлена эволюция температуры на глубинах 10 и 15 км на моменты от 27 до 36 млн лет от начала действия повышенного теплового потока. Важно отметить, что в модели внедрение происходит в форме “кластера” из нескольких тел размером около 30–35 км в диаметре, который не смещается с течением времени. Расстояние между телами может достигать 10–15 км. В дальнейшем следующие порции магмы поднимаются по наиболее прогретому пути и в таких местах магма достигает максимального уровня подъёма до 8–10 км.

Проведено сравнение результатов моделирования в двух- и трёхмерной постановке при полностью идентичных параметрах модели

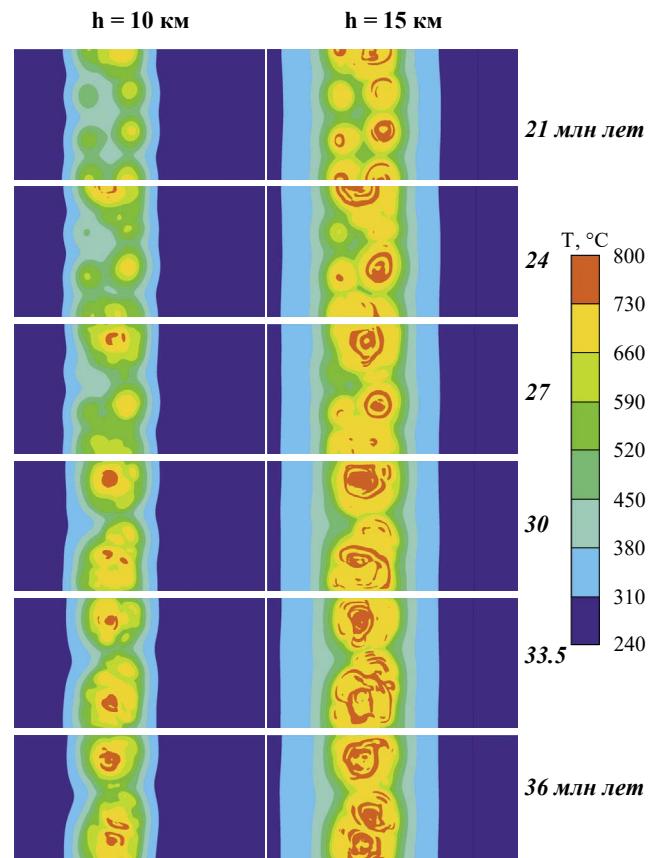


Рис. 3. Горизонтальные сечения модели (рис. 2) на глубине 10 и 15 км для моментов времени 21, 24, 27, 30, 33.5 и 36 млн лет, что соответствует геологическому времени 260–245 млн лет назад. Красные области с температурой >730 °С показывают форму и положение в плане массивов на данный момент времени

и физических свойств веществ, характеризующихся числом Рэлея $Ra = ga\Delta T d^3 \rho / \mu \kappa$, где символы означают (последовательно): ускорение свободного падения, тепловое расширение, перепад температуры, толщина коры, плотность, вязкость и температуропроводность.

В настоящий момент развитие численных методов и вычислительной техники даёт возможность исследователям вести моделирование конвективных течений Релея–Бенара не только в плоскости (2D), где присутствуют две пространственные координаты, но и в трехмерной (3D) постановке. В связи с этим возникает ряд проблем интерпретации получаемых результатов в 2D-постановке и результатов, получаемых с введением третьей координаты (3D), которые обсуждаются в [12–15].

Решая задачу конвекции в 3D-постановке при определённых числах Релея получается стационарное решение (установившаяся конвекция)

в виде продольного температурного вала, ось которого совпадает с направлением третьей координаты. То есть решения задачи в 2D, где третья координата фиксирована, и решения в 3D слабо отличаются [12]. Однако сам переход от режима теплопроводности к режиму конвекции запаздывает в расчётах 3D от расчётов в 2D, но решения всё ещё совпадают. Так же в [12] указано существенное влияние на решение способа пространственной дискретизации (разбиения расчётной области) уравнений Навье–Стокса. Дальнейший переход от температурного вала (валиковая конвекция) к плюмам (ячеистая конвекция) [16] теряет смысл в двумерной постановке, так как мы всегда будем получать решение, которое будет инвариантным относительно третьей координаты. Решения в двумерной постановке в [4] позволяют говорить о плавлении и конвективном движении магмы в форме валов в низах коры, но не могут объяснить механизм формирования штокообразных тел. В связи с этим выбор 3D-постановки становится актуальным с учётом того, что рассматриваемые в работе геологические объекты представляют собой не вытянутые структуры, а нерегулярно расположенные в пространстве тела.

Результаты моделирования в 2D- и 3D-задаче существенно отличаются в характере конвективного движения расплава, температурном поле и форме тел, содержащих частичный расплав (рис. 4). В 3D-модели наблюдается подъём на большую высоту (8–10 км в сравнении с 20–25 км). В 3D-модели наблюдается формирование питающих каналов и головы, происходит отрыв основного тела от области формирования расплава. Расплавы за счёт конвекции интенсивнее локализуются с образованием отдельных массивов. Также существенно изменяется конфигурация температурного поля, отражая мелкомасштабные конвективные движения масс частичных расплавов. Таким образом, 3D-модели несут в себе большую информацию о процессе формирования и объёмной структуре магматических тел.

ВЫВОДЫ

Интерпретация полученных результатов численного моделирования позволяет сделать некоторые петрологические выводы о механизме формирования постколлизионных гранитоидов Карского орогена.

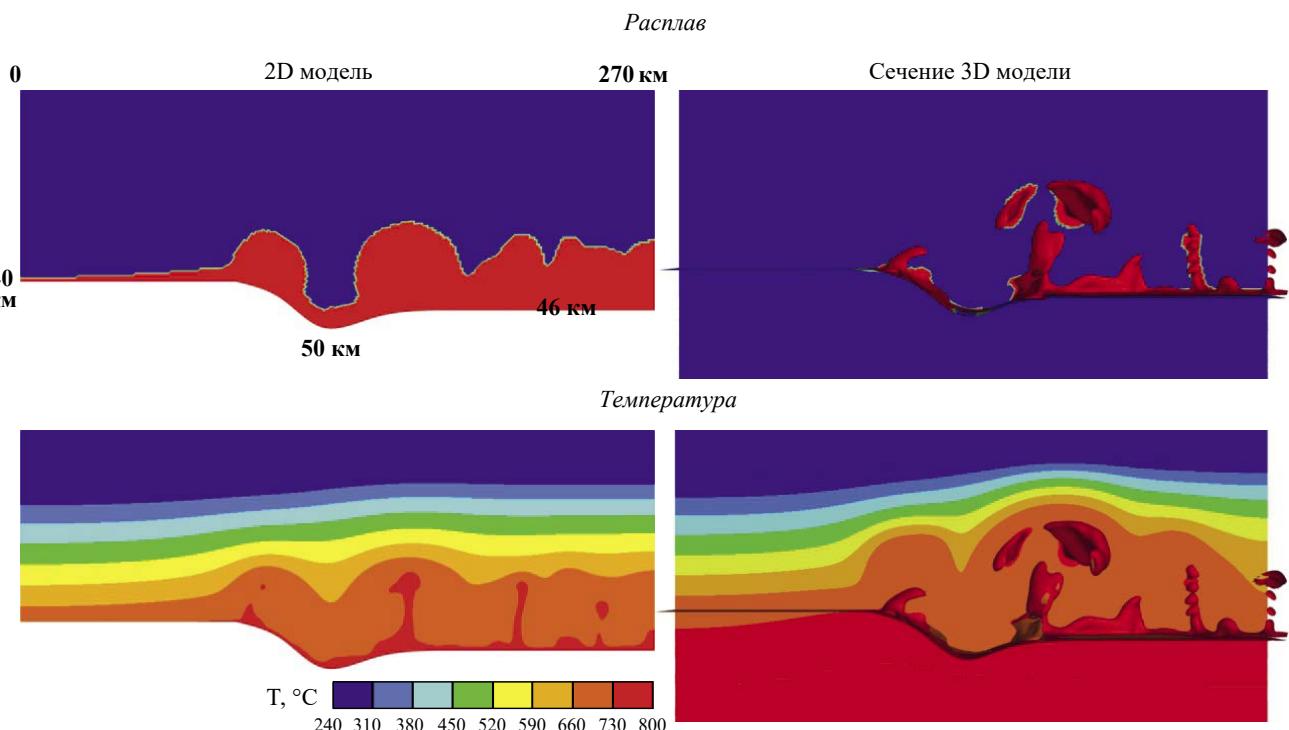


Рис. 4. Сравнение результатов моделирования в двухмерной (слева) и трёхмерной (справа) постановках приведено для подобной геометрии модельной области. Вертикальное сечение в 3D-варианте модели приведено в середине модельной области, где происходит подъём порций частичного расплава на разный глубинный уровень. Показана область частичного плавления (верхний ряд) и температуры (нижний ряд)

Механизм формирования постколлизионных гранитоидов Карского орогена хорошо описывается в рамках трёхмерных моделей прогрева земной коры в условиях повышенного теплового потока вследствие распада орогена на предтрапповом этапе эволюции земной коры северной окраины Сибирской платформы. Возействие мантийного тепла оказывает влияние на состав, условия плавления и внедрения магм в верхнюю кору до момента основной фазы траппового магматизма (251–250 млн лет назад).

Показано, что режим трёхмерной ячеистой конвекции реализуется при использовании полной трёхмерной постановки в отличие от режима двумерной валиковой конвекции, характерного для 2D-задачи плоских деформаций. Таким образом, 3D-моделирование является более реалистичным и корректным способом описания соответствующих магматических процессов.

В основании земной коры, на глубине около 50 км, устанавливается зона плавления континентального корового материала, возможно при участии небольшого вклада мантийного компонента, генерирующая подъём магмы и формирование группы пространственно сближенных гранитоидных массивов. Становление массивов с диаметром 10–20 км происходило на глубинах от 14 до 8 км на протяжении 15 млн лет, что близко к реальному геологическому положению постколлизионных штоков Карского орогена.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 24-17-00057).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области // Труды ОИГГ М. Вып. 831. Новосибирск: Изд. СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
2. Vernikovsky V. A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late Paleozoic – Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // Minerals. 2020. V. 10(6). 571. <http://dx.doi.org/10.3390/min10060571>
3. Верниковский В. А., Полянский О. П., Бабичев А. В., Верниковская А. Е., Проскурин В. Ф., Матушкин Н. Ю. Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2021178>
4. Верниковский В. А., Семенов А. Н., Полянский О. П., Бабичев А. В., Верниковская А. Е., Матушкин Н. Ю. Тектонотермальная модель и эволюция магматизма на постколлизионном (предплумовом) этапе развития Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 56–64. <https://doi.org/10.31857/S2686739724010077>
5. Проскурнина М. А., Проскурнин В. Ф., Ремизов Д. Н., Ларионов А. Н. Кольцевые интрузивы Беспамятнинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения. 2019. № 79. С. 5–22.
6. Khudoley A. K., Verzhbitsky V. E., Zastrozhnov D. A., O'Sullivan P., Ershova V. B., Proskurnin V. F., Tuchkova M. I., Rogov M. A., Kyser T. K., Malyshev S. V., Schneider G. V. Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr–Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey–Khatanga Depression // J. Geodyn. 2018. V. 119. P. 221–241. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002>
7. Sobolev S. V., Sobolev A. V., Kuzmin D. V., Krivolutskaya N. A., Petrunin A. G., Arndt N. T., Radko V. A., Vasiliev Y. R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature. 2011. V. 477. P. 312–316. <https://doi.org/10.1038/nature10385>
8. Jamieson R. A., Beaumont C. On the origin of orogens // GSA Bull. 2013. V. 125(11–12). P. 1671–1702. <https://doi.org/10.1130/B30855.1>
9. Полянский О. П., Филиппов Ю. Ф., Фомин А. Н., Федорович М. О., Ревердатто В. В. Реконструкция динамики погружения и палеотемпературного режима северной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 1. С. 90–108. <https://doi.org/10.15372/GiG2024145>
10. Priestley K., McKenzie D. The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 381. P. 78–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.022>
11. Семенов А. Н., Полянский О. П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1665–1683. <https://doi.org/10.15372/GiG20171104>
12. Lee J. R. On the three-dimensional effect for natural convection in horizontal enclosure with an adiabatic

- body: Review from the 2D results and visualization of 3D flow structure // *Int. Comm. Heat and Mass Transfer*. 2018. V. 92. P. 31–38.
<https://doi.org/10.1016/j.icheatmasstransfer.2018.02.010>
13. *Janssen R. J. A., Henkes R. A. W. M.* Instabilities in three-dimensional differentially heated cavities with adiabatic horizontal walls // *Physics of Fluids*. 1996. V. 8(1). P. 62–74.
<https://doi.org/10.1063/1.868814>
14. *Astanina M. S., Buonomo B., Manca O., Sheremet M. A.* Three-dimensional natural convection of fluid with temperature-dependent viscosity within a porous cube having local heater // *Int. Comm. Heat and Mass Transfer*. 2022. V. 139. 106510.
<https://doi.org/10.1016/j.icheatmasstransfer.2022.106510>
15. *Zhu W., Wang M., Chen H.* 2D and 3D lattice Boltzmann simulation for natural convection melting // *Int. J. Thermal Sci.* 2017. V. 117. P. 239–250.
<https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2017.03.025>
16. *Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. Гео, 2001. 409 с.

FORMATION CONDITIONS OF THE POSTCOLLISIONAL GRANITES OF THE KARA OROGEN (NORTH TAIMYR, CENTRAL ARCTIC): APPLICATION OF 3D NUMERIC MODELING

© 2025 г. Academician of the RAS **V. A. Vernikovsky^{a,c}, A. N. Semenov^{b,c}, O. P. Polyansky^b, A. V. Babichev^{b,c}, A. E. Vernikovskaya^{a,c}, N. Yu. Matushkin^{a,c, #}**

^a*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

^b*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

^c*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

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

Using 3D numerical modeling, we analyze the formation of postcollisional granitoids of the Kara orogen in Northern Taimyr under conditions of elevated heat flow due to the orogen's breakup prior to its mantle plume episode (280–250 Ma). The initial geometry of the model area, the boundary conditions and physical properties for the crust and the mantle have been selected to reflect the structure of the crust in the junction zone of the Kara, Central Taimyr, and Siberian blocks. Comparing 2D and 3D modeling results with identical parameters and medium physical properties defined by the Rayleigh number shows that 3D modeling yields a more realistic and correct description of relevant magmatic processes. At the base of the modeled Earth crust at ~50 km an area of melting of continental crust appears, possibly with slight input of mantle component, which generates magma uplift and the formation of closely spaced granitoid intrusions. Plutons with diameters 10–20 km were emplaced at depths 14–8 km during 15 million years, which is close to the actual geological position of postcollisional stocks of the Kara orogen.

Keywords: Arctic, Kara orogen, North Taimyr, Siberian craton, collision, mantle plume, granite, thermal model, 3D modeling

УДК 549.6

СИММЕТРИЯ И СТРУКТУРНАЯ СЛОЖНОСТЬ МИНЕРАЛОВ ГЛУБИННЫХ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ (ПИРОЛИТОВАЯ МОДЕЛЬ)

© 2025 г. Академик РАН С. В. Кривовичев^{1,2,*}

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 29.08.2024 г.

Принято к публикации 02.09.2024 г.

С использованием индекса Доливо-Добровольского и информационных параметров на основании новых экспериментальных данных рассмотрен вопрос о симметрии и структурной сложности минерального вещества глубинных геосфер в рамках пиролитовой модели мантии Земли. Показано, что, в отличии от ранее сделанных выводов о повышении симметрии минералов с глубиной, поведение количественных параметров симметрии и структурной сложности нелинейно. Симметрия повышается (а структурная сложность понижается) до границы распада рингвудита на бриджманит и “магнезиовиостит” (660 км), после чего происходит понижение индекса Доливо-Добровольского до 18.40 и повышение атомного параметра структурной сложности до 2.786 бит/атом. Такое поведение обусловлено неравномерным и противоположным влиянием температуры и давления на симметрию и структурную сложность кристаллического вещества, что вызвано нелинейным характером усреднённой геотермы коры и мантии Земли. Информационные параметры структурной сложности являются более чувствительным индикатором симметрии, чем индекс Доливо-Добровольского, что связано с учётом первыми особенностей кристаллической структуры конкретных минералов.

Ключевые слова: симметрия, структурная сложность, информация, минералогия, глубинные геосфераы Земли, мантийная геотерма, температура, давление

DOI: 10.31857/S2686739725010109 EDN: GWJMP

ВВЕДЕНИЕ

Симметрия – одно из наиболее фундаментальных свойств минерального вещества [1]. Большое количество накопленных данных о симметрии кристаллических структур минералов позволяет анализировать частоту встречаемости тех или иных видов симметрии и пространственных групп [2] и делать выводы об эволюции симметрии и сложности кристаллического вещества в геологической истории Земли [3–5]. Более сорока лет тому назад

В.В. Доливо-Добровольский изучил – на основании имеющихся тогда данных – эволюцию симметрии земных оболочек и сделал вывод о “закономерном повышении симметрии вещества Земли с глубиной” [6]. В качестве меры симметрии В.В. Доливо-Добровольский использовал усреднённую величину симметрии σ , впоследствии названную индексом Доливо-Добровольского (см. ниже) [4, 5]. Сравнительно недавно вывод о повышении средней симметрии минералов с глубиной был повторен С.К. Филатовым [7] на основании расчётов, сделанных в работе 1984 года [6]. Вместе с тем, большое количество экспериментальных исследований, выполненных за последние 20 лет с использованием современных методов изучения вещества при высоких температурах и давлениях (см. обзоры [8, 9]), в значительной степени расширило и углубило наше понимание минерального состава и структуры геосфер Земли.

¹Федеральный исследовательский центр “Кольский научный центр Российской Академии наук”,
Апатиты, Россия

²Санкт-Петербургский университет,
Санкт-Петербург, Россия
* E-mail: s.krivovichev@ksc.ru

Цель настоящей работы – проанализировать глубинную эволюцию симметрии и структурной сложности кристаллического вещества Земли с использованием последних экспериментальных данных и теоретических методик. Как будет показано ниже, вывод В.В. Доливо-Добровольского о повышении симметрии минералов с глубиной нуждается в существенном уточнении.

МЕТОДОЛОГИЯ

Для исследования строения мантии Земли Т. Рингвудом [10] была предложена так называемая пиролитовая (пироксен+оливин) модель, согласно которой средний состав мантии выражается в молярных процентах следующим образом: 44.71 SiO₂, 38.73 MgO, 8.18 FeO, 3.98 Al₂O₃, 3.17 CaO, 0.13 Na₂O. Несмотря на то, что пиролитовая модель не является единственной, в данной работе она используется как одна из общепринятых моделей состава и строения мантии Земли. Обобщённая диаграмма минерального строения земных оболочек, составленная на основе геофизических данных и экспериментальных исследований, представлена на рис. 1 (использованы работы [11] и [12]). На основании этой диаграммы для различных глубин с шагом 50 км были рассчитаны процентные отношения (в атомных количествах) минеральных видов, составляющих земную оболочку. Несмотря на всю условность и приблизительность таких оценок, они вполне отвечают поставленной задаче изучения эволюции симметрии минерального вещества с глубиной.

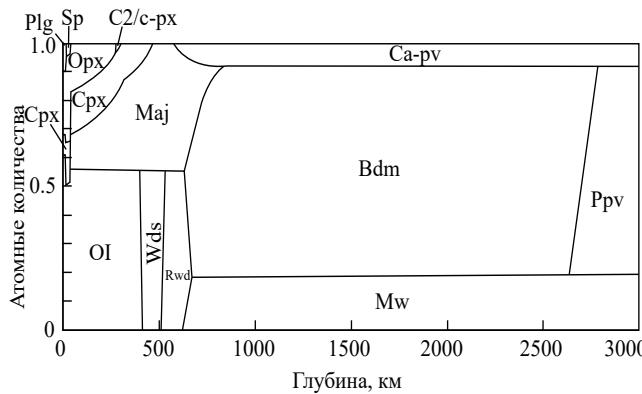


Рис. 1. Диаграмма строения глубинных геосфер Земли до границы “мантия–ядра” (по данным [11, 12]). Расшифровка символов минеральных фаз приведена в таблице

Для оценки средней симметрии минерально-агрегата использовались индекс Доливо-Добровольского σ (характеризующий средний порядок группы голоэдрии соответствующей сингонии минерала) и впервые вводимый в этой работе средний атомный параметр сложности I_G (отражающий среднее количество структурной информации на атом в битах).

Индекс Доливо-Добровольского σ рассчитывался по формуле:

$$\sigma = \sum_{i=1}^n x_i s_i, \quad (1)$$

где x_i – нормализованное атомное количество фазы i в агрегате; s_i – численная характеристика сингонии минеральной фазы, равная порядку группы голоэдрии в данной сингонии (= максимальному порядку точечной группы в сингонии); n – количество фаз в агрегате. Заметим, что

$$\sum_{i=1}^n x_i = 1, \quad (2)$$

а параметр s_i равен 2, 4, 8, 12, 16, 24 и 48 для триклинической, моноклинической, ромбической, тригональной, тетрагональной, гексагональной и кубической сингоний, соответственно. В.В. Доливо-Добровольским [6] в качестве параметра x_i использовалась доля общей массы агрегата, приходящаяся на фазу i , что представляется не вполне корректным в связи с различием молекулярных масс тех или иных минеральных компонентов земных оболочек.

Для расчёта информационных параметров симметрии и сложности кристаллического вещества была использована методика, ранее разработанная в [13, 14]. Согласно этому подходу, сложность кристаллической структуры оценивается как количество информации, приходящейся на один атом в приведённой элементарной ячейке, по следующей формуле:

$$I_G = -\sum_{i=1}^k p_i \log_2 p_i \quad (\text{бит/атом}), \quad (3)$$

где k – число кристаллографических орбит (правильных систем точек или число позиций) и p_i – вероятность случайного выбора атома из i -й правильной системы точек, т.е.:

$$p_i = m_i / v, \quad (4)$$

где m_i – кратность орбиты в приведённой ячейке, v – число атомов в приведенной элементарной ячейке.

Зная значение параметров I_G^i для каждой минеральной фазы в агрегате, средний атомный

параметр сложности $\overline{I_G}$ может быть рассчитан как

$$\overline{I_G} = \sum_{i=1}^n x_i I_G^i. \quad (5)$$

В таблице приведены значения параметров s_i и I_G^i для всех минеральных фаз, фигурирующих на диаграмме на рис. 1. Как уже указывалось, значения параметра x_i оценивались непосредственно из диаграммы с шагом по глубине, равным 50 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 а представлен график изменения величины индекса Доливо-Добровольского σ от глубины. Хорошо видно, что, в отличии от выводов работы [6], повторенных в работе [7], средняя симметрия минерального вещества с глубиной не увеличивается, а ведёт себя нелинейно. Примерно до глубины 600 км индекс σ резко растёт (вещество в среднем становится более

симметричным, причём достигается максимальное значение индекса, равное 48, при котором всё вещество имеет кубическую симметрию), тогда как после 600 км наблюдается резкий спад и с ~880 км до границы “мантия–ядро” индекс σ имеет постоянное значение 18.40.

Поведение параметра $\overline{I_G}$ (рис. 2 б) с глубиной оказалось ещё более неравномерным. До глубины 600 км его величина в целом понижается (что соответствует повышению симметрии и понижению структурной сложности), после чего наблюдается рост, выход на плато (2.786 бит/атом; от примерно 850 до 2650 км) и понижение до величины 1.712, которая сохраняется до границы “мантия–ядро”. Таким образом, поведение параметра $\overline{I_G}$, описывающего структурную сложность (или симметрию кристаллической структуры с учётом пространственной группы и размера элементарной ячейки), более нюансировано, т.е. этот параметр представляется более чувствительным к изменению симметрии, чем индекс Доливо-Добровольского.

Таблица. Характеристики симметрии основных минералов коры и мантии Земли в рамках пиролитовой модели

Минерал	Символ*	Сингония	Пр. гр.**	s_i	I_G^i [бит/атом]
“Плагиоклаз”***	Plg	триклинная	$P\bar{1}$	2	4.700****
“Шпинель”	Sp	кубическая	$Fd\bar{3}m$	48	1.379
“Ортопироксен”	Opx	ромбическая	$Pbca$	8	3.322
“Клинопироксен”	Cpx	монохлинная	$P2_1/c$	4	3.322
“Высокотемпературный клинопироксен”*****	$C2/c$ -px	монохлинная	$C2/c$	4	2.522
“Оливин”	Ol	ромбическая	$Pnma$	8	2.522
Мейджорит	Maj	кубическая	$Ia\bar{3}d$	48	1.595
Вадслеит	Wds	ромбическая	$Imma$	8	2.807
Рингвудит	Rwd	кубическая	$Fd\bar{3}m$	48	1.379
Бриджманит	Bdm	ромбическая	$Pnma$	8	3.374
“Магнезиовюстит”	Mw	кубическая	$Fm\bar{3}m$	48	1.000
“Кальциоперовскит”	Ca-pv	кубическая	$Pm\bar{3}m$	48	1.371
“Пост-перовскит”	Ppv	ромбическая	$Cmcm$	8	1.922

Примечание. * Символы минералов в таблице соответствуют таковым на рис. 1.

** Пр. гр. = пространственная группа.

*** Термины, взятые в кавычки, соответствуют названиям минералов, не утверждённым Международной Минералогической ассоциацией, но широко используемым в геологической литературе.

**** Значение параметра I_G^i для “плагиоклаза” выбрано как среднее значений для альбита (3.700 бит/атом) и анортита (5.700 бит/атом).

***** Высокотемпературная модификация пироксена с пространственной группой $C2/c$.

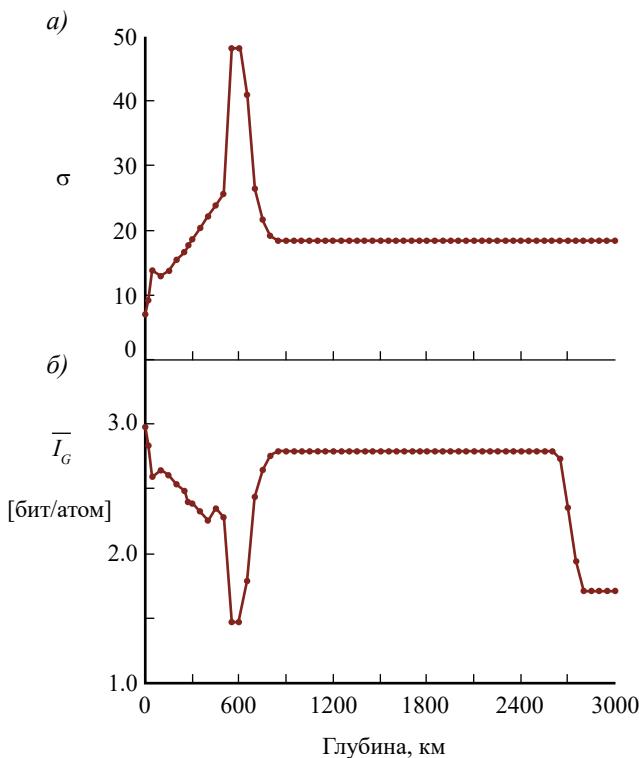


Рис. 2. Зависимость индекса Доливо-Добровольского σ (а) и информационного параметра I_G^i (б) от глубины

Не приходится сомневаться, что расхождение наших результатов с выводом, сделанным в работах [6, 7], связан с появлением новых данных по строению мантии Земли и симметрии составляющих её минералов. Так симметрия бриджманита – первовскитоподобного $MgSiO_3$ – предположительно основного по массе минерала Земли как планеты [15, 16] – является не кубической, как предполагал В.В. Доливо-Добровольский, а ромбической (пространственная группа $Pnma$), причём ромбическая симметрия сохраняется на всём интервале температур и давлений нижней мантии [17]. Следует отметить, что в своей работе В.В. Доливо-Добровольский отмечал, что “для чистого $MgSiO_3$ фаза первовскитового типа имеет искажённую структуру с ромбической симметрией” [6], однако, эту информацию в своих дальнейших выводах не использовал.

ОБСУЖДЕНИЕ

Нелинейное изменение параметров σ и I_G^i требует своего объяснения, которое, по нашему мнению, следует искать в соотношении влияния температуры и давления на симметрию

и структурную сложность вещества. Известно, что имеется статистически значимая тенденция повышения симметрии [18] и понижения структурной сложности [14] кристаллического вещества с увеличением температуры. Несмотря на то, что увеличение давления неоднозначно влияет на структурную сложность, влияние давления и температуры на вещество имеет противоположную направленность. Известны случаи, когда при повышении давления кристаллическое вещество претерпевает фазовые переходы в том же порядке, который наблюдается при понижении температуры. Тогда как повышение температуры приводит к разупорядочению кристаллической структуры, повышение давления, как правило, сопровождается процессами атомного упорядочения.

Хорошо известно, что глубинные температурные и барические градиенты в геосферах Земли имеют различный характер [19]. Если давление с глубиной увеличивается практически линейно (до границы мантии и ядра) с интенсивностью около 30–35 МПа/км [20], глубинные геотермы имеют более сложный характер. На рис. 3 показаны усреднённые геотермы для вариантов полной (whole mantle convection; (а)) и слоистой (layered mantle convection; (б)) моделей мантийной конвекции (для гибридных конвекционных моделей геотермы находятся в промежутке между крайними вариантами) [19]. Из диаграммы видно, что зависимость температуры от глубины имеет две (а) или три (б) точки (или, скорее, интервала) перегиба, когда интенсивность повышения температуры меняется. Температура достаточно резко растёт до глубины около 200 км (как для океанической, так и для континентальной геотерм), после чего рост температуры снижается. При этом симметрия вещества повышается, а структурная сложность понижается (см. рис. 2). Согласно общепринятым представлениям [8], на глубине около 410 км происходит переход оливина Mg_2SiO_4 в вадслеит (ромбическую шпинелеподобную структуру), причём эта реакция является экзотермической и сопровождается выделением тепла в количестве 90 КДж/кг [19]. Это приводит к дополнительному разогреву вещества и резкому повышению индекса σ и падению величины I_G^i до глубины примерно 600–650 км. На глубине 660 км рингвудит (Mg_2SiO_4 с кубической шпинелевой структурой) распадается на кубический “магнезиовюстит” (изоморфная смесь периклаза MgO и вюстита FeO) и ромбический бриджманит $MgSiO_3$. Эта реакция является эндотермической с поглощением тепла в количестве 70 КДж/кг, что вызывает понижение температуры на 70 К [19]. Это охлаждение вещества на фоне постоянного

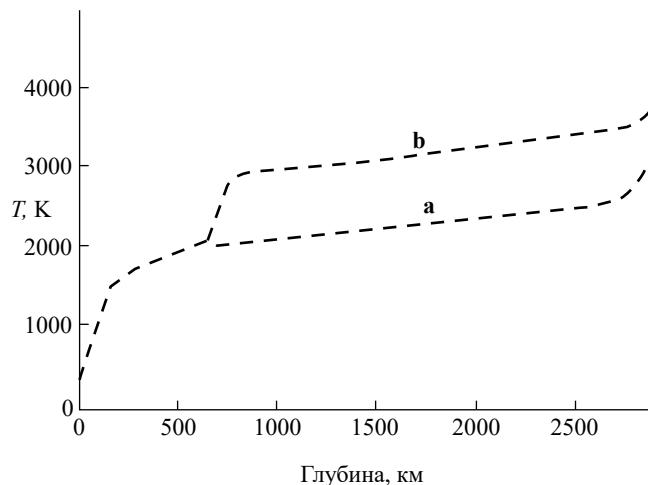


Рис. 3. Усредненные геотермы Земли для моделей полной (а) и слоистой (б) мантийной конвекции (по данным [19] с изменениями)

повышения давления приводит к понижению средней симметрии и повышению структурной сложности. В дальнейшем до глубины примерно 2650 км (до так называемого D'' -слоя) температура растёт монотонно и (согласно принятым на сегодняшний день моделям) фазовый состав мантии не меняется. При приближении к ядру Земли температура повышается и происходит переход бриджманита в “пост-перовскит” со структурой CaIrO_3 , который также имеет ромбическую симметрию [9]. Это никак не отражается на величине индекса Доливо-Добровольского, но непосредственным образом влияет на информационный параметр структурной сложности I_G , который у “пост-перовскита” ниже (1.922 бит/атом), чем у бриджманита (3.374 бит/атом), что соответствует общему принципу понижения структурной сложности с повышением температуры [14].

Таким образом, нелинейное поведение индекса σ и параметра I_G с увеличением глубины можно объяснить неравномерным влиянием температуры и давления на кристаллическое вещество мантии Земли. Тогда как давление монотонно увеличивается с глубиной, интенсивность изменения температуры меняется, что приводит к изменению преобладающей роли того или иного термодинамического параметра в определении симметрии и структурной сложности вещества.

ВЫВОДЫ

На основании пиролитовой модели мантии Земли с использованием количественных

параметров (индекс Доливо-Добровольского и информационные параметры сложности) показано, что симметрия и структурная сложность минерального вещества с увеличением глубины ведут себя нелинейно, что находится в противоречии с ранее сделанными выводами о монотонном повышении симметрии минералов в глубинных геосферах Земли [6, 7]. Такое поведение может быть связано с неравномерным и противоположным влиянием температуры и давления на симметрию и сложность кристаллического вещества, что вызвано нелинейным характером усреднённой геотермы коры и мантии Земли. Важным представляется и то, что информационные параметры структурной сложности являются более чувствительным индикатором симметрии, чем индекс Доливо-Добровольского, что связано с учётом первыми тонких деталей структурной организации конкретных минералов. Тогда как индекс Доливо-Добровольского учитывает только сингонию минерала, информационные параметры характеризуют его пространственную группу и распределение атомов по кристаллографическим орбитам.

При оценке выводов настоящей работы следует принимать во внимание условность пиролитовой модели мантии Земли и существование других моделей, которые будут рассмотрены в последующих работах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор посвящает эту статью памяти профессора Санкт-Петербургского Горного университета В.В. Доливо-Добровольского, выдающегося ученого и замечательного человека.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-17-00083, <https://rsrf.ru/project/24-17-00083/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Урусов В. С. Симметрийная статистика минеральных видов и эволюционная диссимметризация минерального вещества // Зап. РМО. 2006. Т. 135. № 6. С. 1–12.
2. Krivovichev S. V., Krivovichev V. G., Hazen R. M., Aksenov S. M., Avdantceva M. S., Banaru A. M., Gorelova L. A., Ismagilova R. M., Kornyakov I. V., Kuporev I. V., Morrison S. M., Panikorovskii T. L., Starova G. L. Structural and chemical complexity of minerals: an update // Mineral. Mag. 2022. V. 86. P. 183–204.

3. Krivovichev S. V., Krivovichev V. G., Hazen R. M. Structural and chemical complexity of minerals: correlations and time evolution // *Eur. J. Mineral.* 2018. V. 30. P. 231–236.
4. Bermanec M., Vidović N., Ma X., Hazen R. M. The average symmetry index of minerals co-varies with their hydrogen content, rarity, and paragenetic mode // *Minerals.* 2024. V. 14. P. 387.
5. Bermanec M., Vidović N., Gavryliv L., Morrison S. M., Hazen R. M. Evolution of symmetry index in minerals // *Geosci. Data J.* 2024. V. 11. P. 69–85.
6. Доливо-Добровольский В. В. К кристаллографии земных оболочек // Зап. ВМ О. 1984. Т. 113. № 5. С. 586–590.
7. Филатов С. К. Симметрийная статистика минеральных видов в различных термодинамических обстановках // Зап. ВМ О. 2019. Т. 148. № 3. С. 1–13.
8. Pushcharovsky D. Yu., Pushcharovsky Yu. M. The mineralogy and the origin of deep geospheres: A review // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 113. P. 94–109.
9. Krivovichev S. V. High-pressure silicates: crystal chemistry and systematics // Зап. РМО. 2021. Т. 150. № 5. С. 1–78.
10. Ringwood A. E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. New York: McGraw Hill, 1975.
11. Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C. Mineralogy and elasticity of the oceanic upper mantle: Origin of the low-velocity zone // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. B03204.
12. Irfune T., Tsuchiya T. Mineralogy of the Earth – phase transitions and mineralogy of the lower mantle // *Treatise on Geophysics.* V. 2. Mineral Physics and Chemistry. Elsevier, 2015. P. 1–100.
13. Krivovichev S. V. Topological complexity of crystal structures: quantitative approach // *Acta Crystallogr.* 2012. V. A68. P. 393–398.
14. Krivovichev S. V. Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world // *Miner. Mag.* 2013. V. 77. № 3. P. 275–326.
15. Tschauner O., Ma C., Beckett J. R., Prescher C., Prakapenka V. B., Rossman G. R. Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite // *Science.* 2014. V. 346. P. 1100–1102.
16. Liu L. G. Silicate perovskite from phase transformations of pyrope-garnet at high pressure and temperature // *Geophys. Res. Lett.* 1974. V. 1. № 6. P. 277–280.
17. Ismailova L., Bykova E., Bykov M., Cerantola V., McCammon C., Boffa-Ballaran T., Bobrov A., Sinmyo R., Dubrovinskaia N., Glazyrin K., Liermann H.-P., Kupenko I., Hanfland M., Prescher C., Prakapenka V., Svitlyk V., Dubrovinsky L. Stability of Fe, Al-bearing bridgmanite in the lower mantle and synthesis of pure Fe-bridgmanite // *Science Advances.* 2016. V. 2. P. e1600427.
18. Филатов С. К. Обобщенная концепция повышения симметрии кристаллов с ростом температуры // Кристаллография. 2011. Т. 56. С. 1019–1028.
19. Turcotte D. L., Schubert G. *Geodynamics.* Cambridge University Press, 2014.
20. Winter J. D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology.* Essex: Pearson Education Limited, 2014.

SYMMETRY AND STRUCTURAL COMPLEXITY OF MINERALS OF THE EARTH DEEP GEOSPHERES (PYROLITE MODEL)

© 2025 Academician of the RAS S. V. Krivovichev^{a,b,†}

^a*Federal Research Center “Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences”, Apatity, Russia*

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

[†]*E-mail: s.krivovichev@ksc.ru*

Using the Dolivo-Dobrovolsky index and information-based parameters on the basis of new experimental data, the problem of symmetry and structural complexity of the mineral matter of the deep geospheres is considered in the framework of the pyrolite model of the Earth's mantle. It is shown that, in contrast to the previously made conclusions about the increase of the symmetry of minerals with depth, the behavior of the quantitative parameters of symmetry and structural complexity is nonlinear. The symmetry increases (and the structural complexity decreases) to the boundary of the decomposition of ringwoodite into bridgmanite and magnesiowustite (660 km), after which there is a decrease of the Dolivo-Dobrovolsky index to 18.40 and an increase of the atomic parameter of structural complexity to 2.786 bit/atom. This behavior is due to the uneven and opposite effect of temperature and pressure on the symmetry and complexity of the crystalline substance, which is caused by the nonlinear nature of the averaged geotherm of the Earth's crust and mantle. Information parameters of structural complexity are a more sensitive indicator of symmetry than the Dolivo-Dobrovolsky index, which is due to the former taking into account the features of the crystal structure of specific minerals.

Keywords: symmetry, structural complexity, information, mineralogy, deep Earth geospheres, mantle geotherm, temperature, pressure

ПРИРОДНАЯ СРЕДА ВЕРХНЕГО ПРИКАМЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА НОВОЖИЛОВО

© 2025 г. С. В. Копытов^{1,5,*}, Н. Е. Зарецкая^{2,3}, Е. А. Константинов², Е. Г. Лаптева^{4,5},
П. Ю. Санников¹, Н. В. Сычев², Е. А. Мехонюшина¹

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 02.07.2024 г.

Поступило 02.07.2024 г.

После доработки 28.08.2024 г.

Принято к публикации 02.09.2024 г.

Впервые для бассейна верхней Камы на основе бурения отложений в акватории озера Новожилово (Камско-Кельминская низменность) получена высокоразрешающая запись природных событий, охватывающая позднеледниковые и ранний голоцен (14150–9730 кал. л. н.). В статье приведены результаты реконструкции условий осадконакопления на основе палеоботанических и седиментологических анализов, а также радиоуглеродного датирования. Началу формирования озера, по-видимому, предшествовал этап преимущественно аллювиального морфолитогенеза, соответствующий предположительно позднему плениглациалу. В развитии озерной котловины выделяется четыре этапа: первые три с озерно-аллювиальным, преимущественно минерагенным, типом осадконакопления, а четвертый с типично озерным органогенным типом. Первый этап охватывал межстадиал бёллинг-аллерёд 14150–13500 кал. л. н., для него было характерно накопление песков в условиях высокой проточности. На рубеже аллера и позднего дриаса значительно возрастает биопродуктивность. В течение второго этапа (13500–12420 кал. л. н.) замедляется водообмен и формируется органо-минеральный озерный ил. Третий этап переходного осадконакопления относится к позднему дриасу – раннему голоцену (12420–10700 кал. л. н.), в течение которого преобладает аллювиальный привнос при снижении содержания органического вещества. Четвертый этап эвтрофного озера (10700–9730 кал. л. н.) характеризуется высоким содержанием органического вещества в осадке, в гранулометрическом составе увеличивается алевритовая фракция.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, голоцен, позднеледниковые, аллювиальный морфолитогенез, донные отложения, геохронология, литостратиграфия, палинологический анализ, диатомовый анализ

DOI: 10.31857/S2686739725010118 EDN: GWGKCI

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

² Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

³ Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт экологии растений и животных Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

⁵ Пермский государственный гуманитарно-педагогический университет, Пермь, Россия

* E-mail: sergkopytov@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Для рельефа северо-востока Русской равнины (южная часть Республики Коми и север Пермского края) (рис. 1 *а*) характерно наличие большого количества заболоченных депрессий, которые в неоплейстоцене и голоцене становились аренами перестроек речных бассейнов [1–4]. Одна из таких депрессий – Камско-Кельминская низменность (рис. 1 *б*), которая прорезает Северные Увалы и Немскую возвышенность.

В пределах низменности протекают реки Кама, Южная Кельтма, Тимшер, Бортом, Чепец. Длина депрессии составляет 130 км, а ширина 25 км.

Кама здесь прижата к высокому правому берегу и образует относительно прямолинейное русло с неширокой левосторонней поймой и фрагментами надпойменных террас. Поверхность низменности в её южном расширении занята озёрами (Большой и Малый Кумикуш, Новожилово, Челвинское и др.) и олиготрофными грядово-мочажинными верховыми болотами.

Аналогичные по форме озера Кадам и Шер-Кадам расположены в долине верхней Вычегды, в так называемом Кадамском расширении

(см. рис. 1 б). Расширение ограничено собственно самой Вычегдой и ее брошенным палеоруслом, в котором сейчас находится озеро Дон-ты. Установлено, что возраст палеорусла и террасы в Кадамском расширении – позднеледниковый, а сама терраса сформировалась в результате деятельности р. Вычегды в экстрагляциальных обстановках [5]. В пределах смежных бассейнов Вычегды и Камы в это время преобладали аллювиальный и эоловый морфолитогенез [6] – сформировалась субширотная макродюна с прорезавшими ее каналами стока [2].

Все результаты палеогеографических исследований предыдущих лет в этом регионе, начиная со времени проектирования Верхнекамского водохранилища, были преимущественно основаны на изучении палеоархивов долин рек, дренирующих Камско-Кельтминскую низменность (пойм и террас Камы, Тимшера, Южной Кельтмы) [2, 7, 8]. Изучению озер не уделялось должного внимания. На сегодняшний день нет сведений о строении, составе, седиментологических характеристиках и возрасте их донных отложений. Кроме того, ландшафтно-климатические условия позднеледникового в регионе почти не изучены, хотя для этого имеется множество потенциальных палеоархивов.

Отсутствие геохронометрических и микропалеонтологических данных по донным отложениям водоемов в пределах южной части Камско-Кельтминской низменности мотивировало наши исследования, направленные на изучение осадков озера Новожилово (рис. 1 в).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования. Промеры глубин в озере Новожилово проведены в феврале 2023 г. лотом со льда (см. рис. 1 в). Зафиксированная максимальная глубина составила 3.7 м. Абсолютная отметка уреза воды в озере составила 131 м, в Каме – 117.6 м. Ручным буром с полуцилиндрическим пробоотборником Eijkelkamp было пробурено 18 разведочных скважин по двум поперечным профилям длиной 2940 м и 3435 м соответственно. С помощью поршневого бура Лингстона получен керн из опорной скважины NZH-1 (см. рис. 1 в).

Определение возраста отложений. Радиоуглеродный возраст шести образцов органоминерального и минерального сапропеля из нижней части керна NZH-1 (глубины 6.5–8.2 м) определен жидкостно-сцинтилляционным (LSC) и методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) по валовому органическому углероду,

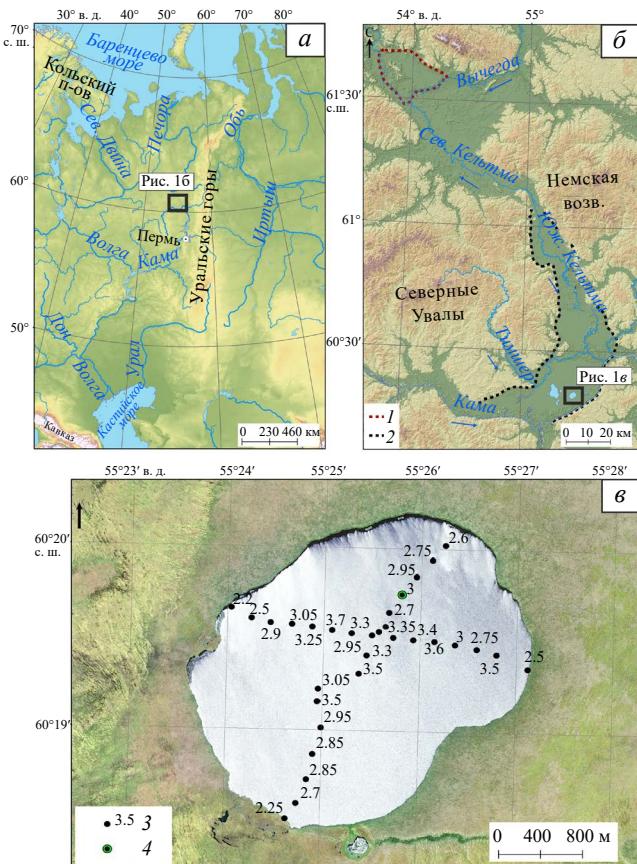


Рис. 1. Район работ и местоположение пробуренных скважин

а – положение территории исследования на карте Восточно-Европейской равнины; б – Камско-Вычегодский водораздел; в – местоположение пробуренных скважин на озере Новожилово.

Условные обозначения: 1 – границы Кадамского расширения в долине Вычегды; 2 – контур Камско-Кельтминской низменности; 3 – измеренные глубины озера, м; 4 – местоположение скважины NZH-1

Таблица. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из керна NZH-1

Лаб. номер IGAN	Глубина, м	Материал	Метод	^{14}C дата, л. н.	Калиброванный возраст, л. н.		
					1σ	2σ	Медиана
10417	6.6–6.7	Сапропель	LSC	8950±190	9730–10250	9545–10440	10110
10418	6.7–6.8			9220±130	10240–10510	10150–10770	10320
10419	7.15–7.25			9580±120	11180–11410	10640–11210	11130
10420	7.25–7.35			9870±110	10750–11110	11080–11750	11390
10421	7.6–7.7			10440±130	12100–12410	11930–12710	12420
10517	8.17	Древесина	AMS	12240±40	14080–14190	14050–14320	14150

а также по древесине (таблица). Датирование методом LSC и пробоподготовка образцов для анализа методом AMS произведена в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН, измерение – в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе Calib 8.10 с использованием калибровочной кривой IntCal20 [9].

Возрастные модели построены на основе радиоуглеродных дат байесовским методом в пакете Bacon среды R 4.3.2. Помимо модели “глубина–возраст” построены графики скорости осадконакопления (см/тыс. лет) в зависимости от глубины и календарного возраста (рис. 2).

Исследования литологического состава отложений. Анализ образцов выполнен с шагом 5–10 см в лаборатории фациально-генетических исследований геосистем Пермского университета (потери при прокаливании) и лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН (гранулометрический анализ, магнитная восприимчивость).

Гранулометрический анализ отложений проведен для 18 образцов на лазерном анализаторе частиц Malvern Mastersizer 3000. Пробоподготовка образцов включала растворение карбонатов 10% раствором HCl и окисление органического вещества 30% раствором H₂O₂. После отмычки от реактивов образцы перемешивались с добавлением 4% раствора пирофосфата натрия Na₄P₂O₇ для дополнительного диспергирования и стабилизации суспензии. Перед измерением материал диспергировался в ультразвуковой

ванные на протяжении 30 мин. В анализаторе производилось 7 повторных измерений, результаты которых усреднялись в приложении Mastersizer v.3.62. Распределение частиц по размерам рассчитывалось на основе оптической теории Ми, при значениях показателя преломления дисперсанта $n_w = 1.33$, показателя преломления частиц $n_p = 1.55$ и коэффициента поглощения $k_p = 0.1$.

Потери при прокаливании (ППП) определялись согласно методике [10]. Образцы объемом 5 мл, помещенные в фарфоровые тигли, высушивались при температуре 105 °C на протяжении 4 часов. Далее, в течение 2 часов,

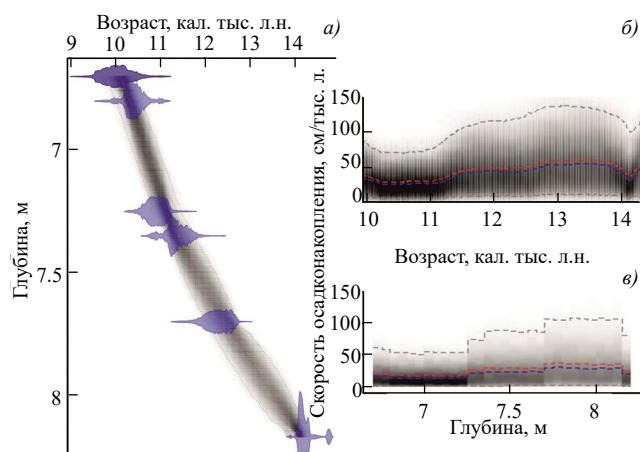


Рис. 2. Глубинно-возрастная модель и скорость наскопления отложений, вскрытых скважиной NZH-1. а – график глубинно-возрастной модели; зависимости скорости осадконакопления: б – от календарного возраста; в – от глубины

производилось последовательное прокаливание при температуре 550 °С. После каждого этапа производилось взвешивание на электронных весах с точностью 0.01 г. Результатирующие значения вычислялись по формуле $\text{ППП} = ((\text{DW105}-\text{DW550})/\text{DW105}) \times 100$, где DW – сухой вес. Согласно [10], ППП при 550 °С позволяют оценить содержание органического вещества (ОВ) в осадке.

Измерение удельной (массовой) магнитной восприимчивости (МВ) выполнялось на калориметре ZH Instruments 150L по методике [11]. Образцы объемом 8–12 мл предварительно высушивались до воздушно-сухого состояния в сушильном шкафу на протяжении 24 ч при 40 °С. Далее определялась масса образцов с точностью 0.01 г. Измерение МВ производилось при напряженности поля 320 А/м и частоте 500 Гц.

Диатомовый анализ. Лабораторная подготовка 20 образцов проводилась по методике [12] в несколько этапов: удаление карбонатов и органики, отмучивание (удаление глинистой фракции), центрифугирование с добавлением ликоподиума. Идентификация таксонов диатомовых водорослей проводилась под оптическим микроскопом при увеличении 1000 крат с помощью определителя [13].

Палинологический анализ. Подготовка образцов проведена по стандартной методике [14]. В пределах интервала глубин 6.5–8.2 м изучено 35 образцов. Для каждого образца были подсчитаны не менее 300 пыльцевых зерен с параллельной регистрацией спор высших споровых растений и непыльцевых палиноморф (устыиц хвойных растений, водорослей, спор грибов и др.). Подсчет процентного содержания таксонов палиноостатков проводился от суммы пыльцы древесных и травянистых форм. Типы растительности определялись как по соотношению пыльцы доминантных таксонов и групп [14], так и с помощью метода биомаркировки [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологическое строение отложений. В нижней части колонки последовательно (сверху вниз) вскрыты (рис. 3 б): 6.5–7 м – сапропель коричневый, слабо консолидированный (слой 1); 7–7.65 м – сапропель плотный, зелено-вато-желтоватый, минерализованный (слой 2); 7.65–8.1 м – сапропель серый (буровато-серый), минерализованный, с единичными растительными остатками, к низу минерализация и плотность увеличивается; на глубине 7.85 м – прослой

сильно оторфованный (мощность 3 см) (слой 3); 8.1–8.2 м – песок тонкозернистый с прослойками торфа и сапропеля (до 2–3 см), с фрагментами древесины в торфе (слой 4).

В текстуре осадков нижней части керна на уровне 7.8–8.2 м прослеживается ритмичная слоистость, проявляющаяся в чередовании плотного минерального буровато-серого и темного оторфованного сапропеля, торфа и светлых опесчаненных слоев. Выше (6.5–7.8 м) материал постепенно обогащается органикой, становится все более оторфованным, вязким и однотонным.

Возраст отложений. Накопление отложений, вскрытых в нижней части керна NZH-1 происходило в позднеледниковые и раннем голоцене (рис. 3 а). На основании возрастной модели можно утверждать, что самые высокие темпы аккумуляции отложений характерны для глубин 7.7–8.2 м, приходящихся на 14150–12420 кал. л. н. – 120–130 см/тыс. лет (см. рис. 2).

По гранулометрическому составу можно выделить три интервала (6.5–7 м, 7.1–7.9 м, 8–8.2 м), отличающихся режимом седиментации (рис. 3 в). В интервале 6.5–7 м преобладают фракции мелкого и среднего алеврита, на долю которых приходится 42–45 %. На долю мелкого песка приходится в среднем около 1%, на долю очень мелкого песка – около 2–3%. В интервале 7.1–7.9 м незначительно уменьшается доля фракции глины и очень мелкого алеврита. Значительно увеличивается содержание фракций очень мелкого (до 17%) и мелкого песка (до 16%). На глубине 8–8.2 м доля глинистой и алевритовых фракций снижается почти до нуля. Фракция мелкого песка на глубине 8.2 м составляет 57%, очень мелкого – 15.4%, среднего – 26%.

Диапазон медианного диаметра частиц (МД) меняется с 5–10 мкм на глубине 6.5–7.9 м до 200 мкм на глубине 8–8.2 м (рис. 3 г). Небольшой скачок отмечен на глубине 7.6 м, где МД составляет 18.2 мкм.

Потери при прокаливании. Ход кривой ППП (рис. 3 д) выявил максимальное содержание ОВ на глубинах 6.7–6.95 и 7.7–7.85 м. Первый интервал повышения ППП (6.7–6.95 м) приурочен к переходу от слоя 1 к слою 2. Максимальное значение содержания ОВ отмечено на глубине 6.7 м – 94.4%. На глубине 7–7.65 м отмечено резкое понижение ППП – среднее значение составляет 30%, максимальное – 42.5% (на глубине 7.1 м). В нижележащем слое (7.7–7.85 м) ППП увеличиваются в 2.5 раза до среднего значения в 74.8%, при этом максимальная величина характерна для глубины 7.7 м – 87.4%.

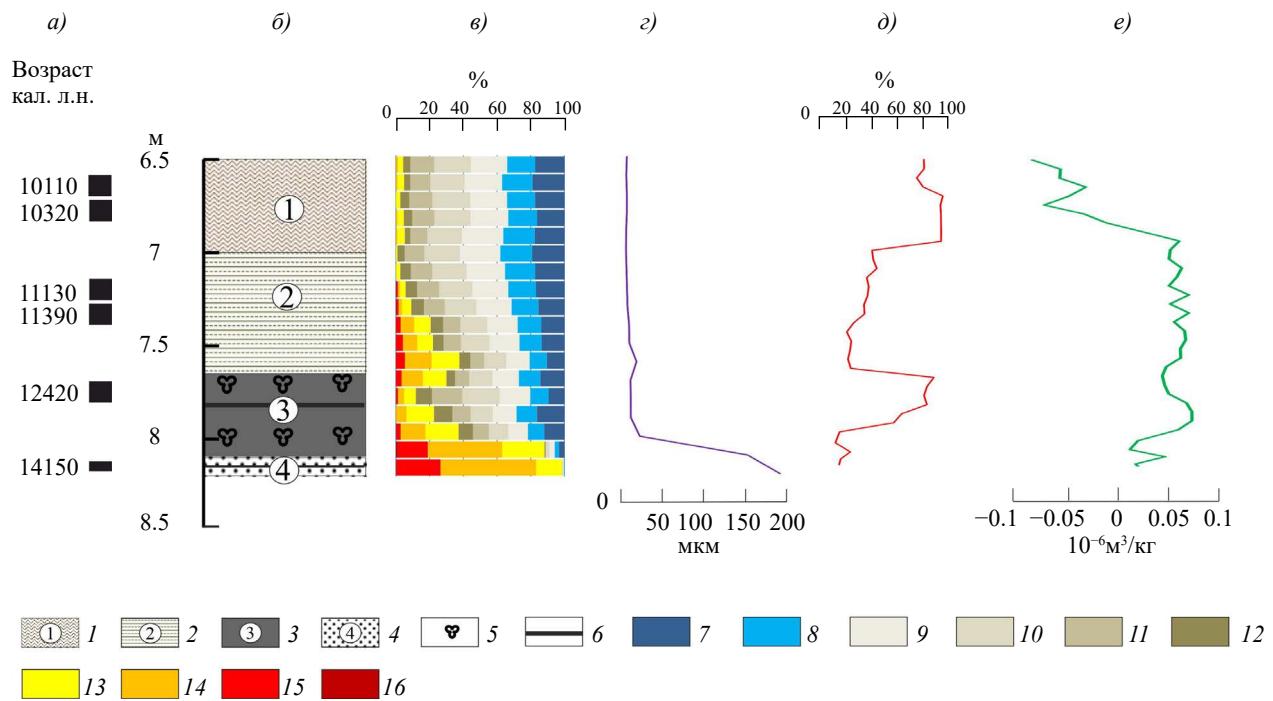


Рис. 3. Строение, состав и возраст донных отложений озера Новожилово.

а – калиброванные радиоуглеродные даты; б – литологическая колонка NZH-1; в – гранулометрический состав; г – медианный диаметр частиц; д – потери при прокаливании при температуре 550 °С; е – удельная магнитная восприимчивость, измеренная при низкой частоте (500 Hz).

Условные обозначения: 1 – сапропель коричневый слабоконсолидированный (слой 1); 2 – сапропель плотный, зеленовато-желтоватый (слой 2); 3 – сапропель серый, буровато-серый, минерализованный (слой 3); 4 – песок (слой 4); 5 – растительные остатки; 6 – прослои торфа. Гранулометрические фракции, мкм: 7 – <2 (глина); 8 – 2–4 (очень мелкий алеврит); 9 – 4–8 (мелкий алеврит); 10 – 8–16 (средний алеврит); 11 – 16–31 (грубый алеврит); 12 – 31–63 (очень грубый алеврит); 13 – 63–125 (очень мелкий песок); 14 – 125–250 (мелкий песок); 15 – 250–500 (средний песок); 16 – 500–1000 (грубый песок)

Магнитная восприимчивость. Характерные участки вариаций кривых МВ дают дополнительные основания для стратиграфического расчленения. По значениям показателя выделяется два интервала с относительно однородными значениями (рис. 3 е): 6.5–6.85 м; 6.9–8.2 м. В первом интервале (6.5–6.85 м) показатель МВ изменяется от –0.100 до –0.011 при среднем $0.063 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$. Первому интервалу практически полностью соответствует органический осадок, поскольку показатели МВ имеют устойчивые отрицательные значения. На глубине 6.9–8.2 м МВ изменяется от 0.012 до 0.0762 при среднем $0.053 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$. Интервалу соответствует смешанный осадок с высоким содержанием минерального вещества.

В донных отложениях идентифицирован 71 таксон диатомовых водорослей, принадлежащих к 35 родам. Наибольшее количество диатомовых

водорослей присутствует в образцах с глубин 7–8 м. В целом, доминируют представители родов *Staurosira*, *Staurosirella* и *Pseudostaurosira*. Водоросли являются пионерами, заселяющими формирующиеся водоемы, могут быть устойчивы к нестабильным и меняющимся условиям среды [13]. На глубине 6.5–6.6 м присутствуют единичные находки диатомовых водорослей. Доминантные виды (>10%) на глубине 6.7–6.8 м – *Pinnularia spp.*, 6.9–7 м – *Crenotia thermalis*, *Tabellaria flocculosa*, 7.1 м – *Pseudostaurosira brevistriata*, *Punctastriata lancettula*, *Staurosira cf. tabellaria*, 7.2–7.6 м, – *Ps. brevistriata*, *Pseudostaurosira polonica*, *St. cf. tabellaria*, *Staurosirella cf. ovata*, 7.7 м – *Achnanthidium anastasia*, *C. thermalis*, *Ps. brevistriata*, *St. cf. tabellaria*, 7.8 м – *Nitzschia fonticola*, *Staurosirella cf. pinnata*, *St. cf. tabellaria*, 7.9 м – *St. cf. pinnata*, 8–8.2 м – *P. lancettula*, *St. cf. pinnata*, *St. cf. tabellaria*, *Staurosira cf. venter*, *Ps. brevistriata*.

Результаты палинологического анализа представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 4), на которой по изменению содержания пыльцы доминатов можно выделить три группы палиноспектров.

Первая группа в интервале 7.7–8.2 м характеризуется высоким содержанием колоний зеленых водорослей с максимальной концентрацией видов *Pediastrum* (119–465 тыс. экз./г) и *Botryosoccus* (до 20 тыс. экз./г) в интервале глубин 7.8–8 м. Это указывает на благоприятные условия для развития фитопланктона в сформировавшемся пресноводном водоеме с высоким содержанием ОВ. На глубине 7.7 м были обнаружены семена рдестов (*Potamogeton natans* и *P. filiformis*) – многолетних водных растений, которые растут на мелководьях, характерны для медленно текущих или стоячих вод и маркируют начальный этап развития озера. Общая высокая концентрация пыльцы (100–500 тыс. п.з./г) свидетельствует о хорошей биологической продуктивности существовавших ландшафтов в относительно теплом климате межстадиала бёллинг-аллерёд. Сочетание тундровых (*Betula* sect. *Aptero-caryon*=*B. sect. Nanae*, *Salix*), степных (*Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*) и лесных (*Betula* sect. *Betula* = *B. sect. Albae*, *Larix*) компонентов в палиноспектрах свидетельствует о распространении вокруг водоема перигляциальных ландшафтов с кустарниками зарослями из кустарниковых берез и ивы, а также редколесий из березы древовидной и лиственницы.

Во второй группе палиноспектров в интервале глубин 7.35–7.7 м концентрация пыльцы и водорослей резко сокращается, что отражает ухудшение

условий, и как следствие, снижение биопродуктивности ландшафтов и самого водоема. Преобладание пыльцы полыни (30–45%), присутствие пыльцевых зерен *Ephedra*, *Plumbaginaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonum*, *Valeriana* и сокращение доли березы древовидной до минимума (менее 10%) свидетельствует об аридизации климата.

Третья группа палиноспектров в интервале глубин 6.5–7.35 м характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород (70–82%), удельный вес биома тайги (лесной тип растительности) становится наибольшим. Максимум ели (*Picea* – до 55%) и лиственницы при небольшом увеличении обилия других хвойных пород на фоне уменьшения содержания пыльцы кустарниковых берез (менее 15%) и полыни (5–10%) фиксируется в интервале от 7 до 6.7 м, верхняя граница которого имеет возраст 10513–10244 кал. л. н. Увеличение обилия ели и лиственницы сопровождается находками устьиц хвойных пород. В палиноспектрах с глубины 6.7 м (10246–9730 кал. л. н.) на фоне сокращения ели возрастает обилие березы древовидной (*Betula* sect. *Betula* = *B. sect. Albae*) до 40% и сосны (*Pinus*).

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании полученных данных реконструирована история озера Новожилово в контексте развития долины верхней Камы в позднеледникование – раннем голоцене.

Началу формирования озера, по-видимому, предшествовал этап преимущественно алювиального морфолитогенеза, предположительно

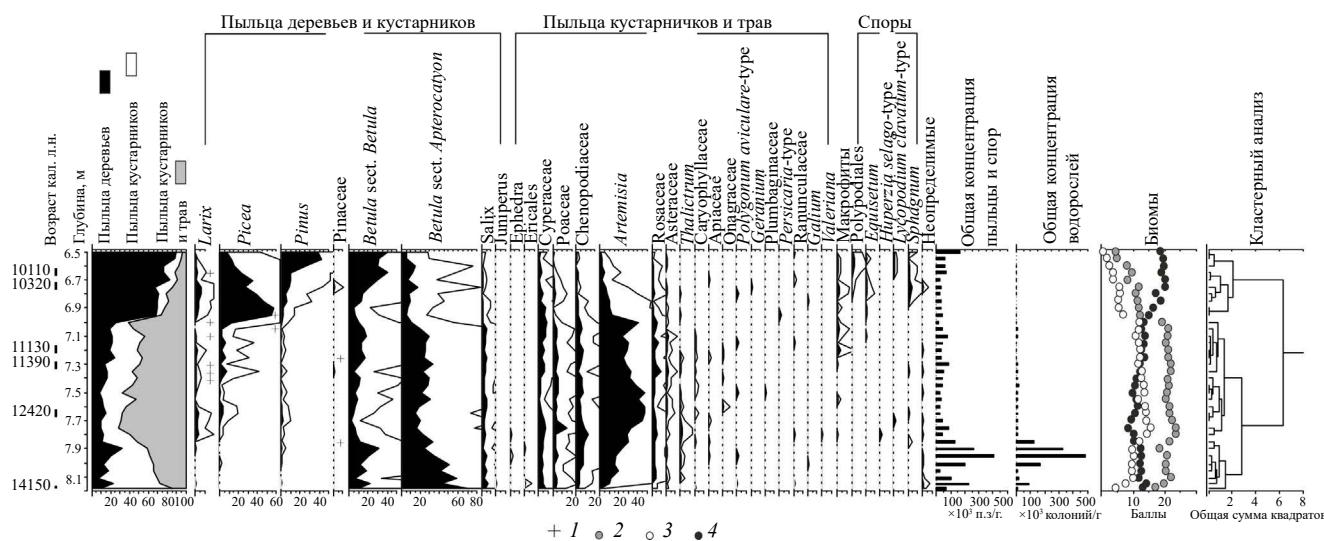


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скважины NZH-1.

Условные обозначения: 1 – находки устьиц хвойных растений; Биомы: 2 – тундра; 3 – степь; 4 – тайга

времени позднего плениглациала. На это указывают не только значительное содержание песчаной фракции, но и медианный диаметр частиц до 200 мкм на глубине 8.2 м. Мы предполагаем, что формирование озера Новожилово – результат эрозионно-аккумулятивных процессов, преобладавших в пределах древней аллювиальной равнины Камы в позднеледниковые. Морфология озера и геоморфологическая позиция по отношению к современному руслу указывают на сходство с западно-сибирскими сорами – крупными мелководными водоемами, которые формируются на пойме Оби во время длительных и высоких половодий [16]. Стоит отметить, что при бурении верхового болота Камской экспедицией ВСЕГЕИ (1938–1939 гг.) мелкозернистые серые пески, вскрытые скважиной на юго-западном берегу озера Новожилово на глубине 8 м, интерпретировались геологами, как “древнеаллювиальные” [7].

Первый этап озерно-аллювиального (переходного) осадконакопления пришелся на 14150–13500 кал. л. н. (глубины 8–8.2 м) и охватывал межстадиал бёллинг-аллерёд. Это время характеризовалось ритмичностью обстановок – чередованием в базальной части керна слойков сапропеля, торфа и песка. Скорость аккумуляции отложений была в это время самой интенсивной.

Средние значения ППП составили 14%, что соответствует органоминеральному осадку и озерно-аллювиальным условиям. Граница между первым и вторым этапами – эрозионная, с резким повышением значений содержания ОВ, что соответствует завершению периода активного размыва отложений.

Чередование по глубине находок диатомей *Staurosirella cf. pinnata* и *Pseudostaurosira brevistriata* косвенно подтверждает быструю смену обстановок проточного водоема на озеро со спокойным гидродинамическим режимом и наоборот. Осоки и злаки при участии разнотравья формировали прибрежно-водные и луговые сообщества. Эфедра и марево-полынnyе группировки занимали незадернованные участки и сухие местообитания с бедными песчаными почвами. Древовидные берескы произрастали в окрестностях водоема в небольшом количестве. Хвойные породы (вероятно, лиственница) также встречались, на что указывает присутствие единичной пыльцы *Larix* и находка устьица *Pinaceae*. Хотя для этапа бёллинг-аллерёд характерно продвижение на север лесных экосистем до 60° с. ш. и распространение разреженных хвойных и мелколиственных лесов в сочетании с тундровыми и степными сообществами [17], наши данные не свидетельствуют о преобладании лесного типа растительности.

Второй этап озерно-аллювиального осадконакопления. Увеличение содержания ОВ на глубине 7.7–8 м (13500–12420 кал. л. н.) свидетельствует о росте биопродуктивности сформировавшегося водоема. Содержание песчаной фракции по сравнению с нижележащими слоями уменьшилось, а алевритовой, наоборот, увеличилось. Обстановки непроточного водоема со слабощелочной реакцией среды и высокой продуктивностью идентифицируют находки диатомей *Staurosirella cf. pinnata* на глубине 7.8–7.9 м.

Показатели МВ при этом свидетельствуют о преобладании аллювиальных (минерагенных) условий осадконакопления. Возможным объяснением этого мог служить рост числа высоких половодий на Каме [8], во время которых минеральные частицы могли попадать в озеро. При сравнении с кривой активности флювиальных эпох [18], это время соответствует усилению эрозионно-аккумулятивных процессов на Восточно-Европейской равнине в период 13700–11800 кал. л. н.

Третий этап озерно-аллювиального (переходного) осадконакопления относится к позднему дриасу – началу голоцене (12420–10700 кал. л. н., глубины 7–7.7 м). Период характеризовался снижением содержания ОВ. В гранулометрическом составе повышается содержание глинистой фракции, при этом на глубине 7.3–7.7 м увеличивается доля песка. Значения МВ, кратковременное повышение доли песчаной фракции, а также небольшой скачок МД на глубине 7.6 м в целом указывают на преобладание аллювиального привноса вещества. Косвенно это подтверждают и находки диатомовых водорослей *Staurosirella cf. ovata* на глубине 7.5–7.6 м. Обычно они идентифицируют проточный режим при возможном понижении уровня водоема и активизации эрозионных процессов на водосборе [13].

Сочетание тундровых, степных и лесных компонентов в палиноспектрах позднего дриаса указывают на господство открытых ландшафтов перигляциального типа с преобладанием марево-полынных группировок, осоковыми и злаково-разнотравными сообществами, кустарниково-ыми зарослями из ивы и кустарниковых берес и единичными лиственницами. Более холодные условия перехода от позднего дриаса к голоцену идентифицируют также находки диатомей арктоальпийского типа *Tabellaria flocculosa* на глубине 6.9 м.

Четвертый этап преимущественно озерного осадконакопления (10700–9730 кал. л. н., глубины 6.5–7 м) характеризовался преобладанием органического осадка по данным измерения МВ. Темпы осадконакопления установились на отметке

50 см/тыс. лет — самой низкой скорости аккумуляции донных отложений озера. По результатам анализа ППП, содержание ОВ по сравнению с предыдущим этапом увеличивается почти в 3 раза (в среднем до 87%). В гранулометрическом составе отложений преобладала алевритовая фракция с незначительным участием очень мелкого песка, что вполне может указывать на эоловый привнос или высокие уровни воды в Каме во время половодий. Для сравнения, в Молого-Шекснинской низменности в это время отмечается резкий и устойчивый переход к органогенному режиму осадконакопления, практически полное прекращение минерагенной аккумуляции [19].

Переход к активному заболачиванию на водосборе озера идентифицируют находки диатомей рода *Pinnularia* на глубине 6.7–6.8 м. Увеличение доли пыльцы древесных пород в палиноспектрах раннего голоценена характерно для лесного типа растительности и отражает распространение лиственнично-еловых редколесий с участием кустарниковых бересек в пре boreальном периоде (10510–10240 кал. л. н.) и березовых лесов при участии ели и сосны в boreальном периоде (10250–9730 кал. л. н.). С глубины 6.65 м стала возрастать общая концентрация пыльцы в палиноспектрах, соответствующих boreальному периоду. Подобное замещение перигляциальных растительных сообществ лесной растительностью было характерно для территории Восточно-Европейской равнины во время перехода от позднего неоплейстоцена к раннему голоцену [20].

ВЫВОДЫ

На основе хроно-, био- и литостратиграфических данных удалось получить высокоразрешающую запись перехода от позднеледниковой к раннему голоцену в пределах южной части Камско-Кельминской низменности. Можно утверждать, что осадки озера Новожилово представлены двучленной толщей озерно-аллювиальных и озерных отложений. Возраст осадков в базальной толще керна — 14150–13500 кал. л. н., что хронологически соотносится с бёллингом и аллёрёдом.

Чередование органо-минерального озерного ила, торфа и песка с диатомовыми водорослями, идентифицирующими смену лимнологических обстановок в перигляциальных условиях, изменение биопродуктивности и темпов осадконакопления позволило выделить этап преимущественно аллювиального морфолитогенеза, три этапа озерно-аллювиального осадконакопления и этап озерной аккумуляции. Особенности гранулометрического состава отложений выявили периодическую

связь озера с эрозионно-аккумулятивными процессами на водосборе, главным образом, с деятельностью р. Камы аналогично формированию соров в Западной Сибири.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Палинологические исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-68-10023, <https://rscf.ru/project/23-68-10023/>. Радиоуглеродное датирование и калибровка выполнены в рамках государственного задания ИГРАН, FMWS-2024-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 280 с.
2. Назаров Н. Н., Копытов С. В., Жукова И. А., Чернов А. В. Плейстоценовые каналы стока в южной части Кельминской ложбины (Камско-Вычегодское междуречье) // Геоморфология. 2020. № 4. С. 74–88.
<https://doi.org/10.31857/S0435428120040070>
3. Panin A. V., Astakhov V. I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 201. 103069.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>
4. Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. P. 759–779.
<https://doi.org/10.1111/bor.12080>
5. Зарецкая Н. Е., Панин А. В., Голубева Ю. В., Чернов А. В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // ДАН. Сер. Геология. 2014. Т. 455. №1. с. 52–57.
<https://doi.org/10.7868/S0869565214070238>
6. Zaretskaya N. E., Panin A. V., Utkina A. O., Baranov D. V. Aeolian sedimentation in the Vychegda river valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1 // Quaternary International. 2024. P. 83–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.022>
7. Зилинг Д. Г., Капитанова К. В., Кулагин С. И., Галушкин Ю. А., Симонов А. Н., Корганова Л. С. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Камской партией в зоне проектируемого Верхне-Камского водохранилища (на участке от с. Бондюг до с. Гайны) в 1958–59 гг. М.: Мингео СССР, 1960. 830 с.

8. Lapteva E. G., Zaretskaya N. E., Lychagina E. L., Trofimova S. S., Demakov D. A., Kopytov S. V., Chernov A. V. Holocene vegetation dynamics, river valley evolution and human settlement of the upper Kama valley, Ural region, Russia // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2023. Vol. 32. P. 361–385.
<https://doi.org/10.1007/s00334-023-00913-5>
9. Reimer P., Austin W. E. N., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62. No. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RD.C.2020.41>
10. Heiri O., Lotter A. F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *J. Paleolimnol.* 2001. No. 25. P. 101–110.
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
11. Maher B. A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 137 (1–2). P. 25–54.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00103-X)
12. Battarbee R. W., Jones V. J., Flower R. J. Diatoms // *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators*. 2001. Vol. 3. P. 155–202.
13. Куликовский М. С., Глушенко А. М., Генкал С. И., Кузнецова И. В. Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань, 2016. 804 с.
14. Чернова Г. М. Спорово-пыльцевой анализ отложений плейстоцена-голоцен. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 128 с.
15. Prentice C., Guiot J., Huntley B. et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Climate Dynamics*. 1996. Vol. 12. P. 185–194.
<https://doi.org/10.1007/BF00211617>
16. Белецкая Н. П. Генетическая классификация озерных котловин Западно-Сибирской равнины // *Геоморфология*. 1987. № 1. С. 50–58.
17. Маркова А. К., Кольфсхотен Т., Симакова А. Н., Пузаченко А. Ю., Белоновская Е. А. Экосистемы Европы в период позднеледникового потепления бёллинг-аллерёд (10.9–12.4 тыс. лет назад) по палинологическим и териологическим данным // *Известия РАН. Сер. геогр.* 2006. № 1. С. 15–25.
18. Panin A. V., Matlakhova E. Yu. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. Vol. 130. P. 46–61.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
19. Садоков Д. О., Сапелко Т. В., Бобров Н. Ю., Меллес М., Федоров Г. Б. Позднеледниковая и раннеголоценовая история озерного осадконакопления на севере Молого-Шекснинской низменности на примере озера Белого (Северо-Запад России) // *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 2022. Т. 67. Вып. 2. С. 266–298.
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.204>
20. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / А. А. Величко, О. К. Борисова, В. П. Гричук и др.; отв. ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 119 с.

**THE ENVIRONMENT OF THE UPPER KAMA REGION DURING
THE LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE AS REVEALED
BY THE STUDY OF BOTTOM SEDIMENTS
FROM LAKE NOVOZHILOVO**

© 2025 S. V. Kopytov^{a,e,‡}, N. E. Zaretskaya^{b,c}, E. A. Konstantinov^b, E. G. Lapteva^{d,e},
P. Yu. Sannikov^a, N. V. Sychev^b, E. A. Mekhonoshina^a

Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov July 2, 2024

^a*Perm State University, Perm, Russia*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

^d*Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

^e*Perm State Humanitarian Pedagogical University, Perm, Russia*

[‡]*E-mail: sergkopytov@gmail.com*

For the first time, a high-resolution record of natural events covering the Late Glacial and Early Holocene (14 150–9 730 cal BP) was obtained for the southern part of the Kama-Vychedda watershed based on drilling sediments in lake Novozhilovo (Kama-Keltma lowland, Upper Kama basin). The article presents the results of the study on the reconstruction of sedimentation conditions, based on paleobotanical, sedimentological and radiocarbon dating analyses. The beginning of the lake's formation was apparently preceded by a period of predominantly alluvial morpholithogenesis, which is thought to correspond to the LGM. There were four stages in the evolution of the lake basin, with the first three characterized by lacustrine-alluvial sedimentation that was predominantly mineralogenic in nature, and the fourth stage marked by typical lacustrine organic-rich sedimentation. The first stage covered the Bølling-Allerød interstadial period from 14 150 to 13 500 cal BP, and it was characterized by the accumulation of sand under conditions of high water flow. At the boundary between the Allerød and Younger Dryas periods, bioproductivity increased significantly. During the second stage, which lasted from 13 500 to 12 420 cal BP, water exchange slowed down and organic-mineral lake sediment formed. The third stage, known as the transitional sedimentation period, refers to the Younger Dryas and Early Holocene periods (12 420–10 700 cal BP). During this time, alluvial inputs predominated, with a decrease in organic matter content. Finally, the fourth stage, the eutrophic lake stage (10 700–9 730 cal BP), was characterized by a high organic matter content in sediment, and an increase in the size of silty particles.

Keywords: Late Neopleistocene, Holocene, Late Glacial, alluvial morpholithogenesis, bottom sediments, geochronology, lithostratigraphy, palynological analysis, diatom analysis

УДК 551.87

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ПРИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ
ИЗОЛИРОВАННЫХ БАССЕЙНОВ
(НА ПРИМЕРЕ СОЛЕНОВСКОГО КРИЗИСА РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА
В ВОСТОЧНОМ ПАРАТЕТИСЕ)

© 2025 г. И. С. Патина^{1,*}, В. В. Фомина^{1,**}, А. А. Ткачева^{1,***},
член-корреспондент РАН Н. Б. Кузнецов^{1,****}

Поступило 15.07.2024 г.

После доработки 26.09.2024 г.

Принято к публикации 30.09.2024 г.

На примере Восточного Паратетиса апробированы методические подходы сейсмостратиграфического анализа при палеографических реконструкциях закрытых бассейнов, испытывавших изоляцию от Мирового океана в разные периоды своего существования. Проведена оценка масштабов и последствий соленовской регрессии раннего олигоцена на территории Восточного Паратетиса. На основе синтеза палеогеографических реконструкций и данных об изменении геодинамической картины Черноморско-Каспийского региона разработана модель восстановления глубин раннеолигоценового (Соленовского) бассейна Паратетиса для его начальной (трансгрессивной), переходной и завершающей (регрессивной) фаз. Модель учитывает колебания относительного уровня моря, а также влияние более поздних тектонических деформаций на структуру олигоценового бассейна.

Ключевые слова: Паратетис, майкопская серия, сейсмостратиграфия, регрессия, палеогеография

DOI: 10.31857/S2686739725010128 **EDN:** GWCWOH

ВВЕДЕНИЕ

Основой палеогеографических реконструкций является изучение распространения осадков древних бассейнов. В большинстве случаев данные о седиментационных условиях получают путём анализа геологических и палеонтологических сведений. Эти подходы хорошо работают для морских бассейнов открытого типа, где уровень вод определяется уровнем Мирового океана. Однако при изучении замкнутых “средиземноморских” бассейнов стандартные методы палеонтологического и литологического анализа мало информативны и не предоставляют полных данных об их глубине, базисе эрозии и режиме развития.

Подобные бассейны периодически отделялись не только от Мирового океана, но и теряли связь с соседними бассейнами. Историю вариаций уровней вод в таких замкнутых бассейнах сложно напрямую сопоставить не только с глобальной эвстатической кривой колебаний уровня Мирового океана, но и с данными по другим внутриконтинентальным бассейнам, связи с которыми прерывались. На время замыкания каждый бассейн со своей площадью водосбора превращался в обособленную тектоно-седиментационную систему с уникальной историей развития и с собственным базисом эрозии, обусловленным уровнем вод в нём. Примерами являются бассейны Атлантики и Арктики на ранних стадиях их формирования, неопротерозойские авлакогены Восточно-Европейской платформы, палеозойские бассейны Прикаспия, Средиземное море, а также система морей Паратетиса, располагавшиеся вдоль южной окраины Западной Евразии второй половины кайнозоя.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

* E-mail: irina.patina@gmail.com

** E-mail: valery.fomina17@gmail.com

*** E-mail: a.a.tkacheva1@yandex.ru

**** E-mail: kouznikbor@mail.ru

Одним из наиболее значительных, но пока ещё слабо изученных эпизодов изоляции, является событие соленовского времени в конце рюпельского века раннего олигоцена. По геологическим данным в соленовских слоях выявлены однозначные признаки регрессии [5, 13, 14, 16]. Однако масштаб этого события и выражение его последствий в закрытых частях бассейна раннее практически не обсуждался.

Задача прослеживания и оценки событий, подобных соленовскому, может быть решена методами сейсмостратиграфической интерпретации данных МОГТ. Сейсмостратиграфический анализ позволяет на значительные расстояния проследить как латеральные вариации структурного плана строения геологических тел и профиля эрозионно-седиментационного равновесия, так и сейсмофациальные параметры элементов осадочного разреза.

В данной работе на базе результатов сейсмостратиграфического анализа предпринята попытка реконструировать события соленовского кризиса в Восточном Паратетисе.

СОЛЕНОВСКИЙ КРИЗИС

Отложения соленовского горизонта представлены глинами с прослойями песков и песчаников, а также характерным пластом светлого мергеля в основании (получившим название “остракодовый пласт”). Горизонт выделяется в нижней (хадумской) части майкопской серии и имеет раннеолигоценовый возраст.

Майкопский сейсмокомплекс распространён практически на всей территории в Черноморско-Каспийского региона (за исключением областей его постседиментационного размыва). Он характеризуется вариативностью мощностей (от десятков до 2500 м) и внутренней структуры при практически монотонном литологическом составе (тёмные глинистые породы с песчаными прослойями). Строение сейсмокомплекса подробно рассмотрено в наших предыдущих публикациях [11, 21] и в работах предшественников [6, 7, 8]. Основные результаты проведённых исследований сводятся к следующему. В наиболее мелководных шельфовых областях формировались параллельные отражающие горизонты разной степени выраженности (рис. 1 а). Более глубоководная часть майкопского сейсмокомплекса сложена крупными клиноформенными осадочными телами (рис. 1 б), которые последовательно заполняли бассейн со стороны платформы в направлении открытого моря.

Внутри шельфовой части майкопского сейсмокомплекса нами прослежена эрозионная поверхность, соответствующая регрессии позднесоленовского времени (рис. 2). Она характеризуется региональным распространением и выражена практически по всей территории Предкавказья и Среднего Каспия. Поверхность осложнена системой врезанных долин, которые унаследовано формировались речными руслами во время регрессий олигоцена-миоцена, начиная с соленовского времени (рис. 1 в). Степень выраженности эрозии и размыва комплексов, подстилающих выявленную поверхность, увеличивается с севера на юг в сторону северных бортов Предкавказских и Каспийских прогибов. Вдоль них выделяется крутой абразионный уступ высотой около 500 м (рис. 1 г). Здесь размыты подстилающие комплексы вплоть до меловых. Далее в направлении открытого бассейна отражающие горизонты залегают согласно, и эрозионная поверхность отсутствует [21].

Геологические данные о соленовском кризисе (врезы, перемыки, области нулевой седиментации и следы плоскостной эрозии, волнистая поверхность, биотурбирование осадков, накопление углей, грубые терригенные фации, седиментационное брекчирование, олистостроны и др.) установлены практические по всей площади северного шельфа Восточного Паретиса – на территории Предкавказья, Северных Ергеней, Северного Каспия и Казахстана [2, 5, 15, 16]. Его следы также присутствуют на побережье Чёрного моря. Так, в обнажении Карбурун (Стамбул, Турция) закартирована эродированная эоценовая поверхность, заполненная грубообломочными терригенными фациями и отложениями грязекаменного потока. Палеонтологические исследования подтверждают соленовский возраст отложений [23]. Подобные врезы описаны в Гетской впадине (Румыния) [22] и закартированы на Одесском и Румынском шельфе Чёрного моря [18], где размыты раннеолигоценовые и даже эоценовые толщи, однако данные о возрасте самих врезов здесь отсутствуют.

МЕТОДИКА РЕКОНСТРУКЦИИ ГЛУБИН ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

При палеографических реконструкциях бассейнов, подобных Восточному Паретису, в первую очередь проводится региональный сейсмостратиграфический анализ их закрытых частей (не выходящих в настоящее на дневную поверхность) с выявлением и картированием

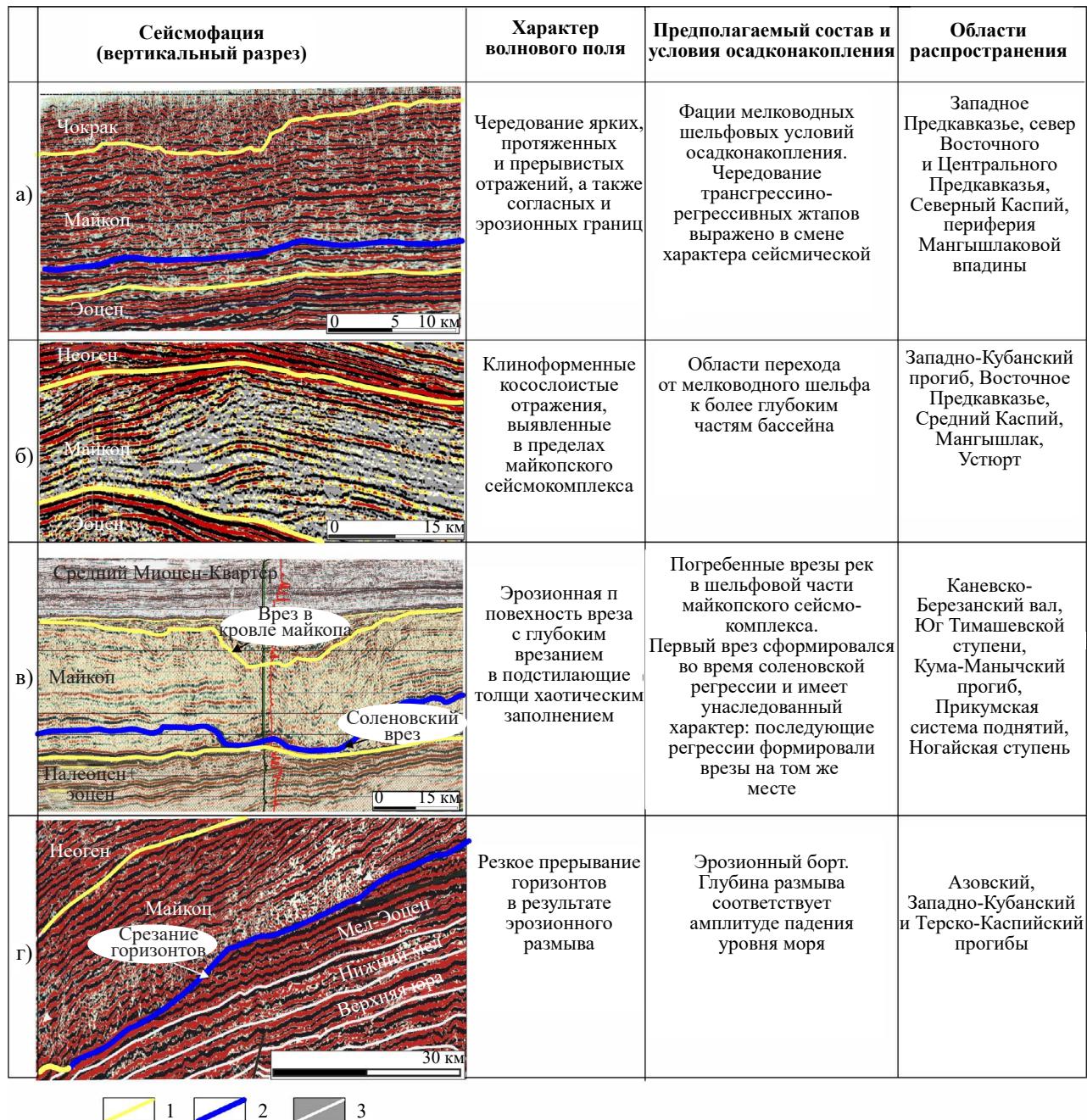


Рис. 1. Характерные сеймофации майкопского сейсмокомплекса. а – параллельные сеймофации мелководного шельфа (фрагмент регионального профиля №10 по Восточному Предкавказью, б – клиноформенные сеймофации шельфа (фрагмент регионального профиля FR050916 по Западному Предкавказью), в – эрозионные врезы речных систем (фрагмент регионального профиля FR060722а по Западному Предкавказью), г – абразионный уступ (фрагмент регионального профиля № V по Восточному Предкавказью). 1 – границы майкопского сейсмокомплекса; 2 – поверхность соленовского возраста; 3 – прочие сейсмостратиграфические границы

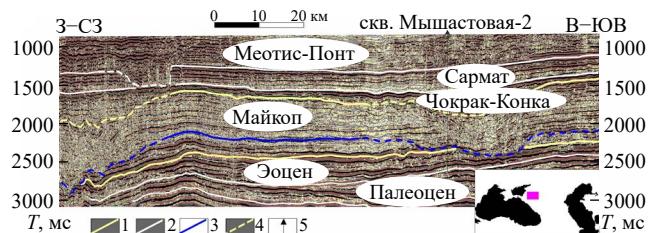


Рис. 2. Сейсмостратиграфический профиль 040823ab [4], демонстрирующий эрозионную поверхность соленовского возраста внутри майкопского сейсмокомплекса и унаследованную систему речных врезов. 1 – границы майкопского сейсмокомплекса; 2 – границы других сейсмокомплексов; 3 – поверхность соленовского возраста, 4 – границы врезов, цвет соответствует легенде; 5 – скважины. На врезке показано положение профиля

мелководных и глубоководных областей шельфа, склонов и глубоководных впадин. На базе проведённого районирования, выявляются признаки колебаний уровня вод в бассейне, характерные для различных его областей.

Для Восточного Паратетиса наиболее эффективным подходом для определения глубин палеобассейна и амплитуды колебаний относительного уровня моря стало измерение высот бровок клиноформенных комплексов (определяющих разницу глубин мелкого и глубокого шельфа), а также высот абразионных уступов и врезов (определяющих амплитуду падения относительного уровня моря во время регрессии). Именно сумма подобных маркеров и особенности их распространения, подкреплённые геологическими данными, могут интерпретироваться как результат падения уровня вод и изменения базиса эрозии, в то время как единичные наблюдения одного из описанных выше признаков, не всегда маркируют именно трансгрессивно-регрессивные события.

На основе синтеза палеогеографических данных по трансгрессивным этапам. олигоцена Восточного Паратетиса нами разработана структурно-палинспастическая схема (модель) рельефа дна соленовского бассейна (рис. 3). Основой для определения глубин палеоповерхности послужили результаты собственных исследований [21] и предшествующие реконструкции [13]. Базовой картой для создания рельефа послужила карта Восточного Паратетиса в плиоценское время [14] и палинспастические данные для раннего олигоцена [1]. На базовые карты были внесены уточнённые значения глубин, полученные по результатам

сейсмостратиграфического анализа. В качестве нулевой поверхности были приняты относительные отметки уровня моря при максимуме трансгрессии в начале соленовского времени. Далее путём интерполяции массива данных, значения глубин были распространены на области, в которых данные о глубинах палеоповерхности отсутствовали. При этом производился контроль и коррекция интерполируемых значений в соответствии с тектоническим положением и известными фациальными обстановками.

В модели учтены изменения геодинамической структуры региона. Для этого были сняты последствия сдвига вдоль Крымско-Копетдагской зоны концентрированных деформаций предплиоценового возраста. Подробное описание и палинспастическая реконструкции движений по ней приведено ранее [9, 12]. Зона представляет собой трансрегиональный постколлизионный правый сдвиг, который протягивается с юго-востока на северо-запад от Копетдага через Апшеронский порог и Большой Кавказ до Горного Крыма. Активная фаза формирования сдвиговой зоны приходится на конец альпийского этапа и стадии коллизии Евразийской и Аравийской плит. Основные движения вдоль сдвиговой зоны произошли в позднемиоценовое или даже в плиоцен-четвертичное время. В это же время впервые активно проявился кавказский источник сноса обломочного материала [19]. Амплитуда сдвига за этот период составила порядка 150–200 км, что было определено на основании геологических и сейсмостратиграфических данных о расстоянии между маркерными палеогеографическими элементами, расположенными по разные стороны сдвиговой зоны [9, 11]. В настоящее время продолжаются движения в северо-восточном направлении, зафиксированные по GPS-наблюдениям. Современные скорости составляют 26–28 мм в год [10]. При аналогичных скоростях движения, с конца плиоцена Восточно-Черноморский блок должен был преодолеть расстояние около 140 км, что практически соответствует амплитуде сдвига. Суммарная амплитуда сдвига определялась с помощью палеогеографического анализа. Проведённая реконструкция позволила восстановить первичные контуры осадочных бассейнов, которые были нарушены и разобщены сдвиговой зоной. Так валы Андрусова и Архангельского в Чёрном море при реконструкции сдвигового движения соединяются в единую структуру, представляющую собой

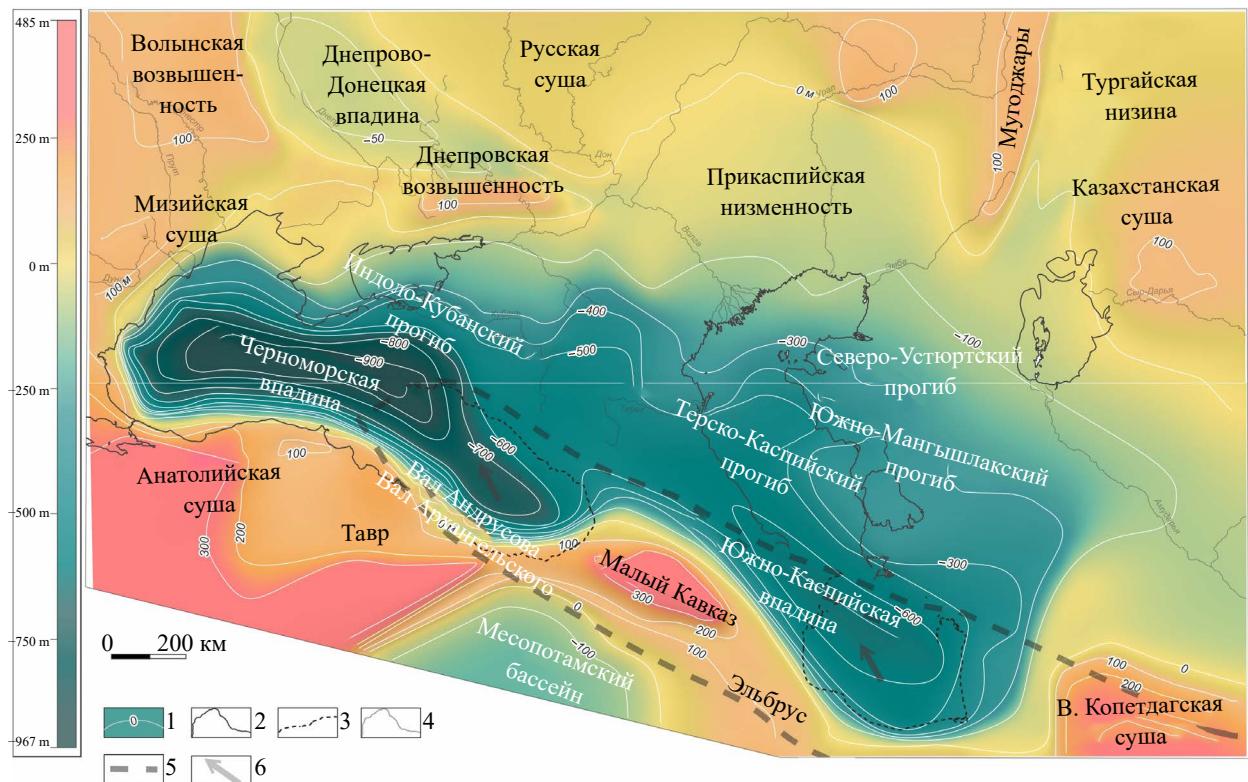


Рис. 3. Структурно-палинспастическая схема рельефа Восточного Паратетиса на соленовское время раннего олигоцена по результатам цифрового моделирования. 1 – изолинии соленовской палеоповерхности, рассчитанные от относительной отметки уровня моря в начале соленовского времени, принятой за ноль; 2 – современные береговые линии морей; 3 – береговые линии морей, перемещённые с учётом движений по зоне Крымско-Копетдагских деформаций; 4 – реки; 5 – границы Крымско-Копетдагской сдвиговой зоны деформаций; 6 – направление движения висячего крыла сдвига (в плиоцен-четвертичное время)

приподнятую часть относительно глубоководного шельфа; в западной и восточной частях Чёрного моря располагается единая глубоководная впадина.

Важно также отметить, что по результатам детального изучения вещественного состава соленовского горизонта не было выявлено влияния кавказского источника сноса [15, 16]. Результаты проведённого нами сейсмостратиграфического анализа указывают на то, что снос с Кавказа в олигоценовое время также не проявлен. Недавними исследованиями характера распределения возрастов зёрен обломочного циркона, извлечённых из пород кайнозойских толщ Кавказского региона [19], показано, что горного сооружения Большого Кавказа как крупного источника обломочного материала до конца миоцена не существовало. Седиментационные потоки в Западно-Кубанский прогиб со стороны Большого Кавказа фиксируются не ранее плиоцен-четвертичного

временного рубежа. Таким образом на основании данных сейсмостратиграфии, тектонического и литологического анализа в соленовское время в области современного горного сооружения Большого Кавказа нами предполагается наличие условий открытого бассейна. Во время крупных регрессий эта область значительно мелела, что может быть объяснением наличия мелководных и дельтовых песчаных фаций, а также остатков наземной растительности [17], произраставшей на осущеной поверхности шельфа и привносимой реками, впадавшими в бассейн.

Таким образом, полученная модель рельефа объединяет в себе структурно-палеогеографическую схему раннего олигоцена Восточного Паратетиса с палинспастическими реконструкциями. Такая реконструкция позволяет наиболее адекватно оценивать изменения площади и соотношения областей седиментации и эрозии при колебаниях уровня вод в бассейне.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОЛЕНОВСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

Для составленной модели рельефа были реконструированы изменения береговой линии и контуров осадочного бассейна при изменении уровня вод в нём на протяжении соленовского века второй половины раннего олигоцена (рис. 4).

В трансгрессивный этап (начало соленовского времени) основная часть шельфа (Север Предкавказья, Ергени, Северный Каспий и Казахстан) представляла собой области мелководно-морской седиментации (см. рис. 4 а). В более глубоководных областях шельфа (южные и центральные районы Предкавказья, Средний Каспий, Кара-Богаз-Гол, Мангышлакская впадина) формировались клиноформенные тела. По высотам бровок клиноформенных комплексов было определено, что глубины северного шельфа Восточного Паратетиса составляли порядка 150–300 м, увеличиваясь в южном направлении. Здесь относительно неглубокий шельф переходил в систему депрессий (Индоло-Кубанский, Восточно-Кубанский, Терско-Мангышлакский и Североустюртский прогибы и Куриńskую впадину), в которых глубина достигала 500 и более метров. В сторону бассейна эти прогибы открывались в глубоководные впадины Чёрного моря и Южного Каспия.

При падении уровня вод с амплитудой 100–150 м, границы бассейна в пространственном плане изменялись незначительно, без формирования каких-либо маркерных элементов, чётко обозначающих их контуры (см. рис. 4 б). Береговая линия южных окраин, примыкавших к орогенным областям, отступала на первые километры. На северных платформенных шельфах изменения были обширнее, но тем не менее – основная часть шельфа оставалась покрыта водой. Отступление воды здесь происходило постепенно, с формированием мелководных заливов. Отложения, характеризующие такие фациальные обстановки, имели место в северных частях Предкавказья, Ергенях, на бортовых частях Южно-Мангышлакского прогиба и южных районах Закаспия в основном для раннесоленовского времени. В более глубоководных областях сохранялись условия некомпенсированной седиментации.

При дальнейшем падении относительного уровня моря в конце соленовского века, бассейн претерпевал более масштабные изменения

(см. рис. 4 в). Практически вся территория северных шельфов осушилась, и граница береговой линии смешалась южнее на 100 и более километров. Вода сохранялась лишь в наиболее глубоко погруженных областях: кубанских и Терско-Мангышлакском прогибах, Черноморской и Каспийской впадинах. Амплитуда падения уровня моря при регрессии в позднесоленовское время оценена исходя из результатов измерения высоты абразионного уступа и глубины врезов. Она составляла около 450–500 м [21].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые исследования позволили апробировать ряд методических приемов сейсмостратиграфического анализа, применимых для восстановления палеогеографии регрессивных эпизодов бассейнов закрытого типа на примере Восточного Паратетиса.

Анализ распространения сейсмофаций (параллельные сейсмофации мелководного шельфа, клиноформенные сейсмофации склона, депрессионные отложения впадин и т.д.), позволил выявлять различные фациальные зоны и проследить по площади элементы палеорельефа (эрэзионные поверхности, врезы и абразионные уступы) и амплитуды колебаний уровня вод, характерных для разных этапов развития бассейна. Учёт геодинамических изменений позволил адекватно оценивать изменения площади и соотношения областей седиментации и эрозии при трансгрессивных и регрессивных режимах.

Подобный сейсмостратиграфический анализ позволяет решить задачу выявления закономерностей развития изолированных осадочных бассейнов с уникальной историей развития. Области применения этого подхода достаточно широки и разнообразны. Выявление и картирование описанных особенностей структуры и эрозионно-седиментационных режимов замкнутых бассейнов и особенности учёта глубин палеобассейнов может применяться при моделировании осадочных бассейнов и углеводородных систем, когда вместо эвстатической кривой необходимо задавать собственные значения колебаний уровня вод. Также определение соотношения областей и типов седиментации с областями эрозионных процессов имеет важное значение при составлении местных и региональных стратиграфических схем и оценке потенциальных ископаемых ресурсов.

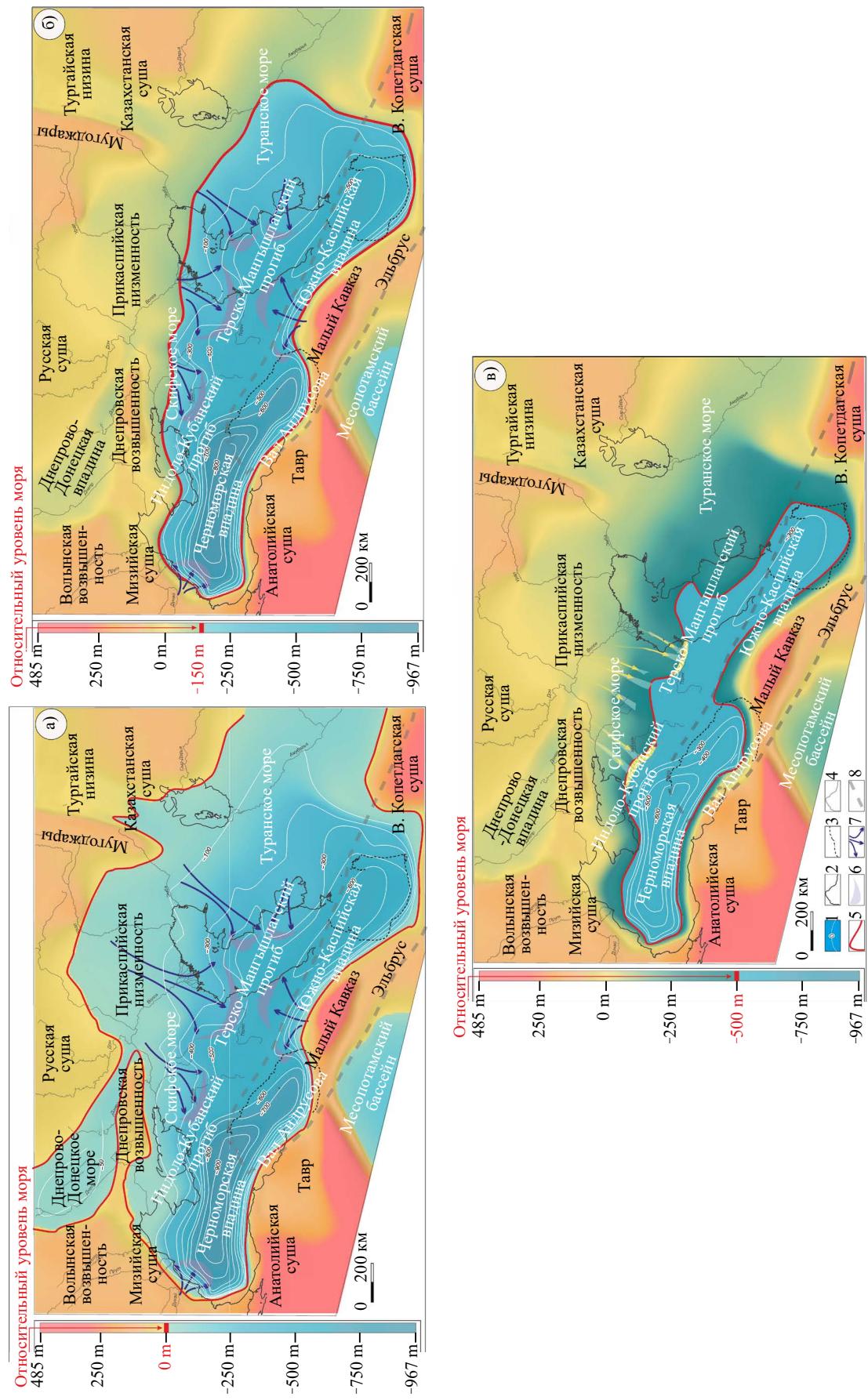


Рис. 4. Миграция береговой линии Восточного Паратетиса при колебаниях относительного уровня моря: а — максимум трансгрессивного этапа в начале соленовского века. Относительный уровень моря, принятый за 0 м; б — начало регрессии второй половины раннесоленовского времени. Относительный уровень моря —500 м. 1 — предполагаемые изолинии палеоглубин; 2 — современные береговые линии морей; 3 — береговые линии морей, перемещенные с учетом движений по зоне Крымско-Копетдагских деформаций; 4 — реки; 5 — береговая линия Восточного Паратетиса; 6 — области формирования клиноформ; 7 — направление переноса территирония клиноформ; 8 — абразионные уступы; 9 — врезанные долины палеорек и направление переноса в них территирония материала; 10 — границы Крымско-Копетдагской свитовой зоны деформаций

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены и выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 22-27-00827, <https://rscf.ru/project/22-27-00827/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Ред. Ю. Г. Леонов, В. А. Быкадоров, Ю. А. Волож, Т. Н. Хераскова и др.). Алма-Ата: НИИ природных ресурсов ЮГГЕО, 2002.
2. Воронина А. А., Попов С. В. Соленовский горизонт Восточного Паратетиса // Известия АН СССР. Серия геол. 1984. № 9. С. 41–53.
3. Егорова Т. П., Баранова Е. П., Гобаренко В. С., Муровская А. В. Строение земной коры Горного Крыма вдоль профиля “Севастополь–Керчь” по результатам ГСЗ и локальной сейсмической томографии // Геотектоника. 2018. № 4. С. 77–95.
4. Ефимов В. И. Геологическое изучение и оценка углеводородного потенциала комплексов разреза платформенного чехла Западного Предкавказья на основе региональных сейсморазведочных работ с целью обеспечения стабильного развития и расширения ресурсной базы ТЭК Южного Федерального округа (Краснодарский край и Республика Адыгея). Краснодар: Краснодар-нефтегеофизика, 2007.
5. Застрожнов А. С., Попов С. В., Беньямовский В. Н., Мусатов В. А., Ахметьев М. А., Запорожец Н. И., Богачкин А. Б., Столяров А. С. Опорный разрез олигоцена юга Восточно-Европейской платформы (Северные Ергени) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 59–92.
6. Исмагилов Д. Ф., Козлов В. Н., Мартиросян В. Н., Терехов А. А. Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 51–60.
7. Козмодемьянский В. В., Попков В. И., Титов Б. И. Тела бокового наращивания в олигоцене Мангышлака // Бюлл. МОИ П. Отд. геол. 1987. Т. 62. № 1. С. 37–40.
8. Кунин Н. Я., Косова С. С., Медведев Е. Н., Пустовойт О. Ю. Сейсмостратиграфический анализ майкопских отложений Северо-Восточного Предкавказья // Советская геология. 1990. № 4. С. 79–84.
9. Леонов Ю. Г., Волож Ю. А., Антипов М. П., Быкадоров В. А., Хераскова Т. Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. М.: ГЕОС, 2010. 64 с.
10. Милюков В. К., Миронов А. П., Рогожин Е. А. и др. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56–65.
11. Патина И. С. Строение майкопского комплекса Каспийского региона по результатам сейсмостратиграфических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 1–10.
12. Патина И. С., Леонов Ю. Г., Волож Ю. А., Конн М. Л., Антипов М. П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
13. Попов С. В., Антипов М. П., Застрожнов А. С., Курина Е. Е., Пинчук Т. Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 3–26.
14. Попов С. В., Ахметьев М. А., Лопатин А. В., Бугрова Э. М., Сычевская Е. К., Щерба И. Г., Андреева-Григорович А. С., Запорожец Н. И., Николаева И. А., Конн М. Л. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1. Поздний эоцен – ранний миоцен // Тр. ПИН РАН. Т. 292. М.: Научный мир, 2009. 178 с.
15. Столяров А. С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюлл. МОИ П. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64–80.
16. Столяров А. С., Ивлева Е. И. Соленовские отложения нижнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 1. Основные особенности состава и строения // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 298–317.
17. Akhmetiev M. A. Palaeobotanical data on Geological Age of the Greater Caucasus // Paleontological Journal. 1995. V. 29. № 1. P. 172–181.
18. Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., Matenco L. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea Shelf // Tectonophysics. 2005. 410(1): 417–435.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.012>
19. Kuznetsov N. B., Romanyuk T. V., Shatsillo A. V., Latysheva I. V., Fedyukin I. V., Strashko A. V., Novikova A. S., Shcherbinina E. A., Drazdova A. V.,

- Makhinya E. I., Marinin A. V., Dubenskiy A. S., Erofeeva K. G., Sheshukov V. S.* Cretaceous–Eocene Flysch of the Sochi Synclinorium (Western Caucasus): Sources of Clastic Material Based on the Results of U–Th–Pb Isotope Dating of Detrital Zircons // *Lithology and Mineral Resources*. 2024. V. 59. № 1. P. 47–69.
20. *Palcu D. V., Patina I. S., Sandric I., Lazarev S., Vasiliev I., Stoica M., Krijgsman W.* Late Miocene megalake regressions in Eurasia // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. № 11471.
21. *Patina I. S., Gorkin G. M., Postnikova I. S.* Manifestations of the Early Oligocene Solenovian Crisis on the Northern Shelf of the Eastern Paratethys // *Lithology and Mineral Resources*. 2024. V. 59. № 4. P. 381–389.
22. *Roban R.-D., Melinte M. C.* Paleogene litho- and biostratigraphy of the NE Getic Depression (Romania) // *Acta Palaeontologica Romaniae*. 2005. V. 5. P. 423–439.
23. *Simmons M. D., Bidgood M. D., Connel P. G. et al.* Biostratigraphy and paleoenvironments of the Oligocene succession (Ihsaniye Formation) at Karaburun (NW Turkey) // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2020. 29. P. 28–63.
- <https://doi.org/10.3906/yer-1907-7>

DIGITALIZATION OF ISOLATED BASINS PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS: A CASE STUDY OF THE EARLY OLIGOCENE SOLENOVIAN CRISIS IN THE EASTERN PARATETHYS

© 2025 I. S. Patina[#], V. V. Fomina^{##}, A. A. Tkacheva^{##},
Correspondent Member of the RAS N. B. Kuznetsov^{####}

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]E-mail: irina.patina@gmail.com

^{##}E-mail: valery.fomina17@gmail.com

^{##}E-mail: a.a.tkacheva1@yandex.ru

^{####}E-mail: kouznikbor@mail.ru

A new methodology for paleogeographic reconstructions of regressive stages of sedimentary basins, which experienced isolation from the World Ocean, has been tested using the example of the Eastern Paratethys. The application of this methodology makes it possible to fill the gaps in understanding the development history of the Paratethys and other similar sedimentary basins (such as Pricaspian and South Atlantic), which experienced isolation at various stages of their existence. Digital modeling of the results and consequences of the Early Oligocene Solenovian regression manifested in the Eastern Paratethys has been carried out. Based on the synthesis of paleogeographic reconstructions and data on changes in the geodynamic setting of the Black Sea-Caspian region, a digital model has been created depicting the depth changes of the Paratethys during its initial (transgressive), transitional, and final (regressive) stages in the Solenovian time of the Early Oligocene. This model takes into account relative sea level fluctuations, as well as the influence of later tectonic deformations superimposed on the structure of the Oligocene infill of the Eastern Paratethys sedimentary basin.

Keywords: Paratethys, Maykopian series, seismic stratigraphy, regression, paleogeography

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ГРАДИЕНТ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОВЫСОТНОЙ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

© 2025 г. И. М. Алёшин^{1,2,*}, член-корреспондент РАН А. А. Соловьёв^{1,2}, К. И. Холодков^{1,2},
Ф. В. Передерин^{1,2}, Я. В. Таран¹

Поступило 09.07.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принято к публикации 09.09.2024 г.

Развитие современных средств измерений геофизических полей с учётом возможности существенного уточнения позиции регистрирующего полевого оборудования на основе глобальных навигационных систем позволяет значительно повысить качество геофизических измерений. Продемонстрированы преимущества расчёта вертикального градиента, основанного на непосредственных многоуровневых (повысотной) аэромагнитных измерениях с применением беспилотных воздушных судов, по сравнению со стандартной практикой, основанной на вычислении соответствующей трансформанты аномального магнитного поля. Выполнен сравнительный анализ магнитных аномалий двух полигонов, где на фоне спокойного регионального поля находятся в одном случае сильные, а в другом – слабые антропогенные аномалии. Сопоставление карт вертикального градиента аномального магнитного поля, рассчитанного непосредственно и полученного по результатам повышотной съёмки, для обоих регионов говорит в пользу перспективы его прямого измерения.

Ключевые слова: маловысотная аэромагнитная съёмка, повышотная съёмка, БВС, БПЛА, беспилотный аэромагнитный комплекс, трансформация магнитного поля

DOI: 10.31857/S2686739725010136 EDN: GWAJWY

Преимущества трансформант для анализа аномалий потенциальных полей известны давно. Фактически, каждая из таких трансформант представляет собой преобразование исходного поля с заданным ядром для выделения особенностей пространственного распределения аномального поля, например, границ аномалий [1]. К их числу принадлежит интересующий нас вертикальный градиент модуля аномального магнитного поля (в дальнейшем, для краткости – просто “вертикальный градиент”). Теория и практика вертикальной аэроградиометрии были подробно описаны ещё в середине прошлого века [2].

Большинство трансформант являются результатом математического преобразования измеренного распределения аномального поля, однако вертикальный градиент может быть измерен непосредственно. На заре развития магниторазведочной аппаратуры в 1950–60-х годах этот метод считался приоритетным, но вскоре с развитием мощностей вычислительной техники численные методы трансформации потенциальных полей стали повсеместными (см., например, [3]). Однако такой подход имеет ряд ограничений, обусловленных, главным образом, зашумлённостью полевых измерений. В аэромагнитных исследованиях с применением беспилотных воздушных судов (БВС) помехи связаны с полетными девиациями в процессе измерений. Это приводит к тому, что процедура вычисления нормального градиента, как и многих других трансформант, приводит к значительному усилению высокочастотных помех. Это приводит к необходимости применения специальных

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

² Геофизический центр Российской Академии наук, Москва, Россия

* E-mail: ima@ifz.ru

вычислительных схем, подавляющих шум, что, однако, повышает риск потери полезной информации. Сложности возникают также в процессе анализа вычисленных данных, например, при выделении приповерхностных аномалий.

С развитием приборной базы прямое измерение вертикального градиента вновь стало актуальным. Многие современные приборы, преимущественно предназначенные для пешей съёмки, имеют два регистрирующих канала и могут быть использованы в качестве полевых градиентометров [4]. Так как измерение поля происходит на двух датчиках одновременно, то отпадает необходимость в регистрации геомагнитных вариаций. Кроме того, в этом случае нет необходимости в геологическом редуцировании влияния региональных структур. Для реализации градиентной съёмки необходимо обеспечить вертикальное расположение прямой, соединяющей устройства. Проведение аэромагнитных градиентных измерений сопряжено с дополнительными техническими трудностями. В первую очередь, это связано с необходимостью разместить пару датчиков на значительном удалении друг от друга и от носителя. Несмотря на указанные трудности, в настоящее время интенсивно разрабатываются и применяются системы аэромагнитной градиентометрии (см., например, [5]).

В настоящее время широко распространена и активно развивается аэромагнитная съёмка с применением БВС [6]. Эта методика позволяет определить вертикальный градиент с помощью так называемой повышенной съёмки. Под этим термином мы понимаем совокупность измерений над одним и тем же участком дневной поверхности на нескольких уровнях, расположенных на разных удалениях от неё. Если расстояния между уровнями достаточно мало, то такая техника позволяет оценить площадное распределение вертикального градиента. Пример практического применения измерения вертикального градиента описан в статье [7]. В отличие от пешеходной градиентометрии, применение повышенной съёмки нуждается в использовании базовой магнитовариационной станции (МВС), так как измерения на разных высотах производятся в различные промежутки времени. Методика полевых градиентных измерений в целом ничем не отличается от повышенной аэромагнитной съёмки. Основная сложность — выдержать расстояние между уровнями и обеспечить максимальный повтор схемы пролетов на разных уровнях. На практике расстояния между уровнями съёмки точно

захисировать невозможно, и этот недостаток компенсируется точной фиксацией положения магнитометра с помощью записей встроенного приёмника сигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) и наземной ГНСС-базы, установленной в непосредственной близости от места измерений.

Ниже приведены результаты эксперимента по сопоставлению карт вертикального градиента, рассчитанного по данным повышенной съёмки, с результатами численного расчёта, выполненного при помощи программы GravMagInv [8]. Сравнение проводилось по результатам измерений на двух площадках. Первая из них — загородный научный экспериментальный полигон Владимирского государственного университета им. А.Г. и Н.Г. Столетовых (далее — полигон “ВлГУ”). Здесь на фоне спокойного регионального магнитного поля имеется несколько ярких антропогенных аномалий: вышки линий электропередач (ЛЭП), служебные и подсобные строения, стоянка служебного автотранспорта и пр. Вторая серия измерений проводилась в окрестности среднеширотного комплекса геофизических наблюдений “Михнево”, находящегося в ведении Института динамики геосфер им. М.А. Садовского РАН (ИДГ РАН), где антропогенные аномалии, вызванные постройками комплекса, возмущают региональное магнитное поле существенно меньше. Чтобы повысить детальность съёмки, она выполнялась с обтеканием рельефа на минимально безопасных высотах. С этой целью предварительно была выполнена аэрофотосъёмка, и на её основе была построена цифровая модель местности. При сравнении численных расчётов с результатами повышенной съёмки в обоих случаях вертикальный градиент определялся по аномальному полю. Аномальное поле было получено на каждом уровне съёмки с помощью стандартной обработки: учёт поправок за вариации геомагнитного поля, отбор данных, увязка, интерполяция на регулярную сетку и т.п.

На обоих полигонах аэромагнитная съёмка выполнялась с использованием БВС, оснащённого квантовым скалярным магнитометром. Измерения проводились с огибанием рельефа на двух эшелонах $z_+(x, y)$, $z_-(x, y)$, отличающихся высотой над поверхностью на 15–25 м. Здесь вертикальная ось направлена к центру Земли. На полигоне “ВлГУ” пролёты БВС осуществлялись вдоль оси x на обоих эшелонах, в то время как в “Михнево” траектории пролётов на нижнем эшелоне были перпендикулярны траекториям на верхнем. Положение регистратора в пространстве определялось по измерениям встроенного ГНСС-приёмника, уточнённым

по данным установленной вблизи измеряемых участков базовой станции ГНСС. По результатам съёмок с привлечением данных базовой МВС были построены карты аномального магнитного поля $B_A(x, y, z_+(x, y))$ и $B_A(x, y, z_-(x, y))$ на соответствующих эшелонах. Затем по формуле

$$B'_A(x, y, z_0(x, y)) = \frac{dB_A(x, y, z_0(x, y))}{dz} \approx \frac{B_A(x, y, z_+(x, y)) - B_A(x, y, z_-(x, y))}{z_+(x, y) - z_-(x, y)} \quad (1)$$

были рассчитаны распределения вертикальных градиентов по данным повышотной съёмки. Поверхность

$$z_0(x, y) = (z_+(x, y) + z_-(x, y))/2,$$

на которой определен градиент, находится посередине между эшелонами съёмок.

На рис. 1 на панелях A_1 и A_2 представлены распределения аномального магнитного поля $B_A(x, y, z_+)$ на нижнем эшелоне съёмки $z_+(x, y)$, полученные на полигонах “ВлГУ” и “Михнево” соответственно. На обоих участках аномальное поле коррелирует с рельефом, то есть оно в значительной степени обусловлено региональным магнитным полем. На картах полигона “ВлГУ” отчётливо выделяются локальные аномалии, связанные с антропогенными объектами: вышка и линия ЛЭП в северной части карты и служебные строения с подъездной дорогой в южной. На полигоне “Михнево” аномалии связаны с объектами геомагнитной обсерватории, поэтому они заведомо слабо проявляются в аномальном поле, их амплитуда значительно меньше, чем на полигоне “ВлГУ”. Однако эти аномалии хорошо выделяются на картах вертикального градиента магнитного поля, как измеренного, так и вычисленного.

На панелях B_1 и B_2 рис. 1 представлены карты вертикальной производной $B'_A(x, y, z_+)$, вычисленной для двух полигонов с помощью программы GravMagInv [8]. Наконец, на панелях C_1 и C_2 показан вертикальный градиент $B'_A(x, y, z_0)$, рассчитанный по результатам измерений на двух полигонах согласно формуле (1). Общая картина вертикальных производных, вычисленных разными методами, совпадает. Видно, что после трансформации аномалии проявляются значительно ярче, структура аномального поля отображается существенно лучше по сравнению с исходными картами (панели A_1 и A_2). Это утверждение справедливо для обоих полигонов независимо от способа, которым

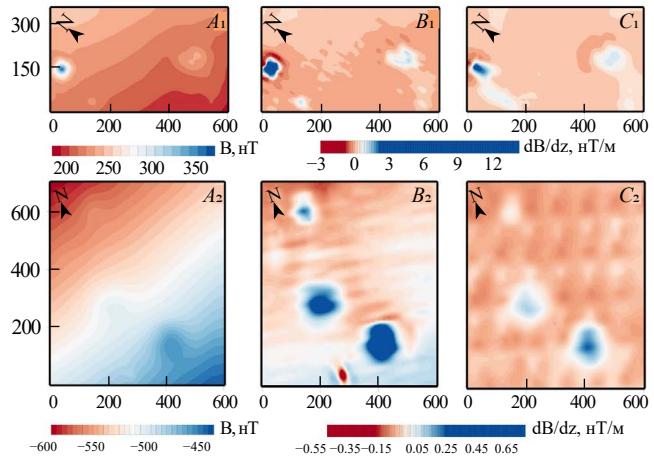


Рис. 1. Сопоставление результатов обработки и трансформации аномального поля повышотной аэромагнитной съёмки. Для полигона “ВлГУ” на панелях A_1 , B_1 и C_1 показаны карты аномального магнитного поля (панель A_1), численной вертикальной производной поля (панель B_1) и рассчитанной по результатам повышотной съёмки (панель C_1) соответственно. Для полигона “Михнево” аналогичные карты представлены на панелях A_2 , B_2 и C_2

вертикальные градиенты были получены. Амплитуды абсолютных величин градиентов, полученных по многоуровневым измерениям, меньше, чем рассчитанных численно, что объясняется тем, что эти две величины определены на разных эшелонах съёмки. Так, второй из них задан на уровне $z_+(x, y)$, а второй – на уровне $z_0(x, y)$, что в среднем на 10–20 метров дальше от источников аномалий.

По полученным картам видно, что вертикальная производная в обоих случаях позволяет частично подавить влияние регионального фона, но на вертикальном градиенте, вычисленном по результатам повышотной съёмки этот эффект подавляется значительно сильнее, причём без применения дополнительного редуцирования. На картах вертикального градиента полигона “Михнево” (панель C_2 , рис. 1) заметныrudimentы профилей, возникшие вследствие неполного совпадения полётных заданий на разных уровнях. При этом на полигоне “ВлГУ” (панель C_1 , рис. 1), где повышотная съёмка была выполнена на полностью совпадающей в плане системе профилей на двух уровнях с разницей высот порядка 10 м, этот эффект отсутствует. Однако не исключено, что дефект может быть подавлен заменой алгоритма интерполяции при расчёте грида.

Проведённый эксперимент показал, что полученный по результатам повышотной аэромагнитной съёмки вертикальный градиент позволяет производить качественную интерпретацию по разделению магнитных аномалий не хуже, чем традиционными вычислительными методами.

Исходные данные, по которым рассчитывается вертикальная производная, неизбежно осложнены неточностями модели нормального поля и допущениями при вычислении региональной составляющей. Метод определения вертикального градиента по данным повышотной съёмки естественным образом редуцирует обе эти составляющие и выглядит потенциально более выигрышным при переходе к количественной интерпретации. При этом его применение потребует существенной доработки методики планирования и проведения полевых работ. В частности, необходима дополнительная работа по уточнению методики выбора оптимальных высот съёмки, количества эшелонов, оптимальных для вычисления градиента и пр. Но даже на данном этапе описанный метод потенциально может быть использован для решения современных геолого-геофизических задач.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны руководству и сотрудникам ВлГУ, ИДГ РАН за помощь в организации и проведении полевых исследований, ООО “Лолгео” за содействие в численной обработке данных.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования были выполнены в рамках проекта РНФ № 24-17-00346. В работе использовались данные и сервисы ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН

(<https://ckp.gcras.ru/>), оборудование ИФЗ РАН и ГЦ РАН, приобретённое благодаря программе по обновлению приборной базы в рамках национального проекта “Наука и университеты”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Prasad K. N. D., Pham L. T., Singh A. P.* A Novel Filter “ImpTAHG” for Edge Detection and a Case Study from Cambay Rift Basin, India // *Pure Appl. Geophys.* 2022. № 179. P. 2351–2364.
2. *Hood P.* Gradient measurements in aeromagnetic surveying // *Geophysics*. 1965. № 30 (5). P. 891–902.
3. *Блох Ю. И.* Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий. М.: Издательство МГГА, 2009. 80 с.
4. *Соловьев А. А., Сидоров Р. В., Красноперов Р. И., Груднев А. А., Хохлов А. В.* Новая геомагнитная обсерватория “Климовская” // Геомагнетизм и аэрономия. 2016. Т. 56. № 3. С. 365–379.
5. *Kuliķe C., Virgil C., Stoll J., Hördt A.* A new system to measure the gradient vector of the magnetic field on unmanned aerial vehicles – data processing and field experiment // *RAS Techniques and Instruments*. April, 2022. V. 1. Iss. 1. P. 65–80.
6. *Алёшин И. М., Соловьев А. А., Алёшин М. И., Сидоров Р. В., Соловьёва Е. Н., Холодков К. И.* Перспективы использования беспилотных летательных аппаратов в геомагнитных исследованиях // Наука и технологические разработки. 2019. Т. 98. № 3. С. 32–48.
<https://doi.org/10.21455/std2019.3-3>
7. *Walter C., Braun A., Fotopoulos G.* High-resolution unmanned aerial vehicle aeromagnetic surveys for mineral exploration targets // *Geophysical Prospecting*. 2020. № 68. P. 334–349.
8. *Чепиго Л. С.* GravMagInv. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ RU 2022610137, 10.01.2022.

VERTICAL GRADIENT OF THE GEOMAGNETIC FIELD BY MULTIPLE ALTITUDE AEROMAGNETIC SURVEY

© 2025 I. M. Aleshin^{a,b,‡}, Corresponding Member of the RAS A. A. Soloviev^{a,b}, K. I. Kholodkov^{a,b}, F. V. Perederin^{a,b}, Ya. V. Taran^a

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

^b*Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[‡] *E-mail: ima@ifz.ru*

Modern geophysical survey technologies are progressing fast. One notable milestone of this progress is substantial increase of georeferencing performance with benefits of advanced satellite radionavigation. This article delves into the advantages of employing multiple altitude (also referred to as multilevel) aeromagnetic measurements conducted using unmanned aerial vehicles for deriving vertical gradient. This approach contrasts with conventional methods that rely on the calculation of the corresponding transform of the anomalous magnetic field. A comparative analysis was conducted on two study areas, characterized by distinct magnetic anomalies. One region exhibited strong anthropogenic disturbances against a background of a relatively calm regional magnetic field, while the other demonstrated weaker anthropogenic anomalies. The comparison between the maps of the anomalous field gradient calculated directly and derived from multilevel survey in both regions underscores the potential benefits of straightforward gradient measurement methods.

Keywords: low altitude survey, multiple altitude survey, UAV, drone, airborne magnetic survey, magnetic field transform

УДК 551.14 552.323.6 549.642.21

МОЩНОСТЬ И ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД ТРУБКОЙ ЮБИЛЕЙНАЯ (АЛАКИТ-МАРХИНСКОЕ КИМБЕРЛИТОВОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

© 2025 г. М. В. Милаушкин^{1,2,*}, В. Г. Мальковец^{1,2}, А. А. Гибшер^{1,2}, А. М. Дымшиц^{3,4},
И. В. Яковлев², академик РАН Н. П. Похilenко¹

Поступило 17.06.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принято к публикации 09.09.2024 г.

В работе представлены результаты исследования химического состава ксенокристаллов хромдиопсида из концентрата тяжёлой фракции кимберлитов трубки Юбилейная. Реконструкция мантийной палеогеотермы выполнена с использованием мономинеральной клинопироксеновой геотермобарометрии и программы FITPLOT. Установлено, что палеогеотерма соответствует поверхностному тепловому потоку 34.8 мВт/м². Мощность литосферы в период кимберлитового магматизма под трубкой Юбилейная оценивается в 230 км с интервалом “алмазного окна” около 105 км (от 125 до 230 км). Для того чтобы сравнить палеогеотерму, мощности литосферы и “алмазного окна” под трубками Юбилейная и Удачная была реконструирована мантийная палеогеотерма под трубкой Удачная. Полученные значения теплового потока, мощности литосферы и “алмазного окна” под трубкой Удачная составляют 34.7 мВт/м², 233 км и 108 км, соответственно. Однако алмазоносность трубки Юбилейная в два раза ниже алмазоносности кимберлитов трубки Удачная. Следовательно, разница в алмазоносности может быть связана не только с мощностью опробуемой литосферы и “алмазного окна”, но также и с другими петрологическими параметрами, такими как степень проявления алмазо-генерирующего и алмазо-деструктивного метасоматоза.

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, литосферная мантия, хромдиопсид, палеогеотерма

DOI: 10.31857/S2686739725010149 EDN: GVUCQV

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Алакит-Мархинского среднепалеозойского кимберлитового поля (АМКП, Сибирский кратон) (рис. 1 а) [1] обнаружено свыше 100 кимберлитовых тел, в том числе алмазоносные кимберлитовые трубки Юбилейная,

Комсомольская, Сытыканная, Айхал, Заря и Краснопресненская (рис. 1 б) [2]. Добыча алмазов в настоящее время происходит на трубках Юбилейная, Айхал и Заря, трубки Сытыканная и Комсомольская к настоящему времени отработаны, а трубка Краснопресненская относится к категории резервных месторождений. Трубка Юбилейная по своим размерам относится к уникальным телам; её размеры составляют 1293×741 м, площадь на поверхности ~560 000 м². Трубка прорывает толщу нижнепалеозойских субгоризонтально залегающих пород осадочного чехла, представленную отложениями кембрия, нижнего и среднего ордовика и нижнего силура. Перекрывающая трубку толща представлена терригенными отложениями верхнего отдела каменноугольной системы и осадочными отложениями нижней перми. Возраст внедрения

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²АК АЛРОСА (ПАО), Новосибирск, Россия

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

⁴Геологический институт Кольского Научного Центра Российской Академии наук, Анапиты, Россия

* E-mail: milaushkinmv@igm.nsc.ru

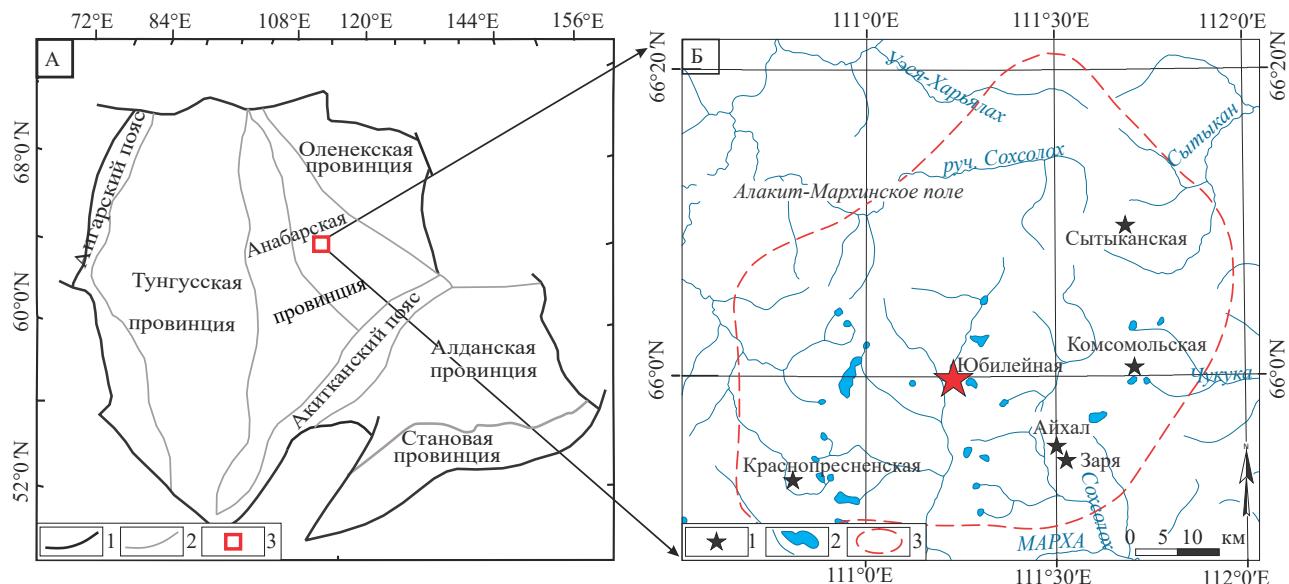


Рис. 1. А – Схематическая карта Сибирского кратона [1] с изменениями; 1 – границы кратона, 2 – границы тектонических провинций, 3 – местоположение Алакит-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) в пределах кратона. Б – Схема расположения кимберлитовых тел в АМКП [2]; 1 – коренные месторождения алмазов, 2 – реки, 3 – контур АМКП

кимберлитов трубки определен U–Pb-методом по первовскиту с использованием SHRIMP (356 ± 7 млн лет) [3]. Трубка Юбилейная представляет собой яркий пример типичной воронки взрыва (центральная часть) и дайкообразных тел (на флангах), формирующих в её структуре три обособленных “рудных столба” [4]. Диатрема центрального столба и фланговые тела выполнены в различных пропорциях порфировым кимберлитом (ПК), автолитовой кимберлитовой брекчии (АКБ) и реже образцами кимберлитовой брекчии (КБ). В центральном рудном столбе доминирует АКБ, а фланги сложены ПК. Алмазоносность кимберлитов различная, в породах, слагающих фланги алмазоносность ниже, чем в центральном столбе. В целом, по трём столбам алмазоносность кимберлитов повышенная – 0.89 кар/т [5].

Алмазоносность кимберлитов зависит от многих факторов, и в том числе от мощности кратонной литосферы, опробуемой кимберлитовой магмой, и от мощности опробуемого “алмазного окна”. Одним из способов оценки мощности кратонной литосферы является определение глубины пересечения расчётной кондуктивной геотермы с адиабатой конвектирующей мантии. Мощность “алмазного окна” определяется по пересечению линии палеогеотермы с линией графит–алмаз [6] и линией пересечения границы литосфера–астеносфера.

Для выяснения мощностей литосферы и “алмазного окна” традиционно используется метод реконструирования палеогеотермы с применением методов минеральной геотермобарометрии, как по ксенолитам перидотитов, так и по отдельным выборкам минералов – клинопироксенов, гранатов и т.д. Кимберлиты трубки Юбилейная интенсивно серпентинизированы; свежие неизменённые ксенолиты в трубке отсутствуют. Вследствие этого расчёт палеогеотермы по традиционным методам минеральной термобарометрии для ксенолитов произвести не представляется возможным. Однако в концентрате тяжёлой фракции кимберлитов трубки Юбилейная присутствуют гранаты и клинопироксены мантийных парагенезисов подходящие для проведения расчётов *PT*-параметров методами мономинеральной термобарометрии.

В данной работе мы приводим результаты реконструирования палеогеотермы с помощью мономинеральной геотермобарометрии для клинопироксенов [7, 8] из концентратов тяжёлой фракции трубки Юбилейная. Этот метод позволяет реконструировать мантийные палеогеотермы и оценить тепловое состояние мантии в период кимберлитового магматизма, а также мощность субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) в отдельных районах кратона. Оценка мощности СКЛМ и “алмазного окна” исключительно важны как на ранних стадиях

поисковых работ для предварительной оценки потенциальной алмазоносности отдельного кимберлитового тела/поля, так и для отдельных блоков/террейнов в пределах древних кратонов. Первые и единственны надёжные оценки палеогеотермы для кимберлитовых тел Алакит-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) были даны в работе [9] с применением метода мономинеральной гранатовой геотермобарометрии. Для оценки *PT*-параметров в гранатах в работе [9] был использован Ni-in-Gar-геотермометр и Cr-in-Gar-геобарометр [10]. Реконструированная палеогеотерма соответствует типичным “холодным” кратонным кондуктивным геотермам с значением теплового потока $\sim 35 \text{ мВт/м}^2$. Мощность литосферы в пределах АМКП составила 230 км [9]. Мономинеральная гранатовая термобарометрия надёжно работает только для ксенокристов гранатов, которые находились в химическом равновесии с хромитом в мантии. В них рассчитанные значения *PT*-параметров (Ni и Cr в гранате), пригодны для построения палеогеотермы. В свою очередь мономинеральная клинопироксеновая термобарометрия работает для любых гранатсодержащих перидотитов. Цель данной работы – оценить палеогеотерму, мощности литосферы и “алмазного окна” под трубкой Юбилейная на основе изучения клинопироксенов из концентрата тяжелой фракции кимберлитов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе приведены результаты исследования 199 зёрен хромдиопсидов из концентрата тяжёлой фракции (КТФ) выделенного из автолитовых кимберлитовых брекчий (АКБ), слагающих центральный рудный столб и из порфировых кимберлитов (ПК) западного рудного столба трубки Юбилейная. Исследовано 150 зёрен хромдиопсидов из АКБ и 49 зёрен из ПК.

Анализ химического состава клинопироксенов выполнен методом рентгеноспектрального микроанализа на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в Центре коллективного пользования “Многоэлементных и изотопных исследований” ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Препараты для анализа были изготовлены в виде шашек из эпоксидной смолы с вмонтированными минеральными зёренами. Полированная алмазными пастами поверхность шашек, покрывалась проводящим углеродным покрытием толщиной около 25 нм. Условия съёмки: ускоряющее напряжение

20 кВ, ток зонда 30–100 нА, диаметр пучка зонда 1–3 мкм, время набора спектров на пике составило 10 с для Mg, Ti, Ca, Si, Fe, Mn и 20 с для Na, Cr, K, Al. Для того чтобы избежать выгорания Na во время анализа, ток зонда при анализе Na составлял 30 нА. Матричные поправки рассчитывались по методу ZAF. В качестве эталонных материалов использовали аттестованные стандарты минералов.

PT-параметры равновесия клинопироксенов рассчитывались с применением термобарометра NT00 [7], а мантийная палеогеотерма на момент внедрения кимберлитов ~ 356 млн лет была реконструирована с помощью программы FITPLOT [11]. Были использованы следующие входные параметры: значение теплогенерации в мантии – 0 мВт/м³ [11], а значение температуры мантийной адиабаты на поверхности 1315°C [11]. Использованные значения мощности верхней (ВК) и нижней коры (НК) были приняты по [12] – 12 км и 29 км, соответственно. Теплогенерация в ВК составляет 0.76 мкВт/м³, а в НК – 0.36 мкВт/м³, согласно [13].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Метод *PT*-расчета NT00 [7] применим только для клинопироксенов из гранатовых перидотитов. Для идентификации клинопироксенов из гранатовых перидотитов использовалась классификационная диаграмма [14], основанная на содержании Cr_2O_3 и Al_2O_3 в хромдиопсих. На основании этой диаграммы 174 зерна (87.4%) идентифицированы как клинопироксены из кратонных гранатовых перидотитов, и, таким образом, подходят для *PT*-расчётов данным методом (рис. 2). Тринадцать зёрен (6.5%) содержат менее 0.5 мас. % Cr_2O_3 и относятся к эклогитам, мегакристалам и связанным с ними клинопироксенам; двенадцать зёрен (6%) попадают в поле шпинелевых перидотитов и вне-кратонных гранатовых перидотитов (см. рис. 2).

Для отбраковки клинопироксенов, не находящихся в равновесии с гранатом и ортопироксеном в условиях мантии, а также зёрен, которые были значительно метасоматизированы, использовались фильтры, предложенные в [7, 8]. После применения фильтров 111 анализов клинопироксенов были исключены из процедуры расчёта *PT*-параметров. Оставшиеся 63 отфильтрованных зерна (см. рис. 2) были идентифицированы как хромдиопсиды с вариациями состава: $\text{Ca}\# = 100 \times \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}) = 32–49$; $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 88–96$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.5–4.4$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} = 0.9–4$ мас. %.

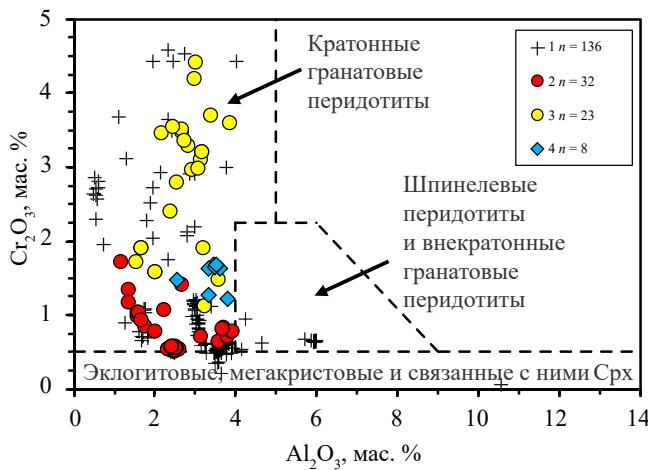


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма Cr_2O_3 – Al_2O_3 [14] и состав изученных клинопироксенов из трубки Юбилейная. 1 – хромдиопсиды, которые не прошли отбор по фильтрам [7, 8] (111 зёрен) а также хромдиопсиды из поля эклогитов, мегакристов и связанных с ними клинопироксенов (13 зёрен) 2 – высокотемпературные хромдиопсиды со значениями $T > 1200$ °C (32 зерна) (см. рис. 3 А), 3 – хромдиопсиды со значениями T от 700 до 1200 °C (23 зерна), 4 – низкотемпературные хромдиопсиды со значениями $P < 30$ кбар (8 зёрен)

С использованием термобарометра NT00 для 63 хромдиопсидов рассчитанные значения температур варьируют от 725 до 1369 °C, значения давлений варьируют от 20 до 69 кбар. По полученным PT -параметрам с использованием программы “FITPLOT” реконструирована палеогеотерма под трубкой Юбилейная. Результатирующий поверхностный тепловой поток составил 35.5 мВт/м², при мощности литосферы 218 км. Мощность “алмазного окна”, определенная по “Y-краю” в гранатах согласно [9] составляет 65 км (от 125 до ~190 км) (рис. 3 а).

На глубинах от 167 до 213 км под трубкой Юбилейная (см. рис. 3 а) выделяется группа высокотемпературных точек (красные кружки) с рассчитанными температурами > 1200 °C. Данное обстоятельство связано либо с особенностями термобарометра NT00, так как экспериментальные данные использованные для калибровки барометра [7] были получены только до 60 кбар [7, 8], либо с локальным тепловым воздействием астеносферы на глубинную часть литосферной мантии [15, 16]. Считается,

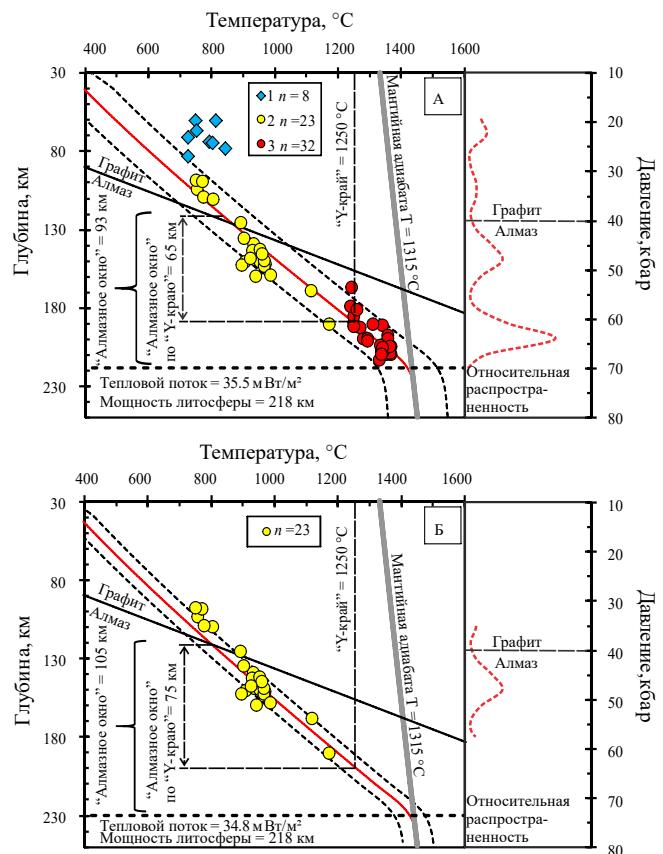


Рис. 3. Реконструированная палеогеотерма под трубкой Юбилейная. А – палеогеотерма реконструированная по 63 хромдиопсидам, тепловой поток 35.5 мВт/м², мощность литосферы 218 км, мощность “алмазного окна” 93 км; Б – палеогеотерма реконструированная по 23 хромдиопсидам, тепловой поток 34.8 мВт/м², мощность литосферы 230 км, мощность “алмазного окна” 105 км. Мощность “алмазного окна” по “Y-краю” [9] – 65 км (А) и 75 км (Б). Пунктирные линии – погрешность реконструкции геотермы. 1 – низкотемпературные хромдиопсиды со значениями $P < 30$ кбар (8 зёрен), 2 – хромдиопсиды со значениями T от 700 до 1200 °C (23 зерна), 3 – высокотемпературные хромдиопсиды со значениями $T > 1200$ °C (32 зерна). Красная пунктирная линия – распространённость хромдиопсидов по глубине

что высокотемпературные хромдиопсиды могут представлять вторично обогащённые породы, подвергшиеся воздействию астеносферных расплавов [15]. Наличие таких клинопироксенов может быть связано с деформацией пород и образованием так называемых катаклизированных перидотитов. Мы склоняемся ко второму варианту, поэтому высокотемпературные

хромдиопсиды были исключены из дальнейших построений, так как их *PT*-параметры завышают значение теплового потока, занижают мощность литосферы и не относятся к положению кондуктивной палеогеотермы на момент кимберлитового магматизма.

Среди 63 хромдиопсидов присутствует восемь зёрен с низкими параметрами давления (20–27 кбар) и температурами от 725 до 846 °С. (см. рис. 3 а, ромбики). Возможно, что эти малоглубинные хромдиопсиды не характеризуют первоначальные свойства литосферной мантии [15]. По-видимому, эти хромдиопсиды происходят из горизонта, где восходящие расплавы останавливаются на достаточно долгое время и реагируют с более холодной литосферой, образуя текстурно уравновешенные крупнозернистые гибридные породы до извержения вмещающего их кимберлита [16]. Поэтому эти хромдиопсиды также были исключены из процедуры построения палеогеотермы.

Значения температур равновесий оставшихся 23 зёрен хромдиопсидов варьируют от 752 до 1175 °C, а значения давлений от 32 кбар до 62 кбар, что соответствует глубинам ~100–194 км. Результирующий тепловой поток составил 34.8 мВт/м², а мощность литосферы и “алмазного окна” 230 км и 105 км, соответственно (рис. 3 б), мощность “алмазного окна”, определённая по “Y-краю” в гранатах, согласно [9], составляет 75 км (от 125 до 200 км). Таким образом палеогеотерма реконструированная по *PT*-параметрам 23 хромдиопсидов, представляет собой среднюю часть разреза, с наиболее холодным тепловым потоком [16, 15], который вероятней всего отображает стабильную кондуктивную геотерму, не подвергшуюся разогреву мантийными расплавами [16, 17].

ОБСУЖДЕНИЕ

Реконструированная палеогеотерма под трубкой Юбилейная характеризуется холодным тепловым потоком 34.8 мВт/м^2 , что соотносится с рассчитанной ранее палеогеотермой для трубы Юбилейная по перидотитовым хромистым гранатам [9]. Полученные данные указывают на существование мощной холодной литосферы под трубкой Юбилейная на момент внедрения кимберлитовой магмы.

Для АМКП поля мало данных, так как мантийные ксенолиты, найденные на поверхности кимберлитовых трубок сильно изменены, однако в соседнем Далдынском поле есть трубка Удачная, в которой обнаружено много свежих

неизменённых ксенолитов и для которой проведено большое количество исследований. Для трубы Удачная в работах [16–18] приведены результаты исследования мантийных ксенолитов, а также с помощью различных термобарометров рассчитаны *PT*-параметры этих ксенолитов. В работе [16] приведены *PT*-оценки хромдиопсидов из ксенолитов трубы Удачная в том числе и по мономинеральному клинопироксеновому термобарометру NT00. Мы использовали приведённые в работе [16]. *PT*-оценки клинопироксена для реконструирования палеогеотермы под трубкой Удачная для того чтобы сравнить палеогеотерму, мощности литосферы и “алмазного окна” под трубками Юбилейная и Удачная. Исследованные ксенолиты трубы Удачная [16–18] представлены крупнозернистыми перидотитами (рис. 4, зелёные кружки), а также переходными и катахлазированными перидотитами (рис. 4,

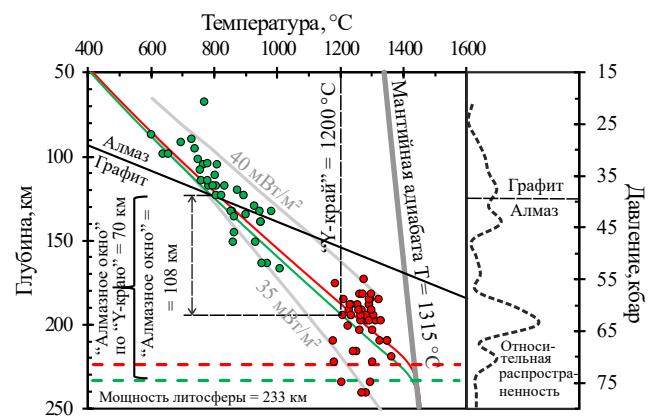


Рис. 4. Реконструированная палеогеотерма под трубкой Удачная (Далдынское поле). *PT*-оценки из [16]. Красные кружки – переходные и катаклизированные перидотиты, зелёные кружки – крупнозернистые перидотиты. Красная сплошная линия – палеогеотерма, реконструированная по хромдиопсидам из переходных, катаклизированных и крупнозернистых перидотитов. Тепловой поток – 35.1 мВт/м², мощность литосферы 224 км, мощность “алмазного окна” 99 км. Зелёная сплошная линия – палеогеотерма реконструированная по хромдиопсидам только из крупнозернистых перидотитов. Тепловой поток – 34.7 мВт/м², мощность литосферы 233 км, мощность “алмазного окна” 108 км, мощность “алмазного окна”, определённая по “Y-краю” в гранатах, согласно [9], составляет 70 км. Красная и зелёная пунктирные линии – граница астеносфера-литосфера. Чёрная пунктирная линия – распространённость клинопироксенов по глубине. Модельные кондуктивные геотермы из [20]

красные кружки). Переходные и катахлазированные перидотиты характеризуются высокими температурами равновесия ($>1200^{\circ}\text{C}$), что может быть связано с локальным тепловым воздействием астеносферы на глубинную часть литосферной мантии. Для реконструирования палеогеотермы использованы хромдиопсиды только из ксенолитов, где клинопироксен находится в равновесии с ортопироксеном и гранатом [16]. Были использованы такие же значения теплогенерации и мощности верхней и нижней коры как для трубы Юбилейная. Результирующий поверхностный тепловой поток для трубы Удачная составил 35.1 мВт/м^2 , при мощности литосферы 224 км, и мощности “алмазного окна” 99 км (см. рис. 4). По причине высоких температур равновесия мы исключили хромдиопсиды из переходных и катахлазированных перидотитов и использовали только хромдиопсиды из крупнозернистых перидотитов. В результате тепловой поток составил 34.7 мВт/м^2 , мощность литосферы 233 км, мощность “алмазного окна” 108 км, а мощность “алмазного окна”, определённая по “Y-краю” в гранатах согласно [9] составляет 70 км (от 125 до 195 км) (см. рис. 4).

Полученные результаты указывают на то, что палеогеотермы трубок Юбилейная и Удачная характеризуются близкими значениями теплового потока, а также мощностью литосферы и мощностью “алмазного окна”. Однако алмазоносность кимберлитов трубы Удачная значительно отличается от трубы Юбилейная – 1.47 к/т и 0.89 к/т [5], соответственно. Следовательно, разница в алмазоносности может быть связана не только с мощностью опробуемой литосферы, но и также с другими петрологическими параметрами, такими как степень проявления алмазо-генерирующего и алмазо-деструктивного метасоматоза [19]. В работе [9] приведены данные о распространённости гарцбургитовых гранатов под трубками АМКП и Далдынского поля. Согласно [9], в пределах АМКП в диапазоне глубин 105–205 км доля гарцбургитовых гранатов среди перидотитовых ассоциаций превышает 30%. В пределах Далдынского поля доля гарцбургитовых гранатов также превышает 30%, но в интервале глубин от 145 до 210 км. Такие различия в распределении гранатов свидетельствуют о том, что характер метасоматических преобразований перидотитов литосферной мантии уникален под отдельными кимберлитовыми трубками. По-видимому, в мантийном разрезе под трубкой Удачная содержится более высокая пропорция гарцбургит-дуниловых гранатов, чем в разрезе мантии под трубкой Юбилейная.

Стоит отметить, что мантийная палеогеотерма под трубкой Юбилейная с использованием программы FITPLOT была реконструирована впервые. Это исследование представляет ценные данные о литосферной мантии под трубкой Юбилейная, в том числе о составе мантии, термическом состоянии и мощности. Дальнейшие исследования состава минералов, таких как гранат, хромшпинелид, ильменит, а также использование более широкого спектра геотермобарометров и учёт дополнительных параметров, например, сейсмических данных, могут расширить представление о строении и эволюции литосферы в исследуемом регионе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны АК “АЛРОСА” (ПАО) за предоставленные зёरна клинопироксенов из концентратов тяжёлой фракции кимберлитов трубы Юбилейная и любезного разрешения на публикацию результатов данных исследований.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проводились при поддержке гранта РНФ 22-27-00724.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розен О. М., Манаков А. В., Суворов В. Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного киля //Геотектоника. 2005. № 6. С. 42–67.
2. Костровицкий С. И. и др. Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. 2015.
3. Lepikhina E. et al. SHRIMP U-Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes / International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. 2008. V. 9.
4. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. 1998.
5. https://www.rudmet.ru/media/docs/3_20_diamond.pdf
6. Nimis P., Taylor W. Single Clinopyroxene Thermobarometry for Garnet Peridotites. Part I. Calibration and Testing of a Cr-in-Cpx Barometer and an Enstatite-in-Cpx Thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554.

7. *Ziberna L. et al.* Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. № 10. P. 2222–2232.
8. *Griffin W. L. et al.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. № 1–4. C. 1–35.
9. *Ryan C. G., Griffin W. L., Pearson N. J.* Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1996. V. 101. № B3. P. 5611–5625.
10. *Mather K. A. et al.* Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // *Lithos*. 2011. V. 125. № 1–2. P. 729–742.
11. *Манаков А. В.* Особенности строения литосфера Якутской кимберлитовой провинции. 1999.
12. *Розен О. М., Соловьев А. В., Журавлев Д. З.* Термическая эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете датирования керна глубинного бурения по трекам деления апатита // *Известия. Физика твердой Земли*. 2009. Т. 45. С. 914–931.
13. *Ramsay R. R., Tompkins L. A.* The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil / The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Special Publication), 1994. P. 329–345.
14. *Тычков Н. С. и др.* Мезозойская литосферная оболочка северо-востока Сибирского кратона (по включениям в кимберлитах) // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 10. С. 1254–1270.
15. *Liu Z. et al.* Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic mid-lithosphere discontinuities // *Geology*. 2022. V. 50. № 8. P. 891–896.
16. *Ionov D. A., Doucet L. S., Ashchepkov I. V.* Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *Journal of petrology*. 2010. V. 51. № 11. P. 2177–2210.
17. *Doucet L. S., Ionov D. A., Golovin A. V.* The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 165. P. 1225–1242.
18. *Malkovets V. G. et al.* Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // *Geology*. 2007. V. 35. № 4. P. 339–342.
19. *Hasterok D., Chapman D. S.* Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 307. № 1–2. P. 59–70.
20. *Kennedy C. S., Kennedy G. C.* The equilibrium boundary between graphite and diamond // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81. № 14. P. 2467–2470.

THICKNESS AND THERMAL STATE OF THE LITHOSPHERIC MANTLE BENEATH THE YUBILEYNAYA PIPE (ALAKIT-MARKHA KIMBERLITE FIELD, SIBERIAN CRATON)

© 2025 M. V. Milaushkin^{a,b, #}, V. G. Malkovets^{a,b}, A. A. Gibsher^{a,b}, A. M. Dymshits^{c,d}, I. V. Yakovlev^b,
Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^a

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russia*

^b*PJSC "ALROSA", Novosibirsk, Russia*

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

^d*Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Geological Institute, Apatity, Russia*

[#]*E-mail: milaushkinmv@igm.nsc.ru*

The paper presents the results of a study on the chemical composition of chromdiopside xenocrystals from the concentrate of the heavy fraction of kimberlites from the Yubileinaya pipe. A reconstruction of the mantle paleogeotherm was achieved through the application of monomineral clinopyroxene geothermobarometry and the FITPLOT programme. The palaeogeotherm was found to correspond to a surface heat flux of 34.8 mW/m². The estimated thickness of the lithosphere beneath the Yubileinaya pipe is 230 km, with a diamond window interval of approximately 105 km (from 125 to 230 km). In order to facilitate a comparison of the palaeogeotherm, lithosphere and diamond window thicknesses beneath the Yubileinaya and Udachnaya pipes, the mantle palaeogeotherm beneath the Udachnaya pipe was reconstructed. The resulting values for the heat flux, lithosphere thickness, and diamond window under the Udachnaya pipe are 34.7 mW/m², 233 km, and 108 km, respectively. However, the diamondiferous content of the Yubileinaya pipe is approximately two times lower than that of the Udachnaya pipe kimberlites. Consequently, the observed difference in diamondiferousness may be related not only to the thickness of the sampled lithosphere and the diamond window, but also to other petrological parameters, such as the degree of manifestation of diamond-generating and diamond-destructive metasomatism.

Keywords: kimberlite pipe, lithospheric mantle, chromdiopside, paleogeotherm

УДК 551.465

СТРУКТУРА ВОД И ЕЕ ИЗМЕНЧИВОСТЬ В ПРОХОДЕ КЕЙН ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2025 г. А. Н. Демидов^{1,*}, К. В. Артамонова^{1,2}, С. Б. Крашенинникова^{1,3},
академик РАН С. А. Добролюбов¹

Поступило 29.06.2024 г.

После доработки 04.09.2024 г.

Принято к публикации 09.09.2024 г.

В работе представлены новейшие результаты исследования структуры вод малоизученного района восточного бассейна тропической части Атлантики (проход Кейн) по данным 63 рейса НИС “Академик Иоффе” 2022 г., а также изменчивость среднемесячных характеристик этих вод по ре-анализу GLORYS12v1 за 1993–2022 гг. Показано, что промежуточные воды на разрезе представлены смесью Антарктической промежуточной воды (ААПВ) и Средиземноморской воды (доля последней достигает 26%). Установлено, что комплекс Североатлантической глубинной воды (САГВ) представлен двумя слоями: Верхней САГВ с максимумом солёности и Средней САГВ с максимумом кислорода. В слое донных вод присутствует смесь Антарктической донной воды (ААДВ), Нижней и Средней составляющих САГВ. Эту смесь, поступающую главным образом из района разлома Вима, правильно называть Донной водой Северо-восточной Атлантики (СВАДВ). Её верхняя граница соответствовала изотерме 1.95 °C и соотношению Si/P, равному 33. В работе по консервативному показателю РО рассчитана доля ААДВ в СВАДВ, которая составляла около 20%. По ре-анализу GLORYS12v1 на сезонном масштабе в придонном слое установлена значимая отрицательная связь между изменчивостью потенциальной температуры и меридиональной скоростью течений. Выявлена значимая тенденция увеличения среднегодовых значений потенциальной температуры (на 0.06 °C) и уменьшения солёности (на 0.005 епс) в целом за период 1993–2022 гг.

Ключевые слова: водные массы, гидролого-гидрохимические характеристики, квазиконсервативный показатель РО, Североатлантические глубинные воды, Антарктические донные воды, межгодовые изменения, океанический реанализ

DOI: 10.31857/S2686739725010151 EDN: GVQAMG

ВВЕДЕНИЕ

Механизмы взаимодействия и трансформации водных масс, распространяющихся через океанические проливы и проходы – плохо изученная проблема современной

океанологии, которая ввиду сложного подводного рельефа и неполноты имеющихся данных натурных наблюдений неадекватно разрешается даже океанскими реанализами. Глубоководных экспедиционных исследований в восточной тропической части Атлантики очень мало. В предлагаемой работе представлены результаты анализа структуры вод, выполненные на океанологическом разрезе вдоль глубоководного прохода Кейн, соединяющего части котловин Зеленого мыса и Сьерра-Леоне между горами Гимальди и материковым склоном африканского континента (рис. 1). Район исследования располагался вблизи разреза НИС “Академик Иоффе” 2000 г. [1] и широтного разреза А06

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

² Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

³ Федеральный исследовательский центр Институт биологии южных морей им. А. О. Ковалевского Российской Академии наук, Севастополь, Россия

* E-mail: tuda@mail.ru

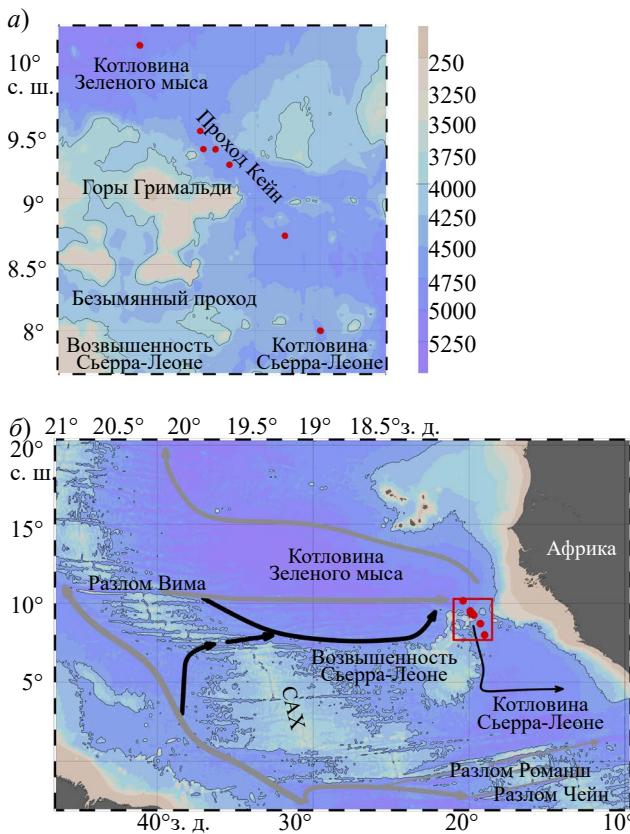


Рис. 1. Положение станций в 63-м рейсе НИС “Академик Иоффе” (АИ-63) в проходе Кейн. *а* – картосхема прохода Кейн, красными точками – положение станций; *б* – картосхема района исследования со схемой циркуляции донных вод. Красным квадратом показан район исследования, а точками – положение станций, серыми стрелками показана схема циркуляции Антарктической донной (АДВ) и Донной воды северо-восточной Атлантики (СВАДВ) по [7, 9] для котловины Зелёного мыса. Чёрными стрелками – путь СВАДВ в район исследования, восстановленный по реанализу GLORYS12v1

WOCE, выполненного вдоль 7.5° с. ш. в 1993 и 2000 гг.

Анализ водных масс и циркуляции вод в экваториальной части Атлантики представлен в работах [2–4]. Однако, до сих пор в структуре глубинных и придонных вод остаётся много неясного. Так, количество выделяемых компонентов Североатлантических глубинных вод (САГВ) и их границы, а также источники их формирования, различаются у разных авторов [5, 6]. В работах [3, 7] показано, что не происходит распространения САГВ как единого целого: каждый компонент несёт особенности водных масс, от которых он происходит, и все

компоненты имеют различные пути распространения, взаимодействуют с разными по характеристикам водами и в итоге формируют свои уникальные особенности. Именно этим объясняется несовпадение положения по вертикали экстремумов различных характеристик, присущих одной и той же водной массе, но сами различия между компонентами не такие существенные, чтобы выделять их как самостоятельные водные массы. В классической работе [5] показано, что в слое Северо-атлантических глубинных вод следует различать три слоя – верхние САГВ, источником которых являются Средиземноморские воды [5, 2], средние САГВ, которые происходят от Лабрадорских вод (ЛВ) [6], и нижние САГВ, основным источником которых являются воды Датского пролива [5, 6]. Иногда САГВ разделяется на четыре составляющие [6], где средние САГВ делятся на два слоя с минимумом и максимумом кислорода соответственно. При этом составляющие САГВ в более поздних работах представлены уже смесью Средиземноморских, Лабрадорских, Исландско-Шетландских, вод Датского пролива и Антарктических донных вод (АДВ) в разных пропорциях [2, 6]. А для донных вод восточной части Тропической Атлантики, которые поступают главным образом через разлом Вима и по своим характеристикам отличаются от вод, приходящих через разломы Романш и Чейн [7], в литературе до сих пор нет даже единого названия.

Исследование внутригодовой изменчивости скоростей течений и потенциальной температуры в проходе Кейн проводились ранее с помощью самописцев в течение года [8]. Были выделены гармоники и установлена связь положительных аномалий температуры с течениями юго-восточного направления. Но на климатическом масштабе сведений об изменении характеристик в этом проходе в литературе до сих пор не существует.

В связи с этим цель данной работы – анализ структуры вод и её изменчивости на межгодовых масштабах в слабоизученном районе прохода Кейн на основе собственных данных и реанализа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Описание данных измерений. В работе использовались данные, полученные в 63-м рейсе НИС “Академик Иоффе” с 29.09.2022 по 10.12.2022 г. на продольном разрезе, проходящем через проход Кейн (в дальнейшем АИ-63).

Непосредственно в проходе Кейн измерения проводились 19–21 октября 2022 г.

Гидрологические измерения в рейсе проводились СТД-зондом высокой точности от поверхности до дна. Для отбора проб воды использовались батометры Нискина на 10 л, размещённые на зондирующем комплексе. Гидрохимический анализ включал определение содержания растворённого в воде кислорода и концентрации биогенных веществ (фосфатов, нитритов, нитратов, силикатов). Пробы воды обрабатывались непосредственно после их отбора в судовой лаборатории, согласно стандартным методикам [10].

Кроме того, был рассчитан квазиконсервативный гидрохимический показатель РО, предложенный в работе [11]:

$$PO = 135[PO_4] + O_2, \quad (1)$$

где PO_4 и O_2 – измеренные концентрации фосфатов и растворенного кислорода в $\mu M/kg$.

В работе процент содержания водных масс, для случая смешения двух водных масс, был рассчитан как:

$$f_{BM1} = |(PO - PO_1)/(PO_2 - PO_1)| * 100\%. \quad (2)$$

Для случая смешения трёх водных масс f_{BM} была составлена система линейных уравнений по формулам аналогичным (2):

$$\begin{cases} f_{BM1} = |(PO - PO_1)/(PO_2 - PO_1)| * 100\% / 3 \\ f_{BM2} = |(PO - PO_2)/(PO_3 - PO_1)| * 100\% / 3, \\ f_{BM3} = |(PO - PO_3)/(PO_1 - PO_2)| * 100\% / 3 \end{cases} \quad (3)$$

где РО – рассчитанная концентрация (по формуле 1) по измеренным концентрациям фосфатов и растворенному кислороду; PO_1 , PO_2 и PO_3 – значения РО в источниках водных масс, рассчитанные по исходным значениям из работы [4].

Для промежуточных и глубинных вод по показателю РО была рассчитана доля каждой из вод в смеси. В слое ниже 500 м рассматривались Антарктические промежуточные, Средиземноморские, Лабрадорские, Исландско-Шетландские глубинные и Антарктические донные воды (ААПВ, СПВ, ЛВ, ИШГВ и ААДВ, соответственно). Причём ставилось ограничение на присутствие тех или иных вод в смеси ниже и выше ядра граничащих вод исходя из структурных особенностей, так что максимальное количество вод в смеси составляло три. Так,

в слое 500–1200 м рассматривалась смесь ААПВ и СПВ, в слое 1200–2000 м к ним добавлялась ЛВ. В слое глубинных вод 2000–3500 м оценивалась доля СПВ, ЛВ и ИШГВ, а в придонном – смесь САГВ и ААДВ.

Для анализа гидрологических характеристик и описания их изменчивости на сезонном и межгодовом масштабах в проходе Кейн Тропической Атлантики использовался реанализ GLORYS12v1 с шагом сетки $1/12^\circ$ за период 1993–2022 г. и анализировались температура, солёность и компоненты скорости течений на придонном горизонте 4405 м в координатах прохода.

Из исходных рядов среднемесячных значений реанализа GLORYS12v1 вычитался линейный тренд и проводился спектральный анализ. Полученные детрендированные ряды представлялись в виде совокупности гармонических функций с различными периодами и амплитудами с помощью быстрого преобразования Фурье. Исходные ряды межгодовых значений, анализируемых параметров сначала преобразовывались в ряды кратные 2^N , при $N = 10$. Полученные ряды преобразованных данных проверялись на нормальность распределения по критерию Колмогорова-Смирнова (>0.05). Далее анализировались периодограммы и выделялись периоды, вносящие наибольший вклад в суммарную дисперсию исходного ряда. С помощью полосно-пропускающего оконного фильтра Хэммиングа выделялись соответствующие периоды (0.5–1, 2–4, 10–30 лет). К исходным и фильтрованным рядам применялся корреляционный анализ. Оценивалась значимость полученных результатов по t -критерию Стьюдента. Для среднемесячных характеристик значимые корреляции на 5% доверительном интервале лежали в диапазоне от -0.3 до 0.3 . Значимость долговременных тенденций исходных рядов среднемесячных и среднегодовых скоростей течений, а также потенциальной температуры воды за 1993–2022 гг. оценивалась по критерию Манна-Кендалла.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Структура вод в проходе Кейн. Для района прохода Кейн характерна структура вод, типичная для восточной части Тропической Атлантики. На разрезе АИ-63 в проходе Кейн нами были выделены следующие водные массы (рис. 2).

Поверхностные воды были представлены верхним квазиоднородным слоем (до глубины 30 м), в котором температура варьировала от 28 до $29^\circ C$, содержание растворенного кислорода изменялось в пределах 200–203 $\mu M/$

кг, а процентное его насыщение во всём слое было более 100%. Этот слой также характеризовался низкими концентрациями биогенных элементов.

Глубже верхнего перемешенного слоя располагались Центральные воды (ЦВ), в которых происходила аккумуляция биогенных элементов с активным потреблением растворённого кислорода. На глубине 350–450 м содержание растворённого кислорода, достигала своего минимума (40–60 $\mu\text{M}/\text{кг}$), а концентрации биогенных элементов, наоборот, резко возрастали и в минимуме кислорода изменялись в пределах: фосфаты – 1.8–2.0 $\mu\text{M}/\text{кг}$; силикаты – 14–26 $\mu\text{M}/\text{кг}$; нитраты – 31–34 $\mu\text{M}/\text{кг}$. Нижней границей этих вод можно считать положение минимума кислорода на глубине 400–460 м.

Ниже этой границы до 1050 м, залегали промежуточные воды, главным образом представленные Антарктической промежуточной водной массой (ААПВ), с ядром – минимумом солёности (около 34.7 епс) на глубине 800–900 м. Нижняя граница ААПВ близка к изотерме $\theta = 5^\circ\text{C}$ и находилась на глубине 1050 м. ААПВ характеризовалась низким содержанием растворённого кислорода (110–120 $\mu\text{M}/\text{кг}$), а также максимумом биогенных элементов, достигающим в ядре очень высоких концентраций: фосфаты – до 2.24 $\mu\text{M}/\text{кг}$, нитраты – до 34 $\mu\text{M}/\text{кг}$; силикаты – до 30 $\mu\text{M}/\text{кг}$ (см. рис. 2). В нижнем слое ААПВ по нашим расчётом присутствует значительная доля Средиземноморских вод – от 17 до 26%.

Глубже промежуточного слоя залегал комплекс Североатлантических глубинных вод (САГВ), представленный в проходе Кейн верхним и средним компонентами. Верхняя Североатлантическая глубинная водная масса (ВСАГВ) выделялась на разрезе по максимуму солёности (более 34.97 епс) и по минимуму силикатов (21–35 $\mu\text{M}/\text{кг}$), а также по минимумам фосфатов (1.33–1.40 $\mu\text{M}/\text{кг}$) и нитратов (19–21 $\mu\text{M}/\text{кг}$) в слое 1050–2700 м. Нижняя граница этих вод, рассчитанная по максимуму вертикальных градиентов гидролого-гидрохимических характеристик [12], была близка к изотерме $\theta = 2.7^\circ\text{C}$. Кроме того, для ВСАГВ было характерно увеличение с глубиной концентрации растворённого кислорода, содержание его увеличивалось от верхней границы ВСАГВ (230 $\mu\text{M}/\text{кг}$) до нижней (248 $\mu\text{M}/\text{кг}$), соответственно. Мы предполагаем, что в районе прохода Кейн ВСАГВ представлена смесью Лабрадорских, Антарктических промежуточных и Средиземноморских вод. Доля Лабрадорских вод составляла по нашим расчётом, в соответствии с формулой (2) около

30%, (с максимумом в слое 2500–2700 м), Антарктических промежуточных – 24–50% (вблизи верхней границы), а Средиземноморских – 10–34%. Благодаря Средиземноморским водам этот слой характеризовался максимумом солёности, при этом основная их доля сосредоточена в слое 1000–2000 м.

Как отмечено выше, для низележащих компонентов САГВ до сих пор в мировой литературе нет чёткого понимания о количестве составляющих и их происхождении, т.к. положение экстремумов различных характеристик не совпадает по глубине. В табл. 1 мы приводим имевшиеся ранее сведения об источниках компонентов глубинных вод в этом районе в сравнении с полученными в работе результатами.

На разрезе в слое 2700–4100 м выделялись средние САГВ (ССАГВ) по максимуму растворённого кислорода (245–249 $\mu\text{M}/\text{кг}$). Эти воды с повышенным значением кислорода, возможно, приходят в исследуемый район с запада. Мы предполагаем, что в районе прохода Кейн происходит трансформация вод, главным образом представленных смесью Исландско-Шетландских и Лабрадорских (доли 40–70% и 30–40% соответственно), к которым после прохождения разломов в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) на $5\text{--}11^\circ\text{ с. ш.}$ в котловине Зелёного мыса добавляются сильно трансформированные глубинные воды с низким содержанием кислорода. Этот минимум формируется в районе материкового склона Африки в результате минерализации большого количества органического вещества в акватории Канарского апвеллинга [14].

Придонный слой в исследуемом районе занимали Донные воды северо-восточной Атлантики (СВАДВ). Варианты названия и граница СВАДВ в сравнении с предшествующими работами представлены в табл. 2. Эти воды на разрезе характеризовались минимумами потенциальной температуры ($1.85\text{--}1.95^\circ\text{C}$) и солёности (менее 34.88 епс), более низким содержанием растворённого кислорода (241–245 $\mu\text{M}/\text{кг}$), а также более высокими концентрациями силикатов (50–56 $\mu\text{M}/\text{кг}$), фосфатов (1.5–1.62 $\mu\text{M}/\text{кг}$) и нитратов (20–22 $\mu\text{M}/\text{кг}$), чем вышележащие САГВ. СВАДВ, вероятно, представляет собой смесь ССАГВ, НСАГВ и ААДВ, взаимодействующих по мере прохождения разломов в САХ. Эти воды поступают с глубинным течением из разлома Вима в котловину Зелёного мыса и по своим характеристикам отличаются от вод, поступающих через разломы Романш и Чейн. (см. рис. 1). Причём перенос, согласно реанализу, направлен

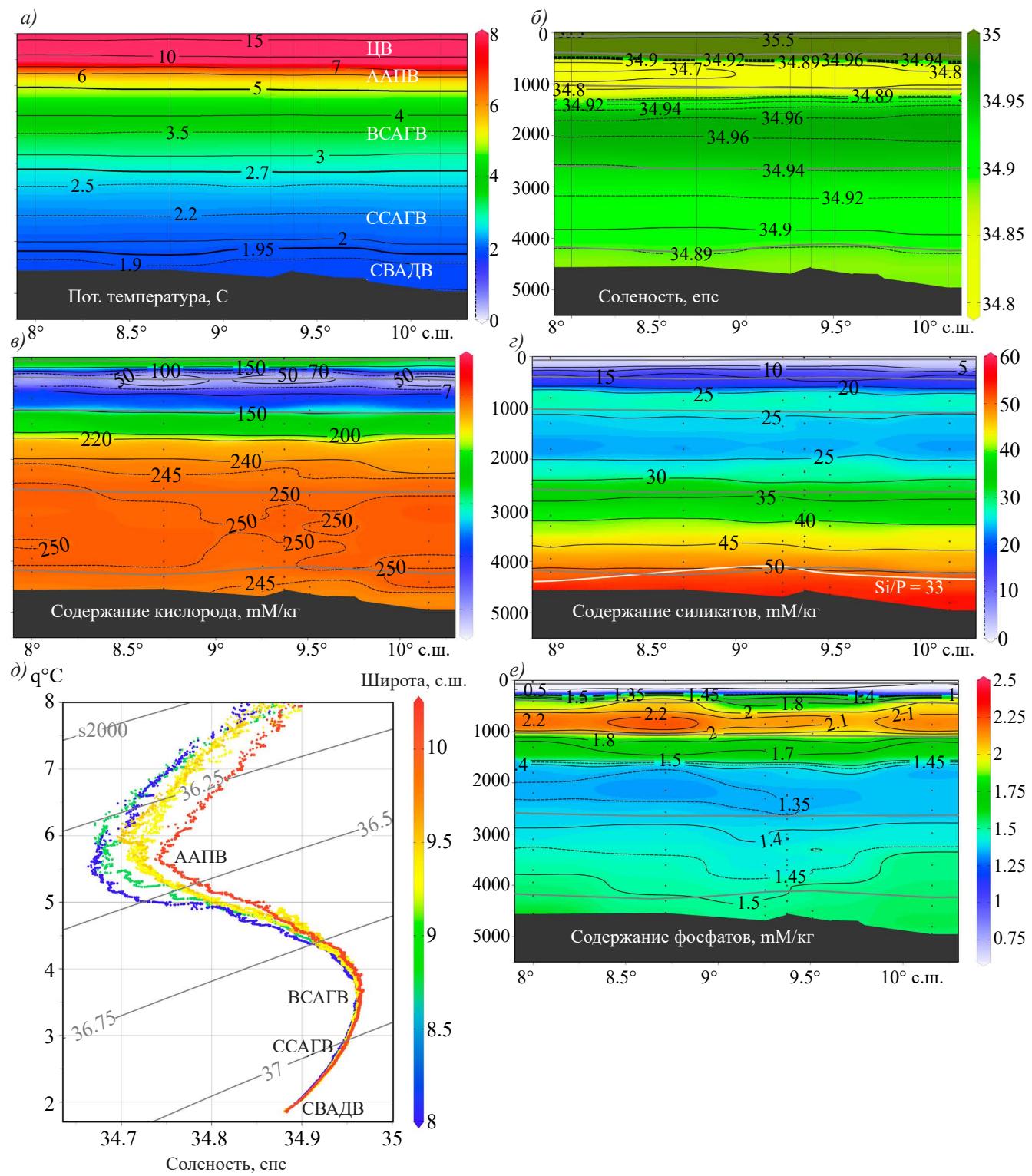


Рис. 2. Распределения потенциальной температуры, °С (а), солёности, епс (б), содержание растворённого кислорода, $\mu\text{M}/\text{kg}$ (в), силикатов, $\mu\text{M}/\text{kg}$ (г), и содержание фосфатов, $\mu\text{M}/\text{kg}$ (е) на разрезе АИ63 в проходе Кейн. Серыми линиями даны границы водных масс, белой линией на (г) – положение $\text{Si}/\text{P} = 33$

Таблица 1. Составляющие компонентов глубинных вод тропической части Атлантики по мнению разных авторов

	Wust 1935 [5]	Tsuchiya et al., 1992*	Rhein et al., 1995 [6]	Schmitz, 1996*	Andrie et al., 1998 [2]	Liu, Tanhua, 2019 [4]	de Carvalho Ferreira, Kerr, 2017 [13]	Настоящая работа
ВСАГВ	СПВ	СПВ + ЛВ	верхняя ЛВ	ЛВ +СПВ	ЛВ	ИШВ + ЛВ		ЛВ, ААПВ, СПВ
ССАГВ	ЛВ	ИШГВ + ВДВ + ДПВ	ЛВ	ИШГВ +ААДВ	ЦВ+ЛВ + ИШГВ	ИШГВ +ДПВ+(ЛВ)	ЛВ +ДПВ+ ИШГВ +(СПВ)	ИШГВ, ЛВ, СВАДВ
			ЧГВ				ДПВ+	
НСАГВ (западная часть)	ДПВ	ААДВ +ДПВ	ДПВ	ДПВ+ ААДВ	ДПВ		ЧГВ, ААДВ, ДПВ	

Примечание. ААПВ – Антарктические промежуточные, СПВ – Средиземноморские промежуточные, ЛВ – Лабрадорские, ИШГВ – Исландско-Шетландские глубинные, ЧГВ – воды разлома Чарли-Гиббс, ДПВ – воды Датского пролива, УГВ – глубинные воды моря Уэдделла, ААДВ Антарктические донные воды, ВДВ – донные воды восточного бассейна, СВАДВ – донные воды Северо-восточной Атлантики. В скобках подразумевается незначительное количество воды в смеси. Звёздочкой (*) помечены результаты, взятые из работы [7].

не напрямую от разлома Вима, как это считалось ранее [9], а зонально вдоль южной оконечности котловины. В районе прохода Кейн СВАДВ взаимодействуют с местными глубинными водами с низким содержанием растворённого кислорода и высокими концентрациями биогенных элементов [14], а затем через этот проход распространяются далее на юг. Правда, как показано в работе [8], по данным самописцев течений и по реанализу (см. врезку рис. 3), в придонном слое прохода Кейн фиксируются разнонаправленные течения как южного, так и северного направления, что говорит о нестационарном характере этого переноса. Как свидетельствуют новейшие данные рельефа GEBCO 15', к югу от гор Гриимальди располагается безымянный глубоководный проход (глубины над седловинами более 4000 м), через который также может проходить СВАДВ.

Верхняя граница СВАДВ в проходе Кейн по нашим оценкам соответствовала максимальным вертикальным градиентам солёности и кислорода, соотношению Si/P, равному 33 [15]

и концентрации силикатов 50 $\mu\text{M}/\text{kg}$. Выделенная граница совпадала с изотермой $\theta = 1.95^\circ\text{C}$, предложенной [4], что немного ниже “классической” границы 2°C [5].

Наибольший интерес связан с долей ААДВ в СВАДВ из-за трансформации антарктических донных вод при прохождении разломов САХ из западной части Атлантического океана в восточную. В проходе Кейн по консервативному показателю РО рассчитанная доля ААДВ в СВАДВ составила около 20%. В районе самого прохода их доля была ниже 15%, тогда как в близлежащих котловинах доля ААДВ составляла чуть более 20%. Таким образом, мы разделяем мнение большинства исследователей (см. табл. 2), что ААДВ в восточной Атлантике в чистом виде нет, их доля здесь составляет менее 25%. Если же принять за 100% содержание ААДВ в донных водах на входе в разлом Вима, то на выходе из него в восточную Атлантику доля ААДВ составляет уже около 60% от тех вод, которые подошли к разлому с запада.

Таблица 2. Название и характеристики Донных вод восточной части Атлантики

Название	Верхняя граница, θ , $^{\circ}\text{C}$	Авторы
Антарктическая донная вода (AADW/AABW)	2	Wust, 1935 [5]
	1.9 ($4-11^{\circ}$ с. ш.) 2.0 (36° с. ш.)	McCartney et al., 1991 [9]
	1.8 (11° с. ш.), 1.9 (36° с. ш.)	Macdonald, 1998*
Донная (абиссальная) вода восточного бассейна (BDB/EBW)	—	Добролюбов и др., 1995*
	1.8–2.0 (0° с. ш.)	Morozov et al., 2010 [7]
	1.8	Stephens, Marshall, 2000*
Нижняя глубинная водная масса (LDW)	1.8	Van Aken, 2007 [16]
Глубинная вода северо-восточной Атлантики (INEADW)	1.98 ± 0.03	Garcia-Ibanez et al., 2015 [17]
Донная вода северо-восточной Атлантики (СВАДВ/NEABW)	1.95	Liu, Tanhua, 2019 [4], Настоящая работа

Примечание. Звёздочкой (*) помечены взятые из работы [7].

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ. СПЕКТРАЛЬНЫЙ И КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Наибольший интерес в проходе Кейн, ввиду отсутствия океанологических разрезов для сравнения, представляет изменение температуры и скорости течений на главной седловине. В работе сравнивались измерения среднемесячных значений потенциальной температуры и меридиональной компоненты скорости течений, полученные разными авторами и с помощью реанализа *GLORYS12v1*. Использовались значения в точке 9.333° с. ш., 19.833° з. д. на горизонте 4405 м, характеризующие придонный слой мощностью около 400 м (табл. 3, рис. 4). Также эти характеристики сравнивались с данными самописцев в проходе Кейн на глубинах 4350–4570 м. в ноябре 2010 г. – октябре 2011 г. [8].

Сравнение реанализа и самописцев показало удовлетворительное соответствие ежемесячных изменений температуры воды и плохое воспроизведение скоростей течений (см. рис. 3). Совпадения по направлению меридиональной компоненты скорости выявлены лишь эпизодически (декабрь 2010, январь, март, май 2011). В целом можно отметить, что периоды повышения температуры соответствуют юго-восточным направлениям течений (из котловины Зелёного мыса в сторону котловины Сьерра-Леоне).

Это подтверждается максимальными значениями потенциальной температуры, полученными по реанализу (более 2°C), которые наблюдались в январе–марте 1996 г., апреле–сентябре 1999 г., январе–марте 2003 г., феврале – ноябре 2010 г., декабре 2011 г., январе–июне 2020 г. при течениях юго-восточного направления. Минимальные температуры по реанализу ($\sim 1.8^{\circ}\text{C}$) наблюдались в июле–октябре 1995 г., декабре 2004 г., июне 2005 г. при усилении скоростей течений противоположного северо-западного направления. Правда, в июне–ноябре 1996 г., январе–феврале 1997 г., феврале–марте 2013 г., июне–июле 2014 г., были выявлены периоды пониженной температуры ($\sim 1.85^{\circ}\text{C}$) как раз при течениях юго-восточного направления. Таким образом, по реанализу периоды повышения/понижения температуры не всегда соответствуют закономерностям, выделенным по самописцам.

Анализ периодограммы на рис. 4 показал, что в изменчивости меридиональной скорости течений выделяются годовая (1 год) и полугодовая (0.5 года) гармоники, а также период 2–4 года. Амплитуда годовой гармоники меридиональной скорости течений равна 0.045 м/с. В изменчивости температуры и солёности выделяются периоды 1, 2–4, 10 лет. Амплитуды гармоники температуры равны 0.007, 0.015, 0.027 $^{\circ}\text{C}$, соответственно.

Спектральный анализ данных рядов потенциальной температуры и придонной скорости течений в разломе Романш также показал важную роль полугодовой и годовой гармоники

Таблица 3. Потенциальная температура (θ) и меридиональная компонента скорости течения (V) над седловиной прохода Кейн

Авторы	Годы	Месяцы	Глубина, м	θ , $^{\circ}\text{C}$	V, см/с	Направление потока
Morozov et al., 2010 [7]	2009	4	4552 / 4405	1.856 / 1.914	-10 / -3	ЮВ / ЮВ
Morozov et al., 2013 [18]	2009	10	4536–4567 / 4405	1.846 / 1.983	5...10 / 4	С3 / С
	2010	10	4444–4545 / 4405	1.836 / 1.968	2 / -15	С3 / ЮВ
	2011	10	4387–4566 / 4405	1.855 / 1.921	-5...5 / 15	0 / С3
	2012	10	4284–4558 / 4405	1.832 / 1.924	5 / 10	С3 / С3
	2014	5	4424 / 4405	1.877 / 1.825	- / -13	- / ЮВ
Наши данные (63 рейс НИС “Ак. Иоффе”)	2022	10	4550 / 4405	1.858 / 1.878	- / -12	- / ЮВ

Примечание. Вверху – по данным измерений разных лет, внизу – по реанализу GLORYS12v1 за 1993–2022 гг. (Положительное значение скоростей течений указывает направление на север).

[19]. На 26° с. ш. для ААДВ аналогично выделялась годовая гармоника переноса с амплитудой 0.6 Св и амплитудой потенциальной температуры 0.01°C [20].

Сопоставление рис. 3 и рис. 4 в, г показывает преобладание скорости течения юго-восточного направления в 2006, 2008, 2019, 2022 гг. и северо-западного направления в 1996, 2005, 2009, 2018, 2020, 2021 гг.

Мы проанализировали также корреляционные связи между исходными рядами среднемесячных значений солёности, потенциальной температуры, меридиональной и зональной скоростей течений за период 1993–2022 гг. (табл. 4). Установлена значимая отрицательная связь меридиональной и зональной компонент скорости течений ($r = -0.92$) для придонных вод, что свидетельствует о доминировании в проходе Кейн либо течений северо-западного (43% случаев), либо – юго-восточного направлений (50% случаев). Наибольшие отрицательные связи меридиональной и зональной скоростей течений наблюдаются на масштабе 2–4 года ($r = -0.94$). На низкочастотном периоде 10–30 лет появляется отрицательная связь

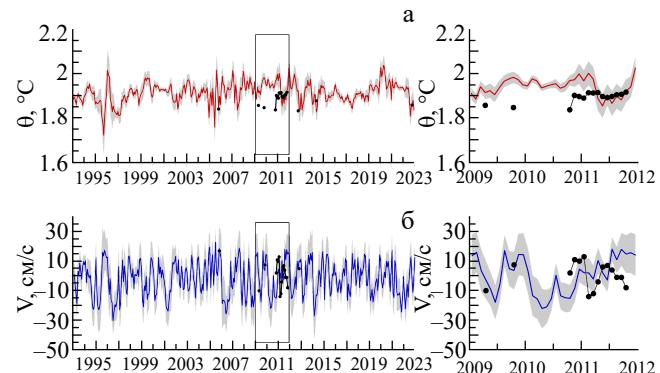


Рис. 3. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений потенциальной температуры (θ , $^{\circ}\text{C}$) (а), меридиональной скорости течений (V, см/с) (б) в проходе Кейн по океаническому реанализу GLORYS12v1 за все месяцы 1993–2022 гг. На врезке (справа) увеличен фрагмент 2009–2012 гг. Чёрные точки – по оценкам разных авторов из табл. 4. Страна заливка – среднеквадратические отклонения для рядов среднемесячных значений реанализа GLORYS12v1, рассчитанные за 11 месяцев скользящим окном (+5 и -5 месяцев от центрального значения)

температуры с меридиональной компонентой скорости ($r = -0.34$) (табл. 4). Таким образом, при северо-западном направлении течений потенциальная температура в проходе Кейн уменьшается, что подтверждает результаты [8].

При анализе многолетних трендов изменения гидрологических характеристик в проходе Кейн за 1993–2022 гг. по критерию Манна-Кендалла выявлены значимая тенденция уменьшения солёности (на 0.005 епс) и увеличения потенциальной температуры воды (на 0.03 °C). Значимых тенденций изменений скоростей течений за указанный период выявлено не было.

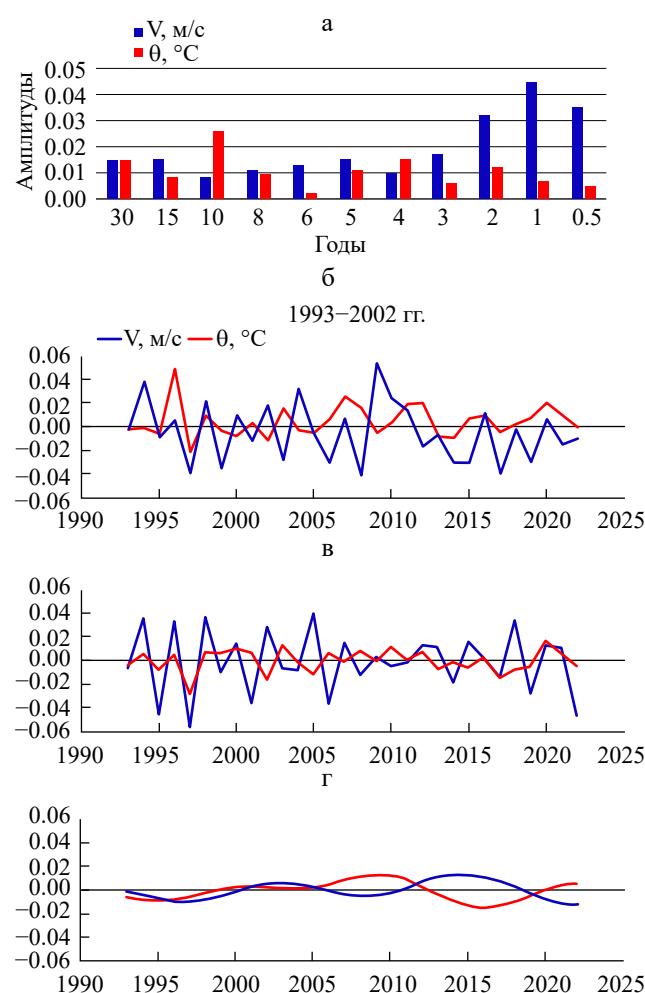


Рис. 4. Периодограмма среднемесячных рядов (а) и изменчивость фильтрованных детрендированных среднемесячных значений меридиональной скорости течения (V , м/с, синим) и потенциальной температуры (θ , °C, красным), на периодах 0.5–1 (б), 2–4 года (в), 10–30 лет (г) в проходе Кейн по океаническому реанализу GLORYS12v1

Таблица 4. Корреляционная матрица исходных рядов, фильтрованных среднемесячных рядов (0.5–1, 2–4, 10–30 лет) потенциальной температуры воды (θ), зональной (U) и меридиональной скорости течений (V) на глубине 4405 м по реанализу GLORYS12v1 в 1993–2022 гг. Значимые корреляции на 5% доверительного интервала лежат в диапазоне $-0.3 > r > 0.3$

Параметры	θ , °C	V , м/с	U , м/с
θ , °C	—	-0.14, 0.05, 0.20, -0.34	0.19, 0.05, 0.20, 0.46
V , м/с	-0.14, 0.05, 0.20, -0.34	—	-0.92, -0.82, -0.94, -0.68
U , м/с	0.19, 0.05, 0.20, 0.46	-0.92, -0.82, -0.94, -0.68	—

ВЫВОДЫ

Анализ данных 63-го рейса НИС “Академик Иоффе” в 2022 г. показал, что для района прохода Кейн характерна структура вод, типичная для восточной части Тропической Атлантики.

Получено, что в нижнем слое промежуточных вод, представленных главным образом ААПВ, по нашим расчётом присутствует от 17 до 26% доли Средиземноморских вод.

Установлено, что в восточной части тропической Атлантики комплекс САГВ представлен двумя слоями: ВСАГВ с максимумом солёности и ССАГВ – с максимумом кислорода. По нашим расчётом, ВСАГВ – это смесь вод, состоящая из Лабрадорских вод (доля до 30%), Антарктических промежуточных (до 50% у верхней границы) и Средиземноморских (до 34%) вод.

В районе прохода Кейн происходит трансформация ССАГВ, которые представляют собой смесь Исландско-Шетландских глубинных и Лабрадорских вод, а после прохождения разломов 7–12° с. ш. к ним добавляются сильно трансформированные глубинные воды с низким содержанием кислорода, приходящие из района материкового склона Африки.

Получено, что ААДВ в восточной части Атлантики в чистом виде нет (расчёчная доля менее 25%). Для вод, проходящих через разломы САХ в котловину Зелёного мыса и распространяющихся глубже САГВ, введён термин

Северо-восточная донная вода (СВАДВ), её верхняя граница близка к изотерме $\theta = 1.95^{\circ}\text{C}$.

Выявлена отрицательная связь меридиональной скорости течений и потенциальной температуры (-0.34) только на масштабе 10–30 лет, т.е. при северо-западном направлении потока температура в проходе Кейн будет уменьшаться, а при юго-восточном – увеличиваться.

Получена значимая тенденция уменьшения среднегодовых значений солёности (на 0.005 епс) и увеличения значений потенциальной температуры воды (на 0.03°C) в придонном слое прохода Кейн за 1993–2022 гг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Ф.Н. Гиппиуса, С.А. Бабича, Н.Ю. Родионову, а также весь экипаж и научный состав НИС “Академик Иоффе” и НЭС “Академик Трешников”, которые помогали в проведении экспедиционных исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственных заданий по темам госзаданий МГУ № 121031900090-6, ФИЦ ИнБиОМ № 124030100137-6. При поддержке гранта РНФ № 23-17-00032 были выполнены описания гидролого-гидрохимических характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sarafanov A., Sokov A., Demidov A. Water mass characteristics in the equatorial North Atlantic: A section nominally along 6.5°N , July 2000 // Journal of Geophysical Research. 2007. 112(C12). C12023. <https://doi.org/10.1029/2007JC004222>
2. Andrié C., Ternon J. F., Messias M. J., Memery L., Bourlès B. Chlorofluoromethane distributions in the deep equatorial Atlantic during January–March 1993 // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 1998. V. 45. № 6. P. 903–930.
3. Herrford J., Brandt P., Zenk W. Property changes of deep and bottom waters in the Western Tropical Atlantic // Deep-Sea Research. Part I. 2017. V. 124. P. 103–125.
4. Liu M., Tanhua T. Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions // Ocean Science. 2021. V. 17. P. 463–486.
5. Wust G. The stratosphere of the Atlantic Ocean // Wiss. Ergebni. Dtsch. Atlant. Exped. Meteor. 1935. V. 6.
6. Rhein M., Stramma L., Send U. The Atlantic Deep Western Boundary Current: Water masses and transports near the equator // Journal of Geophysical Research. 1995. 100(C2). 2441. <https://doi.org/10.1029/94JC02355>
7. Morozov E. G., Demidov A. N., Tarakanov R. Yu., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Water Structure and Flows // Springer Science + Business Media. 2010. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-9358-5>
8. Van Haren H., Morozov E., Gostiaux L., Tarakanov R. Convective and shear-induced turbulence in the deep Kane Gap // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. V. 118. № 11. P. 5924–5930. <https://doi.org/10.1002/2013JC009282>
9. McCartney M. S., Bennett S. L., Woodgate-Jones M. E. Eastward Flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11°N and Its Influence on the Abyss of the Eastern Basin // Journal of Physical Oceanography. 1991. 21(8). 1089–1121. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021)
10. Сапожников В. В., Агатова А. И., Аржанова Н. В., Мордасова Н. В., Лапина Н. М., Зубаревич В. Л., Лукьянова О. Н., Торгунова Н. И. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыболовственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
11. Broecker W. “NO” a conservative water-mass tracer // Earth and Planetary Science Letters. 1974. V. 23. P. 100–107.
12. Демидов А. Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 165–175.
13. de Carvalho Ferreira M. L., Kerr R. Source water distribution and quantification of North Atlantic deep water and Antarctic bottom water in the Atlantic Ocean // Progress in Oceanography. 2017. V. 153. P. 66–83.
14. Oudot J., Merlin F. X., Pinvidic P. Weathering rates of oil components in a bioremediation experiment in estuarine sediments // Marine Environmental Research. 1998. V. 45. № 2. P. 113–125. [https://doi.org/10.1016/s0141-1136\(97\)00024-x](https://doi.org/10.1016/s0141-1136(97)00024-x)
15. Аржанова Н. В., Артамонова К. В. Гидрохимическая структура вод в районах промысла антарктического криля Euphausia superba Dana // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 118–132.
16. Van Aken H. M. The Oceanic Thermohaline Circulation: an introduction / Springer Science & Business Media. 2007. V. 39. P. 135–182.
17. Garcia-Ibanez et al. Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre // Progress in oceanography. 2015. V. 135. P. 18–36.

18. Morozov E. G., Tarakanov R. Y., Van Haren H. Transport of Antarctic bottom water through the Kane Gap, tropical NE Atlantic Ocean // *Ocean Science*. 2013. V. 9. № 5. P. 825–835.
<https://doi.org/10.5194/os-9-825-2013>
19. Thierry V., Mercier H., Treguier A.-M. Seasonal fluctuations in the deep central equatorial Atlantic Ocean: A data-model comparison // *Ocean Dynamics*. 2006. V. 56. P. 5–6.
20. Krasheninnikova S. B., Demidov A. N., Ivanov A. A. Variability of the Characteristics of the Antarctic Bottom Water in the Subtropical North Atlantic // *Oceanology*. 2021. V. 61. Iss. 2. P. 151–158.
<https://doi.org/10.1134/S0001437021020090>

WATER MASS-STRUCTURE AND VARIABILITY OF THE KANE GAP IN THE EQUATORIAL ATLANTIC OCEAN

© 2025 A. N. Demidov^{a, #}, K. V. Artamonova^{a, b}, S. B. Krasheninnikova^{a, c},
 Academician of the RAS S. A. Dobrolyubov^a

^a*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

^b*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia*

^c*A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

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

The results of a study of the water mass structure in a poorly studied area of the eastern basin of the Tropical Atlantic (Kane Gap) according to data from the 63rd cruise of P/V “Akademik Ioffe” in 2022 are presented in the paper. Variability of the average monthly characteristics of these waters using the GLORYS12v1 reanalysis for 1993–2022 is shown. Intermediate waters in the section are represented by a mixture of Antarctic intermediate water (AAIW) and Mediterranean water (the share of the latter reaches 34%). It has been established that the North Atlantic Deep Water (NADW) is represented by two layers: the Upper NADW with a maximum of salinity and the Middle NADW with a maximum of oxygen. The bottom water layer contains a mixture of Antarctic Bottom Water (AABW), the Lower and Middle components of the NADW. This mixture, coming primarily from the Vema Fracture zone region, is properly to call Northeast Atlantic Bottom Water (NEABW). Its upper limit corresponded to the isotherm of 1.95°C and the Si/P ratio equal to 33. In this work, using the conservative PO, the proportion of AABW in NEABW, which is about 20%, was calculated. According to the GLORYS12v1 on a seasonal scale in the bottom layer, a significant negative relationship was established between the variability of potential temperature and the meridional speed of currents. Significant trend for an increase in the average annual potential temperature (by 0.06 °C) and a decrease in salinity (by 0.005 psu) in general for the period 1993–2022 was revealed.

Keywords: water masses, physical and hydrochemical properties, PO, North Atlantic Deep Water, Antarctic Bottom Water, interannual variability, ocean reanalysis

УДК 532.5:551.465

ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В ОКЕАНЕ С ФОНОВЫМИ СДВИГОВЫМИ ТЕЧЕНИЯМИ, ВОЗБУЖДАЕМЫЕ НЕСТАЦИОНАРНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ

© 2025 г. В. В. Булатов^{1,*}, И. Ю. Владимиров^{2,***}, Е. Г. Морозов^{2,***}

Представлено академиком РАН М. В. Флинтом 12.08.2024 г.

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 11.09.2024 г.

Принято к публикации 16.09.2024 г.

Рассмотрена задача о генерации внутренних гравитационных волн локализованным осциллирующим источником возмущений в океане конечной глубины с фоновыми сдвиговыми течениями. Для построения аналитических решений в линейном приближении использованы модельные представления частоты плавучести и распределения сдвигового течения по глубине. В предположении Майлса–Ховарда построено интегральное представление решения в виде сумм волновых мод. С помощью метода стационарной фазы получено асимптотическое представление решения для отдельной моды. Изучена пространственная трансформация фазовых структур волновых полей в зависимости от частоты осцилляций источника возмущений и основных характеристиках сдвиговых течений. Показаны экспериментально измеренные сдвиговые потоки в абиссальных каналах, проведено сравнение с результатами лабораторного моделирования.

Ключевые слова: внутренние гравитационные волны, стратифицированный океан, фоновые сдвиговые течения, дальние поля, асимптотики, нестационарный источник

DOI: 10.31857/S2686739725010163 EDN: GVPVWO

В связи с прогрессом в изучении крупномасштабных океанических волновых процессов изучение динамики и распространения внутренних гравитационных волн (ВГВ) в океане с учетом наличия течений является актуальной задачей [2, 5, 10, 16, 20]. В реальном океане внутренние гравитационные волны распространяются на фоне фоновых сдвиговых океанических течений, поэтому вертикальная и горизонтальная динамика сдвиговых течений в значительной степени связана с этими волнами. В океане такие течения могут проявляться, например, в области сезонного термоклина и оказывать заметное

влияние на динамику ВГВ [16–18]. Интенсивными природными течениями являются потоки Антарктической донной воды, которые обтекают подводные хребты на абиссальных глубинах. Их скорости у дна нередко достигают 40–50 см/с [16–18]. Потоки донной воды, обтекая подводные хребты в проливах генерируют интенсивные внутренние волны, например в проливе Карские Ворота или Гибралтарском проливе [16–18]. Глубины в проливах меньше, чем в абиссальных разломах и меняются от десятков до сотен метров. Нестационарные или осциллирующие источники возмущений являются одним из механизмов генерации интенсивных внутренних гравитационных волн в природных (океан, атмосфера Земли) и искусственных стратифицированных средах. Такие источники возбуждения ВГВ могут иметь как природный (схлопывание области турбулентного перемешивания, быстрая подвижка океанического дна, распространение интенсивных атмосферных возмущений), так и антропогенный (подводные и надземные взрывы) характеры [2, 5, 6, 7, 19, 20]. Для моделирования генерации ВГВ

¹ Институт проблем механики им. А. Ю. Ишлинского Российской Академии наук, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

* E-mail: internalwave@mail.ru

** E-mail: iyuvladimirov@rambler.ru

*** E-mail: egmorozov@mail.ru

точечным источником в реальном океане можно считать крутой склон поперечного хребта в проливах, и в качестве возможного механизма возбуждения ВГВ рассматривать, например, генерацию волн периодическим течением на склонах поперечных хребтов в проливах [5, 16–18]. В первом приближении можно считать, что фоновые течения с вертикальным сдвигом скорости слабо зависят от времени и горизонтальных координат, поэтому если масштаб изменения течений по горизонтали много больше длин ВГВ, а масштаб временной изменчивости много больше периодов ВГВ, то такие течения можно рассматривать как стационарные и горизонтально однородные [2, 5, 10]. В общей постановке описание динамики ВГВ в океане с фоновыми полями сдвиговых течений является весьма сложной задачей уже в линейном приближении [2, 4, 5, 10, 15, 19, 20].

В приближении Буссинеска вертикальная компонента малых возмущений скорости ВГВ W удовлетворяет уравнению [2, 3, 5, 9]

$$\frac{D^2}{Dt^2} \left(\Delta + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) W - \frac{D}{Dt} \left(\frac{d^2 U}{dz^2} \frac{\partial W}{\partial x} + \frac{d^2 V}{dz^2} \frac{\partial W}{\partial y} \right) + N^2(z) \Delta W = \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{Dq}{Dt} \right) \right) \quad (1)$$

$$W = 0, \text{ при } z = 0, -H$$

$$\text{где } \frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U(z) \frac{\partial}{\partial x} + V(z) \frac{\partial}{\partial y}, \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2},$$

$$N^2(z) = -\frac{g}{\rho^*} \frac{d\rho_0(z)}{dz} -$$

квадрат частоты Брента–Вайсяля (частоты плавучести), $(U(z), V(z), 0)$ – компоненты скорости фонового сдвигового течения на горизонте z , $\rho_0(z)$ – невозмущённая плотность, ρ^* – характерное значение плотности [2, 5], $q = q(x, y, z, t)$ – плотность распределения источников. Задача (1) рассматривается в конечном по вертикали $-H < z < 0$ и неограниченном по горизонтали $-\infty < x, y < +\infty$ слое. На дне $z = -H$ вертикальная компонента скорости W равна нулю, на поверхности $z = 0$ используется приближение “твёрдой крышки”: $W = 0$, отфильтровывающее поверхность моду, и мало влияющее на основные характеристики ВГВ [2, 5]. Далее предполагается выполненным условие устойчивости Майлса–Ховарда для числа Ричардсона:

$$Ri(z) = N^2(z) \sqrt{\left(\left(\frac{dV}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 \right)} > 1/4,$$

это означает, что соответствующая спектральная задача не имеет комплексных собственных значений [4, 11, 14]. Характерные значения чисел Ричардсона в акваториях Мирового океана при отсутствии динамической неустойчивости фоновых сдвиговых течений могут находиться в интервалах от 2 до 20 [16–18]. Частота плавучести предполагается постоянной: $N(z) = N = \text{const}$. Фоновое сдвиговое течение – одномерное и линейное:

$$V(z) \equiv 0, U(z) = U_0 + \frac{U_0 - U_H}{H} z, U_0 = U(0), \\ U_H = U(-H).$$

Для числа Ричардсона выполнено условие устойчивости Майлса–Ховарда:

$$Ri = N^2 / \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 = \frac{N^2 H^2}{(U_0 - U_H)^2} > \frac{1}{4}.$$

Рассматривается точечный гармонический источник массы, расположенный на глубине z_0 : $q(x, y, z, t) = Q \exp(i\omega t) \delta(x) \delta(y) \delta(z - z_0)$, $Q = \text{const}$, ω – частота осцилляций источника.огда на больших расстояниях от осциллирующего источника возмущений при $r = \sqrt{x^2 + y^2} \rightarrow \infty$ асимптотики решений вдоль некоторого направления S_α , составляющего угол α с положительным направлением оси Ox , строятся с помощью метода стационарной фазы [1, 2, 12]

$$W(x, y, z, z_0, t) = \sum_{n=1}^{\infty} W_n(x, y, z, z_0, t)$$

$$W_n(x, y, z, z_0, t) \sim$$

$$\sim \sum_{j=1}^{J(\alpha)} \frac{Q \exp\left(i\left(\omega t - \Theta_n(v_j^n, \omega) + \delta_j\right)\right) F_n(v_j^n, \omega, z, z_0)}{\sqrt{2\pi r \chi_n(v_j^n, \omega)} \frac{\partial B(\mu_n(v_j^n, \omega), v_j^n, \omega)}{\partial S_\alpha}}$$

$$\Theta_n(v, \omega) = \mu_n(v, \omega) x + v y, \\ F_n(v, \omega, z, z_0) = \frac{\varphi_n(\omega, v, z)}{d_n(\omega, v)} \left(\frac{df(z_0)}{dz_0} \frac{\varphi_n(\omega, v, z_0)}{\omega - f(z_0)} + \right. \\ \left. + \frac{\partial \varphi_n(\omega, v, z_0)}{\partial z_0} \right) \\ d_n(\omega, v) = \frac{\partial \varphi_0(\omega, \mu_n(v, \omega), v, -H)}{\partial \mu} \\ \frac{\partial \varphi_H(\omega, \mu_n(v, \omega), v, -H)}{\partial z}$$

$$B(\mu_n(v, \omega), v, \omega) = \varphi_0(\omega, \mu_n(v, \omega), v, -H) \frac{\partial \varphi_H(\omega, \mu_n(v, \omega), v, -H)}{\partial z}$$

$$\chi_n(v, \omega) = \left| \frac{\partial^2 \mu_n(v, \omega)}{\partial v^2} \right| \left(1 + \left(\frac{\partial \mu_n(v, \omega)}{\partial v} \right)^2 \right)^{-3/2},$$

где

$$\varphi_n(\omega, v, z) = \varphi_0(\omega, \mu_n(v, \omega), v, z) =$$

$$= \varphi_H(\omega, \mu_n(v, \omega), v, z), \mu_n(v, \omega) -$$

собственные функции и собственные значения вертикальной спектральной задачи, которые выражаются через модифицированные функции Бесселя мнимого индекса [3, 9], $f(z) = \mu_n(v, \omega)U(z)$, $v_j^n = v_j^n(\alpha)$, $j = 1, 2, \dots, J(\alpha)$ –

все такие действительные корни уравнения $\frac{\partial \mu_n(v, \omega)}{\partial v} = -\operatorname{tg} \pm$ для которых соответствующие стационарные точки $(v_j^n, \mu_n(v_j^n, \omega))$ фазовой функции $\sim_n(v_j^n, \omega)$ лежат на кривой $I_n^+(\alpha)$,

$\chi_n(v, \omega)$ – кривизна этой кривой. Фазовый сдвиг δ_j равен $-\frac{\pi}{4}$ или $-\frac{3\pi}{4}$ в зависимости от того, обращена ли кривая $I_n^+(\alpha)$ в точке $v_j^n(\alpha)$ выпуклостью и вогнутостью к выбранному направлению S_α . Асимптотика стационарной фазы становится неприменимой вблизи соответствующих волновых фронтов (каустик), поскольку каждая каустика порождается некоторой точкой перегиба соответствующей дисперсионной кривой, то есть такой точкой, в которой кривизна этой кривой обращается в ноль [1, 2, 12].

Для численных расчётов были использованы две модели линейных сдвиговых течений, характерных для условий Мирового океана: однонаправленное (сдвиговое течение не меняет направление своего распространения на всей глубине океана) и разнонаправленное (придонное и приповерхностное течения разнонаправлены). Число Ричардсона для использованных моделей течений равно $Ri = 25$, расчёты приведены для первой волновой моды. На рис. 1 представлены результаты расчётов линий равной фазы (сплошные линии) и волновых фронтов (штриховые линии) для однонаправленного сдвигового течения, на рис. 2 для разнонаправленного течения.

Как показывают численные расчёты, вариативность, неоднозначность и качественное разнообразие получаемых дисперсионных

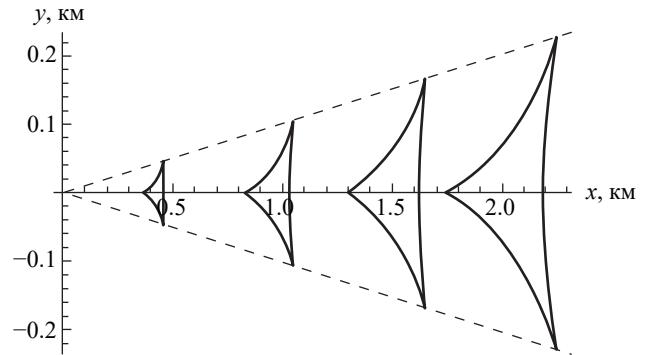


Рис. 1. Волновая картина распространяющихся волн от источника в положительном направлении оси Ox , два волновых фронта при $x > 0$

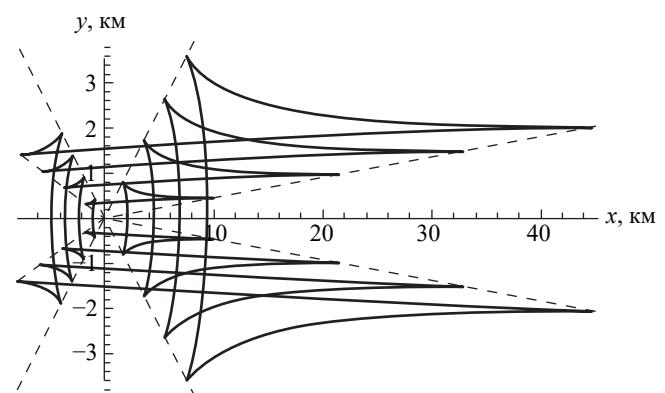


Рис. 2. Волны от источника во всех направлениях; два волновых фронта при $x > 0$, два волновых фронта при $x < 0$

соотношений определяют характер генерации различных типов волн. В частности, при относительно малых частотах осцилляций источника возбуждаются только кольцевые (поперечные) волны, причём в некоторых случаях одновременно может возбуждаться более двух волновых пакетов таких волн. Число одновременно возбуждаемых волновых пакетов определяется общим количеством отдельных ветвей дисперсионных кривых. При больших значениях частоты генерируются только продольные (клиновидные) волны двух типов, причём при увеличении значения частоты осцилляции угол полураспространения волновых фронтов уменьшается. Можно также отметить, что существует такие значения частоты, при которых угол полураспространения волнового фронта близок к 90° . Поэтому при этих значениях частоты, в силу многозначности дисперсионных соотношений, волновая картина возбуждаемых полей представляют собой сложную волновую систему,

обладающих одновременно как свойствами продольных, так и поперечных волн. Для определённых типов волновых пакетов увеличение фазы ведёт к приближению соответствующей линии равной фазы к началу координат (положению источника возмущений), а для других типов волн – к удалению от него. Для разнонаправленного типа течений получена волновая картина в виде волнового креста, в этом случае все волновые колебания, распространяющиеся от источника возмущений, могут быть локализованы внутри волновых фронтов (каустик).

Сильные придонные течения в океане наблюдаются в разломе Вима в Срединно Атлантическом хребте на 11° с. ш. [16–18]. На меридиане около 41° з. д. придонные потоки со скоростями около 15–20 см/с обтекают подводный хребет, расположенный поперёк разлома. Далее поток плотной Антарктической донной воды устремляется вниз по склону на протяжении около 8 км, поток при скатывании вниз разгоняется и после опускается по высоте около 250–300 м. По данным измерений поток на глубине 4000–4500 м разгоняется до 39 см/с и потом замедляется, поскольку его кинетической энергии недостаточно, чтобы преодолеть стратификацию (рис. 3).

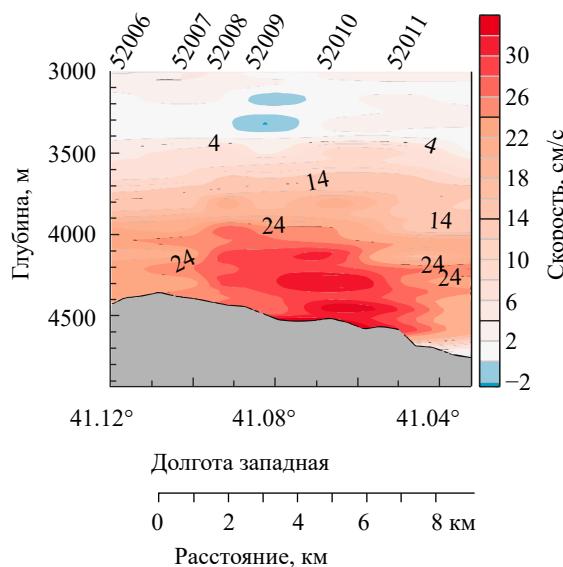


Рис. 3. Измеренное поле скорости вдоль абиссального разлома Вима в тропической Атлантике при обтекании потоком донной воды поперечного подводного хребта. Цифры на верхней оси показывают номера станций профилирования течений опускаемым допплеровским профилографом течений. Максимальные скорости потока на восток (слева направо) наблюдаются после скатывания течения вниз по склону

В [7, 8, 13, 15] обтекание подводных препятствий моделировалось в лабораторных опытах, были проведены численные расчёты и предложены теоретические оценки параметров ВГВ, которые генерируются при обтекании.

В [7, 8, 13, 15] приведены примеры лабораторного моделирования для нескольких параметров обтекания, а также показан численный расчёт внутренних колебаний, которые возникают при таком обтекании. Структура потока в их постановке задачи и эксперимента зависит от безразмерного числа Nh / U , где h – высота препятствия, U – максимальное значение скорости сдвигового потока. По результатам полученных оценок при $0.5 < Nh / U < 2$ возникают распространяющиеся столбообразные (columnar) возмущения. На рис. 4 показаны линии тока течений при лабораторном и численном моделировании для различных значений параметра Nh / U . Имеющиеся измерения в океане соответствуют диапазону безразмерного

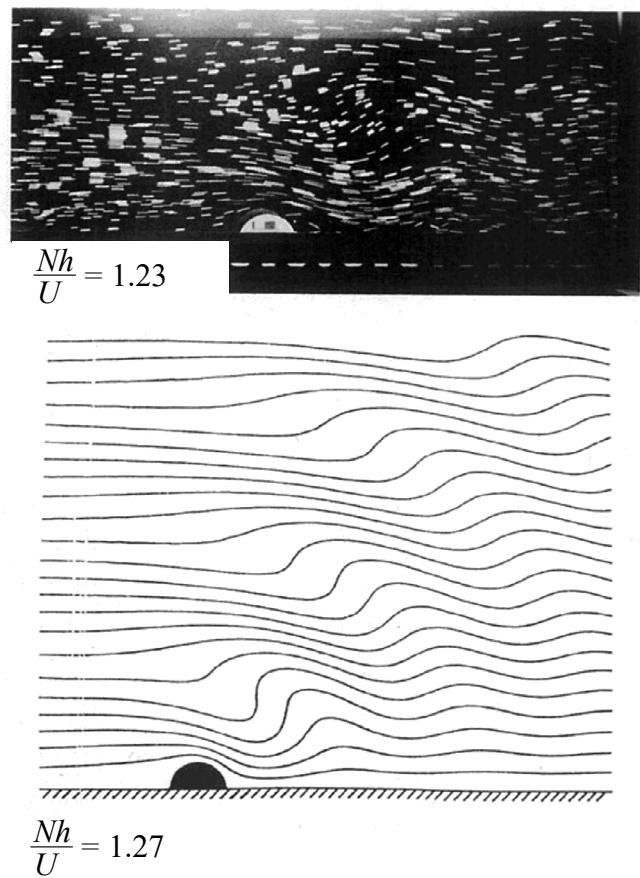


Рис. 4. Лабораторное моделирование (вверху) и численный расчёт (внизу) обтекания потоком подводного препятствия для значений параметра Nh / U , близких к наблюдаемым в океане

параметра, предложенному в [7, 8]: частота Брента–Вайсяля на глубине 4000–4500 м равна $N = 0.002 c^{-1}$, максимальная скорость сдвигового потока 0.39 м/с, обтекаемое препятствие высотой $h = 250–300$ м [16–18]. Тогда диапазон значений безразмерного параметра Nh / U будет составлять $1.28 \div 1.53$.

Таким образом, полученные асимптотические результаты с различными значениями входящих в них физических параметров позволяют провести оценку характеристик ВГВ, наблюдавшихся в реальных океанических условиях с течениями, а также рассчитывать волновые поля, в том числе, и от нелокальных источников возмущений различной физической природы. В результате проведения модельных многовариантных расчётов смоделированная волновая система может быть приближена к наблюдаемым в натурных и лабораторных условиях волновым картинам, что даёт возможность оценить физические параметры реальных источников генерации ВГВ в морской среде и определить основные характеристики начальных возмущений, варьируя модельные значения исходных параметров.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме государственного задания № FFGN–2024–0005 (В.В. Булатов), № FMWE–2024–0016 (И.Ю. Владимиров, Е.Г. Морозов). Даные измерений получены в рейсах судов ИО РАН при поддержке гранта РНФ № 21–77–20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арнольд А. И. Волновые фронты и топологии кривых. М.: Фазис, 2002. 118 с.
2. Булатов В. В., Владимиров Ю. В. Волны в стратифицированных средах. М.: Наука, 2015. 735 с.
3. Булатов В. В., Владимиров И. Ю., Морозов Е. Г. Генерация внутренних гравитационных волн в океане при набегании фонового сдвигового течения на подводную возвышенность // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 192–195.
4. Гаврильева А. Г., Губарев Ю. Г., Лебедев М. П. Теорема Майлса и новые частные решения уравнения Тейлора–Гольдштейна // Ученые записки Казанского университета. Серия физико–математические науки. 2016. Т. 158(2). С. 156–171.
5. Миропольский Ю. З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 302 с.
6. Слепышев А. А. Вертикальный перенос импульса инерционно–гравитационными внутренними волнами на двумерном сдвиговом течении // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37. № 4. С. 279–287.
7. Baines P. G. Mixing in downslope flows in the ocean – plumes versus gravity currents // Atmosphere–Ocean. 2008. V. 46(4). P. 405–419.
8. Baines P. G., Hoinka K. P. Stratified flow over two-dimensional topography in fluid of infinite depth: a laboratory simulation // J. Atmospheric Sciences. 1985. V. 42 (15). P. 1614–1630.
9. Bulatov V. V., Vladimirov Yu. V. Dynamics of internal gravity waves in the ocean with shear flows // Russian J. Earth Sciences. 2020. V. 20. ES4004.
10. Fabrikant A. L., Stepanyants Yu. A. Propagation of waves in shear flows. World Scientific Publishing, 1998. 304 p.
11. Howland C. J., Taylor J. R., Caulfield C. P. Shear–induces breaking of internal gravity waves // J. Fluid Mechanics. 2021. V. 921. A24.
12. Kravtsov Yu., Orlov Yu. Caustics, catastrophes and wave fields. Berlin: Springer, 1999. 210 p.
13. Long R. R. Some aspects of the flow of stratified fluids II I. Continuous density gradients // Tellus. 1955. V. 7. P. 341–357.
14. Miles J. W. On the stability of heterogeneous shear flow // J. Fluid Mech. 1961. V. 10 (4). P. 495–509.
15. Meunier P., Dizus S., Redekopp L., Spedding G. Internal waves generated by a stratified wake: experiment and theory // J. Fluid Mech. 2018. V. 846. P. 752–788.
16. Morozov E. G. Oceanic internal tides. Observations, analysis and modeling. Berlin: Springer, 2018. 317 p.
17. Morozov E. G., Frey D. I., Zuev O. A., Makarenko N. I., Seliverstova A. M., Mekhova O. S., Kreichik V. A. Antarctic Bottom Water in the Vema Fracture Zone // J. Geophys. Res. 2023. V. 128. e2023JC019967.
18. Morozov E. G., Kozlov I. E., Shchuka S. A., Frey D. I. Internal tide in the Kara Gates Strait // Oceanology. 2017. V. 57 (1). P. 8–18.
19. Shugan I., Chen Y.-Y. Kinematics of the ship's wake in the presence of a shear flow // J. Mar. Sci. Eng. 2021. V. 9. P. 7.
20. Vallis G. K. Atmospheric and oceanic fluid dynamics. Cambridge University Press, 2006. 758 p.

INTERNAL GRAVITY WAVES IN THE OCEAN WITH SHEAR FLOWS EXCITED BY NON-STATIONARY SOURCES

© 2025 V. V. Bulatov^{a, #}, I. Yu. Vladimirov^{b, ##}, E. G. Morozov^{b, ###}

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint August 12, 2024

^a*Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Shirshov Oceanology Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]E-mail: internalwave@mail.ru

^{##}E-mail: iyuvladimirov@rambler.ru

^{###}E-mail: egmorozov@mail.ru

The problem of internal gravity wave generation by a localized oscillating disturbance source in the ocean of finite depth with background shear currents is considered. Model representations of the buoyancy frequency and the shear current distribution by depth are used to construct analytical solutions in the linear approximation. Under the Miles–Howard assumption, an integral representation of the solution is constructed as a sum of wave modes. Using the stationary phase method, an asymptotic representation of the solution for an individual mode is obtained. The spatial transformation of the phase structures of wave fields is studied depending on the oscillation frequency of the disturbance source and the main characteristics of the shear currents. Experimentally measured shear flows in abyssal channels are shown and compared with the results of laboratory modeling.

Keywords: internal gravity waves, stratified ocean, shear flows, far fields, asymptotics, non-stationary source

УДК 546.2:550.42:551.35

ВЫСОКОГЕРМАНИЕВЫЕ РУДНЫЕ КОРКИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2025 г. О. Н. Колесник^{1,*}, А. Н. Колесник¹, В. Т. Съедин¹,
Н. В. Зарубина², А. А. Карабцов²

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 28.03.2024 г.

Получено 28.03.2024 г.

После доработки 19.09.2024 г.

Принято к публикации 23.09.2024 г.

В Японском море обнаружены рудные корки с содержанием германия до 96 г/т, что в десятки раз превышает кларк для земной коры. Высокогерманиевые рудные корки драгированы совместно с вулканическими породами среднего и кислого состава, сложены преимущественно оксигидроксидами железа (гётит) и содержат германий в рассеянном состоянии.

Ключевые слова: германий, железомарганцевые корки и стяжения, Японское море

DOI: 10.31857/S2686739725010176 EDN: GVLWPD

ВВЕДЕНИЕ

Российской академии наук совместно с другими ведомствами, в целях обеспечения технологического суверенитета страны, поручено определить приоритеты долгосрочного развития минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых. Германий входит в перечень основных видов стратегического минерально-сырья и, следовательно, находится в сфере приоритетного внимания [1]. На современном этапе изученности главными источниками германия считаются стратиформные полиметаллические и буроугольные месторождения (содержание германия в сфалерите превышает 100 г/т, в угле – 200 г/т) [2, 3].

Железомарганцевые конкреции и корки (железомарганцевые образования, ЖМО) на дне океанов и морей относятся к твёрдым полезным ископаемым и перспективны с точки зрения промышленного извлечения из них никеля, меди, кобальта, марганца и ряда других стратегически важных металлов. О распределении

в ЖМО германия известно крайне мало. Немногочисленные публикации касаются диагенетических, седиментационных (осадочных, гидрогенных), седиментационно-диагенетических ЖМО и свидетельствуют об общем низком содержании германия на уровне 1–2 г/т [4–6], что примерно соответствует кларку для верхней части континентальной земной коры. Кларк, по разным оценкам, составляет от 1.3 до 1.6 г/т [7]. Есть основания предполагать обогащение германием гидротермальных ЖМО. Содержание элемента в постмагматических высокотемпературных водных флюидах и минералообразующих растворах, которые формировали гидротермальную минерализацию различных месторождений, составляет в среднем 17 г/т при максимальном значении 930 г/т [8]. Ореол рассеяния германия в воде – надёжный индикатор разгрузки на морское дно гидротермальных растворов [9].

Цель нашего исследования – изучение особенностей распределения германия в ЖМО, сформировавшихся при участии гидротермального источника вещества.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили 29 образцов ЖМО с привершинных частей вулканических построек Японского моря и 9 образцов вулканических пород, слагающих эти постройки (рис. 1, 2; табл. 1). Материал драгирован в рейсах НИС “Первенец” 1975–1980 гг.

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва
Дальневосточного отделения Российской Академии наук,
Владивосток, Россия

² Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской Академии наук,
Владивосток, Россия

* E-mail: kolesnik_o@poi.dvo.ru

и частично изучен [10–12]. Японское море расположено в зоне перехода континент–океан и известно интенсивным проявлением вулканической и поствулканической гидротермальной деятельности. ЖМО, развитые на вулканических постройках Японского моря, имеют гидротермально-осадочное происхождение [13] и связаны с вулканическими породами двух формационно-геохимических типов: пострифового (абсолютное большинство ЖМО) и окраинно-континентального [14]. Вулканические породы пострифового типа – это главным образом базальты. Они слагают вулканические постройки в глубоководных котловинах с новообразованной (суб)океанической корой кайнозойского возраста (мантийный базитовый вулканализм). В нашем исследовании данный тип вулканических пород представлен образцами с возвышенностью Галагана, Евланова, Гэбасс и горы Кольцо (см. рис. 1; табл. 1). Вулканические породы окраинно-континентального типа – это главным образом андезиты, дациты, риолиты, а также трахидациты и трахириолиты. Они слагают наложенные вулканические постройки в пределах крупных возвышенностей с древней протерозой-мезозойской (суб)континентальной корой (коровый андезит-риолитовый вулканализм). В нашем исследовании данный тип вулканических пород представлен образцами с возвышенности Криштофовича и хребта Северное Ямато (см. рис. 1; табл. 1).

Аналитические исследования выполнены в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (Владивосток). Для элементного анализа пробы ЖМО и вулканических пород предварительно истиралась, высушивались при температуре 105–110 °С до постоянного веса и подвергались открытому кислотному разложению (HF + HNO₃ + HClO₄). Для проб ЖМО масса навески составляла 30 мг, для вулканических пород – 50 мг. Потери при прокаливании (ППП) и содержание кремния в пробах определялись методом гравиметрии, остальных макроэлементов – методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанный плазмой на спектрометре Thermo iCAP 7600 Duo (США). Содержание микроэлементов, включая германий, анализировалось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой на квадрупольном спектрометре Agilent 8800 (Япония) по ранее предложенной методике [15], оптимизированной для германия. Германий определялся по изотопу ⁷⁴Ge. Полиатомные интерференции от никеля, железа, калия и двуэтапных редкоземельных элементов устраивались

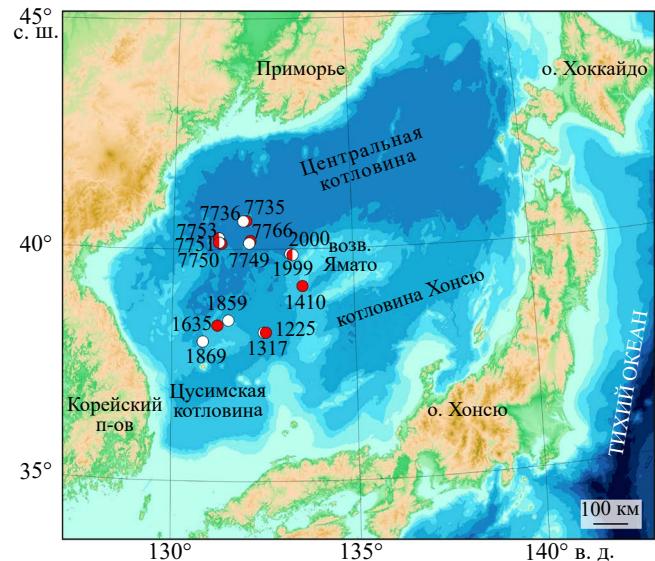


Рис. 1. Карта Японского моря с указанием наиболее крупных морфологических элементов дна и станций драгирования ЖМО (красные кружки) и вулканических пород (белые кружки). Станции 1635, 1859, 1869 – возвышенность Криштофовича. Станции 1410, 1999, 2000 – хребет Северное Ямато. Станции 1225, 1317 – возвышенность Галагана. Станции 7735, 7736 – возвышенность Гэбасс. Станции 7750, 7751, 7753 – возвышенность Евланова. Станции 7749, 7766 – гора Кольцо. Картографическая основа составлена по данным ГЕБКО 2022

за счёт коррекции фона с использованием стекловитильной ячейки спектрометра, наполняемой гелием. Для контроля качества результатов определений химических элементов использовались зарубежные и отечественные стандартные образцы ЖМО и горных пород (табл. 2). Оценка точности результатов элементоопределений производилась по значениям относительного стандартного отклонения RSD. Для макроэлементов погрешность не превышала 2–5%, для большинства микроэлементов RSD составляло 15–20% и менее, для германия – менее 18% (табл. 2), что соответствует критериям качества выполнения количественного элементного анализа в геохимических исследованиях [17]. Составленные по ЖМО и вулканическим породам базы данных обрабатывались с помощью методов многомерной статистики (приложение). В ходе корреляционного анализа устанавливались связи германия с другими химическими элементами. С учётом наиболее сильных положительных связей в пространстве главных факторов выделялись геохимические группы,

Таблица 1. Содержание железа, марганца, кремния и германия в ЖМО и вулканических породах Японского моря

№ станции	Тип материала	Образцы, <i>n</i>	Анализы, <i>n</i>	Fe, мас. %	Mn, мас. %	Si, мас. %	Ge, г/т
Возвышенность Криштофовича							
1635	Железомарганцевые и железистые корки и стяжения	5	7	(6.63, 50.1) 24.7	(1.81, 31.4) 19.8	(4.4, 9.48) 7.01	(15.9, 96.3) 41.5
1859	Риолит	1	1	0.86	0.01	35.0	1.30
1869	Риолит	1	1	1.33	0.01	31.7	1.34
Хребет Северное Ямато							
1410	Железистые корки	10	10	(46.0, 54.4) 50.3	(0.06, 0.15) 0.09	(2.52, 9.13) 5.71	(15.0, 17.1) 16.0
1999	Железомарганцевые и марганцевые корки и стяжения	3	7	(0.68, 16.2) 6.97	(11.3, 50.7) 34.0	(1.74, 18.2) 8.64	(0.97, 7.85) 4.05
	Анdezит	1	1	5.59	0.10	25.1	1.07
2000	Анdezит	1	1	4.86	0.09	27.1	1.04
Возвышенность Евланова							
7750	Железомарганцевая корка	1	2	(13.1, 17.5) 15.3	(1.76, 13.9) 7.83	(21.4, 27.0) 24.2	(8.31, 10.4) 9.38
7751	Железомарганцевая корка	1	1	12.6	19.5	15.5	1.41
	Базальт	1	1	5.91	0.06	22.5	1.11
7753	Существенно марганцевые корки	4	8	(0.14, 7.09) 2.21	(28.0, 43.8) 38.0	(0.51, 12.0) 4.70	(0.55, 1.25) 0.82
	Базальт	1	1	7.82	0.08	21.8	1.12
Возвышенность Галагана							
1225	Железомарганцевая корка	1	3	(1.64, 9.02) 4.91	(7.65, 35.5) 23.0	(4.42, 16.9) 10.2	(2.33, 2.58) 2.45
1317	Базальт	1	1	6.88	0.06	21.8	1.18
Возвышенность Гэбасс							
7735	Марганцевая корка	1	1	0.10	42.5	0.70	1.66
7736	Базальт	1	1	6.77	0.13	22.8	0.83
Гора Кольцо							
7766	Марганцевые корки	3	4	(0.20, 1.77) 0.85	(35.7, 42.2) 39.4	(0.40, 5.90) 2.89	(0.45, 1.02) 0.70
7749	Базальт	1	1	6.45	0.07	22.1	0.80

Примечание. При наличии для одной станции более чем одного анализа, в скобках через запятую указаны минимальное и максимальное значение, под скобками – среднее значение. Полный химический состав ЖМО и вулканических пород приведён в приложении (табл. 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи и на сайте редакции).

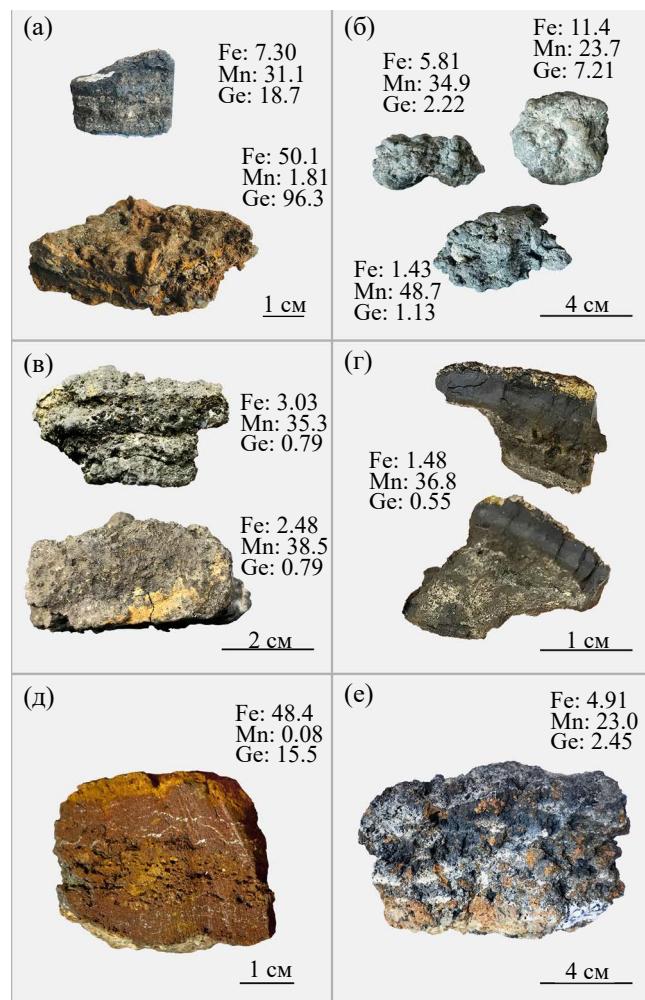


Рис. 2. Общий вид ЖМО Японского моря с указанием среднего содержания в них железа (мас. %), марганца (мас. %) и германия (г/т). а – станция 1635; б – станция 1999; в – станция 7753; г – станция 7766 (вид образца в сколе); д – станция 1410 (вид образца в спиле); е – станция 1225. Расположение станций см. на рис. 1

отмечалось положение германия. Поиск германийсодержащих минеральных фаз проводился в анишлифах ЖМО и вулканических пород с помощью микрозонда JXA-8100 (“JEOL”, Япония) с энергодисперсионным спектрометром по отработанной схеме [12]. Предел обнаружения элементов микрозондом составлял от 0.04 до 0.1 мас. %. Для контроля качества анализа использовался невстроенный набор стандартов из природных и синтетических материалов. Погрешность определения не превышала ± 10 отн. % при содержании элемента 1 мас. % и снижалась при более высоком содержании. Генетические построения для ЖМО выполнялись по геохимическим данным на основе ранее разработанных диаграмм [18, 19].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведённого исследования подтверждено присутствие в ЖМО Японского моря гидротермального вещества (рис. 3). Среднее содержание германия в ЖМО высокое (12 г/т), распределение неравномерное (стандартное отклонение $S = 18.2$ г/т) (см. табл. 1). Среди образцов с близкокларковым содержанием (преимущественно марганцевые корки на базальтах) выявлены высокогерманиевые образцы с содержанием до 96 г/т (преимущественно железистые корки на андезитах и риолитах). Содержание германия в высокогерманиевых образцах в несколько раз превышает максимальные известные нам значения для ЖМО (15 и 19 г/т) [6, 20] и в десятки раз больше кларка (от 1.3 до 1.6 г/т) [7]. Ранее показано, что марганцевые корки сложены главным образом тодорокитом и бёрнесситом, а железистые – гётитом [10–12]. В изученных образцах вулканических пород Японского моря содержание германия составляет

Таблица 2. Результаты определения германия в стандартных образцах ЖМО и горных пород, г/т

№ п/п	Стандартный образец	Аттестовано (а), скомпилировано* (с)	Найдено X (n = 5)	RSD, %
1	NOD-A-1 (марганцевая конкреция), США	<0.5 (с)	0.63 \pm 0.04	2.87
2	NOD-P-1 (марганцевая конкреция), США	0.54–1.09 (с)	1.06 \pm 0.29	17.87
3	JB-3 (базальт), Япония	1.19–1.23 (с)	1.27 \pm 0.29	11.65
4	ГСО 8670-2005 (СГД-2а, габбро эсекситовое), Россия	1.3 \pm 0.2 (а)	1.37 \pm 0.13	4.86
5	ГСО 3333-85 (СГ-3, гранит), Россия	2.2 \pm 0.4 (а)	2.23 \pm 0.26	6.10

Примечание. * Скомпилированные значения взяты из интернет-ресурса GeoReM [16].

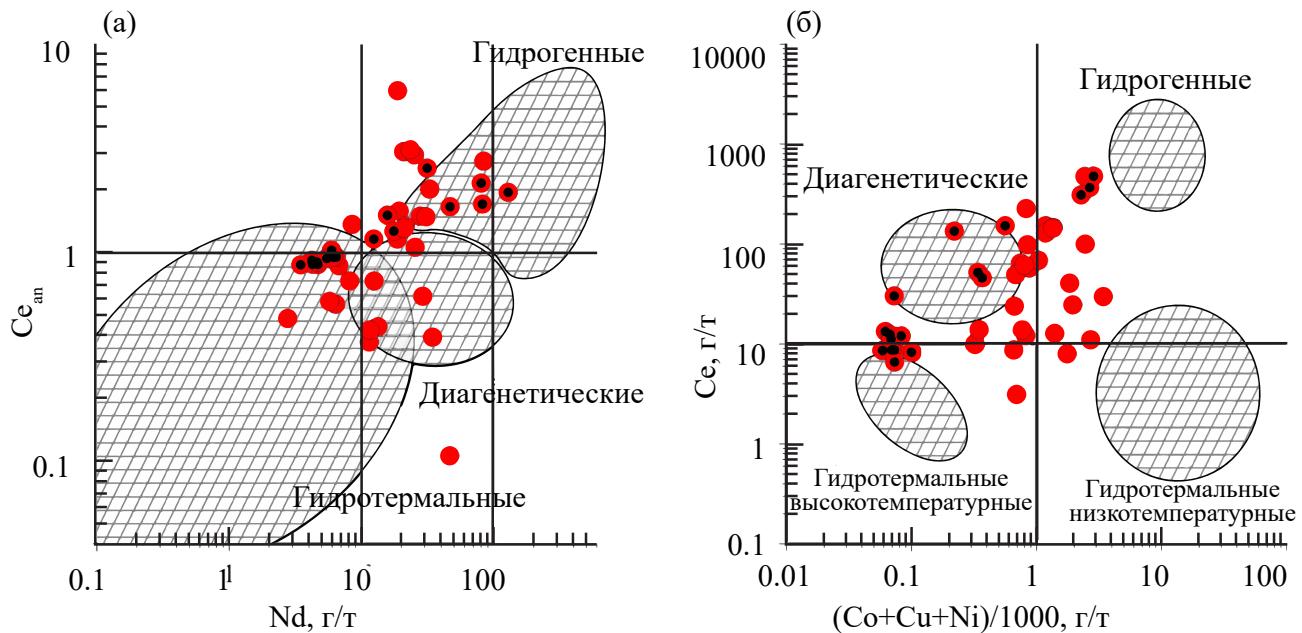


Рис. 3. Положение ЖМО Японского моря (красные кружки) на генетических диаграммах [18] (а) и [19] (б). Чёрными точками отмечены пробы с содержанием германия ≥ 15 г/т. Полный химический состав ЖМО приведён в приложении (см. электронное приложение, табл. 2S)

в среднем 1.09 г/т; распределение маловариативно, несмотря на присутствие в выборке разных по содержанию кремния пород – базальтов, андезитов и риолитов (стандартное отклонение $S = 0.18$ г/т). Малая вариативность согласуется с имеющимися представлениями о довольно равномерном распределении германия в различных типах магматических пород [2].

Результаты статистического анализа указывают на то, что главным фактором, контролирующим в ЖМО Японского моря содержание микроэлементов, является предпочтительное/избирательное соосаждение либо сорбция на оксигидроксидах железа и марганца разного генезиса (рис. 4 а, группы I и II соответственно). Наличие у германия положительной корреляции с железом ($r_{\text{Ge-Fe}}: 0.61$) и отрицательной корреляции с марганцем ($r_{\text{Ge-Mn}}: -0.52$) свидетельствует о накоплении германия на оксигидроксидах железа. Главным фактором, контролирующим содержание германия в подстилающих ЖМО вулканических породах, является, вероятно, содержание в этих породах кремния. Германий входит в группу кремния ($r_{\text{Ge-Si}}: 0.66$) и калия ($r_{\text{Ge-K}}: 0.70$) (рис. 4 б, группа I). В этой же группе находятся рубидий ($r_{\text{Ge-Rb}}: 0.64$), уран ($r_{\text{Ge-U}}: 0.67$), торий ($r_{\text{Ge-Th}}: 0.72$), лёгкие редкоземельные элементы ($r_{\text{Ge-(La-Nd)}}: 0.68-0.77$). Со всеми элементами группы магния и железа у германия отрицательная корреляция (см. рис. 4 б, группа II).

В ходе микрозондового анализа в ЖМО и вулканических породах Японского моря не зафиксировано ни одной минеральной фазы, содержащей германий. Очевидно, германий существует в рассеянном состоянии в количестве, не достигающем предела обнаружения прибора. Последнее согласуется с общепринятыми научными представлениями, согласно которым германий относится к редким рассеянным элементам и находится в природе в основном в виде примесей в породах и минералах [2].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя результаты проведённого исследования, можно заключить, что обнаружение среди ЖМО Японского моря высокогерманиевых железистых корок, сформировавшихся при участии гидротермального источника вещества, повышает интерес к дальнейшему изучению поведения германия в металлоносных отложениях и, в частности, в гидротермальных железистых корках. В настоящее время в общей группе океанских и морских ЖМО гидротермальные рудные корки сильно уступают по минерально-сырьевому потенциалу негидротермальным глубоководным железомарганцевым конкрециям и кобальтоносным марганцевым коркам.

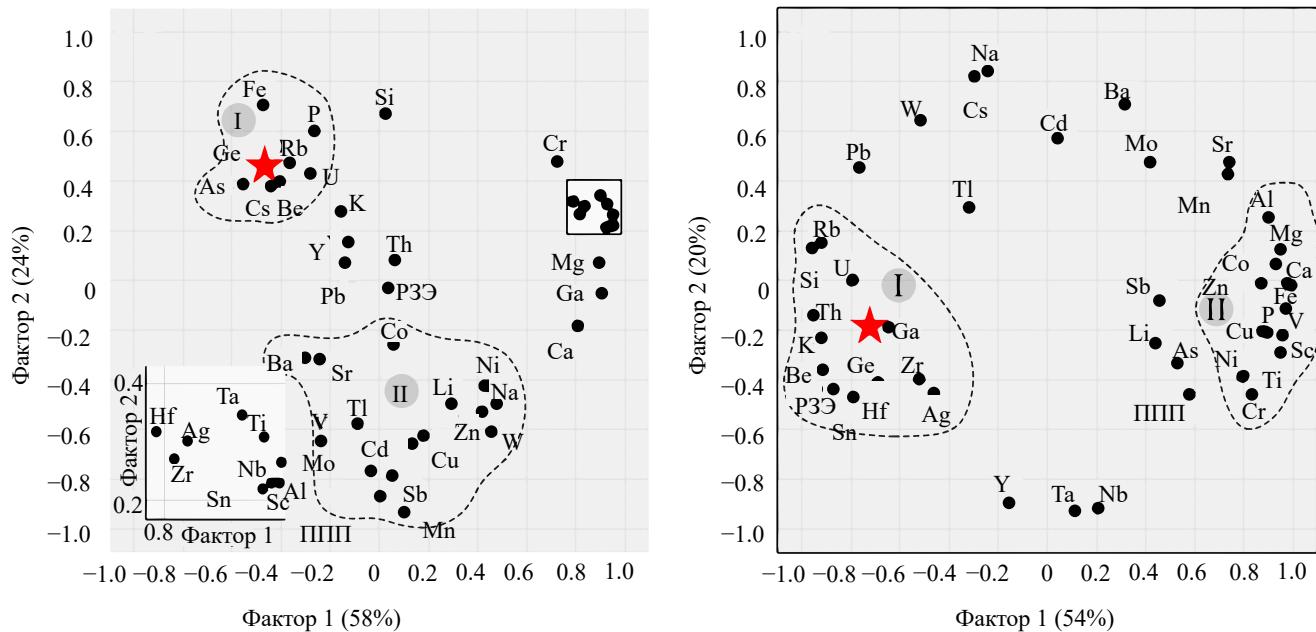


Рис. 4. Графики факторных нагрузок для германия, других химических элементов и потерь при прокаливании (ППП) в ЖМО (а) и вулканических породах (б) Японского моря. Основные группы элементов выделены пунктирной линией, их номера – римскими цифрами. Полный химический состав и корреляционные матрицы для ЖМО и вулканических пород приведены в приложении (см. электронное приложение, табл. 3S)

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта РНФ № 23-27-00004, <https://rscf.ru/project/23-27-00004/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н. С., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Аристов В. В., Лаломов А. В., Мурашов К. Ю. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97–119.
- Иванов В. В., Кац А. Я., Костин Ю. П., Мейтров Е. С., Соловьев Е. Б. Промышленные типы природных концентраций германия. М.: Недра, 1984. 246 с.
- Frenzel M., Ketris M. P., Gutzmer J. On the geological availability of germanium // Mineralium Deposita. 2014. V. 49. P. 471–486.
- Волков И. И., Соколов В. С. Германий в железо-марганцевых конкрециях современных осадков // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 6. С. 24–29.
- Волков И. И., Штеренберг Л. Е. Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 4–26.
- Hein J. R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T. A. Deep ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources // Ore Geology Reviews. 2013. V. 51. P. 1–14.
- Касимов Н. С., Власов Д. В. Кларки химических элементов как эталона сравнения в экогоеохимии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 2. С. 7–17.
- Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б., Дорофеева В. А., Акинфиев Н. Н. Концентрация германия и галлия в природных расплавах и флюидах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2021. Т. 66. № 3. С. 231–250.
- Mortlock R. A., Froelich P. N. Hydrothermal germanium over the southern East Pacific Rise // Science. New Series. 1986. V. 231. No. 4733. P. 43–45.
- Можеровский А. В., Грамм-Осипов Л. М., Волкова Т. И., Можеровская Л. В. Минералогические особенности железо-марганцевых образований Японского моря // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 135–139.
- Колесник О. Н., Карабцов А. А., Съедин В. Т., Колесник А. Н. Первая находка гетитовых корок в Японском море // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 59–164.
- Колесник О. Н., Карабцов А. А., Съедин В. Т., Колесник А. Н., Терехов Е. П. Новый нетипичный

- случай железомарганцевой минерализации в Японском море // ДА Н. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 2. С. 245–251.
13. Астахова Н. В. Гидротермальный рудогенез Японского моря // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1191–1203.
14. Берсенев И. И., Леликов Е. П., Безверхний В. Л., Ващенкова Н. Г., Съедин В. Т., Терехов Е. П., Цой И. Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
15. Зарубина Н. В., Блохин М. Г., Михайлик П. Е., Сегренев А. С. Определение элементного состава стандартных образцов железомарганцевых образований методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой // Стандартные образцы. 2014. № 3. С. 33–44.
16. GeoReM: Database on geochemical, environmental and biological reference materials.
- http://georem.mpch-mainz.gwdg.de.
Дата обращения: 10.07.2024.
17. Дворкин В. И. Метрология и обеспечение качества химического анализа. М.: Техносфера, 2019. 317 с.
18. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between Different Genetic Types of Marine Ferro-manganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1–9.
19. Vereshchagin O. S., Perova E. N., Brusnitsyn A. I., Ershova V. B., Khudoley A. K., Shilovskikh V. V., Molchanova E. V. Ferro-manganese nodules from the Kara Sea: Mineralogy, geochemistry and genesis // Ore Geology Reviews. 2019. V. 106. P. 192–204.
20. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.

GERMANIUM-RICH CRUSTS OF THE SEA OF JAPAN

© 2025 O. N. Kolesnik^{a, #}, A. N. Kolesnik^a, V. T. S"edin^a, N. V. Zarubina^b, A. A. Karabtsov^b

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh March 28, 2024

^aV.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

^bFarEast Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

[#]E-mail: kolesnik_o@poi.dvo.ru

Ore crusts with a germanium content of up to 96 ppm were discovered in the Sea of Japan. This is tens of times higher than the clarke of the Earth's crust. Germanium-rich crusts were dredged together with intermediate and felsic volcanic rocks. The crusts are composed predominantly of iron oxyhydroxides (goethite) and contain germanium in the dispersed state.

Keywords: germanium, ferromanganese crusts and concretions, Sea of Japan

УДК 551.466.8

ХАРАКТЕРИСТИКИ СДВИГОВЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ПОТОКОВ В УСЛОВИЯХ ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В 2022 г.

© 2025 г. О. Е. Куркина¹, И. О. Ярощук², А. В. Кошелева², академик РАН Г. И. Долгих²,
Е. Н. Пелиновский^{2,3}, А. А. Куркин^{1,2,*}

Поступило 12.08.2024 г.

После доработки 18.09.2024 г.

Принято к публикации 23.09.2024 г.

Представлены результаты анализа натурных данных измерений сдвиговых стратифицированных потоков на шельфе Японского моря. Определение критических зон и слоёв выполнено в терминах безразмерных параметров Фруда и Ричардсона. Показано, что при прохождении внутренних боров высокой интенсивности имеют место достаточно протяжённые (до нескольких часов) временные интервалы, для которых характерен сверхкритический по Фруду режим, когда предсказывается и происходит активная генерация короткопериодных внутренних волн большой амплитуды. Статистика чисел Ричардсона показывает, что с нижней оценкой вероятности в слое измерения течений за время наблюдений возникновение сдвиговой неустойчивости возможно в 15% случаев, а её сохранение – в 44% случаев.

Ключевые слова: внутренние волны, число Фруда, число Ричардсона, резонансная генерация волн, сдвиговая неустойчивость

DOI: 10.31857/S2686739725010186 EDN: GVKFCW

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг и прогнозирование течений, особенно в шельфовой зоне, играет очень важную роль в планировании хозяйственной деятельности человека, инженерных изысканиях и предсказании потенциального воздействия на прибрежную экосистему. Оценки параметров сдвиговых стратифицированных потоков необходимы не только на начальных этапах проектирования различных гидротехнических систем (от нефтегазодобывающих платформ до преобразователей волновой энергии), но и для дальнейшей эксплуатации объектов морской

инфраструктуры, поскольку эти параметры являются входными данными для моделей, позволяющих прогнозировать нагрузки на конструкции, потенциальные размыки грунтов и распространение примесей и загрязнений.

Задачи, связанные с описанием энергетических каскадов, гидродинамической неустойчивости, ламинарно-турбулентных переходов и придонного турбулентного пограничного слоя в естественных сдвиговых стратифицированных потоках, составляют фундаментальные проблемы механики жидкости и гидрофизики океана, представляющие большой прикладной интерес. Сдвиговые течения на шельфе формируются под влиянием комплекса физических факторов окружающей среды, таких как атмосферные воздействия, топографические эффекты, локальные силы плавучести и приливные потоки. Важное значение при исследовании таких течений имеют временная изменчивость и пространственные особенности распределения поля скорости, а также поддерживающие их динамические механизмы. Первым этапом качественного понимания динамики происходящих процессов

¹ Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород, Россия

² Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильчева Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

³ Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской Академии наук, Нижний Новгород, Россия

* E-mail: aakurkin@nnntu.ru

является использование простых общеизвестных физических критерии (не)устойчивости, в основе которых лежат модели и методы теории линейных и нелинейных колебаний и волн. Эти критерии построены на безразмерных параметрах Фруда и Ричардсона. Здесь мы используем их для предварительного анализа динамических процессов, наблюдавшихся осенью 2022 г. на шельфе Японского моря.

ДАННЫЕ ИЗМЕРЕНИЙ

Исследования сдвиговых стратифицированных потоков применительно к условиям Японского моря (залив Петра Великого) выполнялись на гидрофизическом полигоне Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, схема которого представлена на рис. 1. Подробное описание натурных экспериментов, выполненных на полигоне, представлено в работах [1–3].

Для расчётов использованы осреднённые по 1 мин. данные регистратора горизонтальных течений Infinity с трёх горизонтов и данные термогирлянд с дискретностью 10 с и CTD зондирования в период с 12:53 8 октября по 14:16 12 октября 2022 г., полученные ТОИ ДВО РАН. Течение измеряли в точке INF (см. рис. 1, 124 м от станции S06), глубина дна 41.5 м. Скорости (меридиональная и зональная компоненты) измерялись на трёх уровнях: 2, 8, 14 м от дна (соответственно 39.5 м, 33.5 м, 27.5 м глубины). Термогирлянда на станции S06 состояла из 35 датчиков, последний датчик располагался в 2 м от дна. Плотность была восстановлена по уравнению состояния морской воды TEOS-10 с использованием профиля солёности, измеренного CTD-зондом на станции S04.

Результаты измерений скорости течения в нижнем слое моря на станции INF показаны на рис. 2 (зональная (U) и меридиональная (V) компоненты). Видно, что скорость течения весьма значительна (в отдельные моменты времени превышает 0.4 м/с), имеет ярко выраженную вертикальную структуру, также характерна сильная изменчивость во времени, как по величине, так и по направлению. Фрагмент записи в период от 40 до 90 часов от начала записи характеризуется заметной квазипериодичностью с преобладанием длинноволновых компонент с периодом близким к инерционному периоду для широты места наблюдений (16–18 ч). В поле температуры и плотности в этот же период были выявлены три ярко выраженных внутренних волновых фронта с теми же спектральными свойствами.

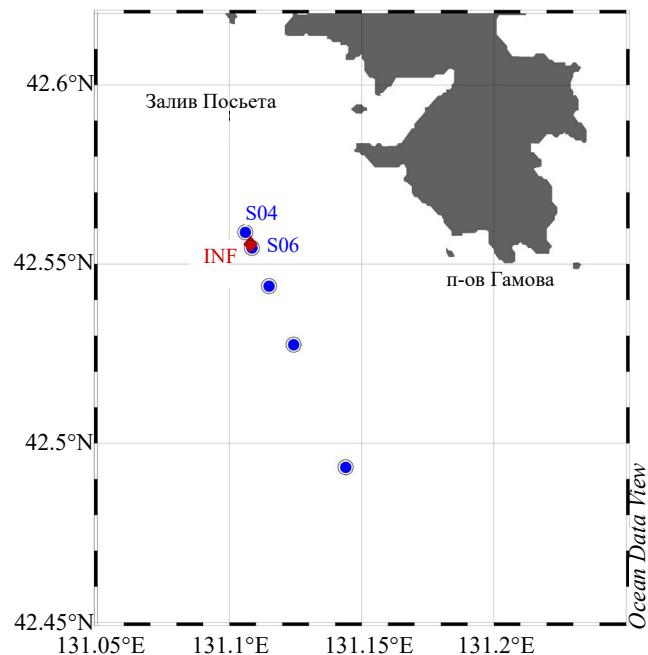


Рис. 1. Карта района измерений с указанием станций гидрофизического полигона ТОИ ДВО РАН

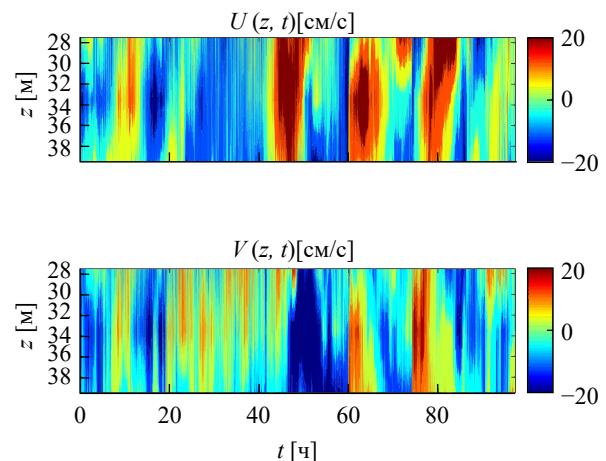


Рис. 2. Зональная и меридиональная компоненты скорости, измеренные на станции INF

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Выделение критических зон и слоёв в измеренных полях течений было выполнено с помощью классического подхода на основании расчётов чисел Фруда и Ричардсона [4–6]. В наиболее общепринятое понимании число Фруда Fr представляет собой отношение скоростей, с которыми два процесса, а именно, адвективный и волновой, переносят информацию о возмущении в среде. Локально число Фруда

также представляет собой соотношение кинетической и потенциальной энергии потока и определяет поток как докритический или сверхкритический. Для стратифицированных жидкостей существует множество формулировок этого критерия, в том числе в зависимости от типа волнового процесса (см., более подробно в работе [7]). Число Фруда для измеренного в точке стратифицированного потока в присутствии внутренних волн может быть рассчитано как:

$$Fr(t) = \frac{\max_z |\vec{u}(z, t)|}{c(t)},$$

где c — фазовая скорость длинных линейных внутренних волн первой моды, алгоритм расчета этой величины дан, например, в работах [8, 9]. Критерием линейной устойчивости в терминах чисел Фруда здесь являются значения $Fr < 1$. Режим $Fr > 1$ соответствует активной генерации интенсивных внутренних волн [10, 11].

Число Фруда и величины, необходимые для расчёта этого параметра, по данным измерений на станциях S06 и INF показаны на рис. 3. Из этого рисунка видно, что имеют место достаточно протяжённые временные интервалы, для которых характерен сверхкритический режим. Эти временные интервалы как раз соответствуют прохождению внутренних боров высокой интенсивности, на которых генерируются короткопериодные внутренние волны большой амплитуды.

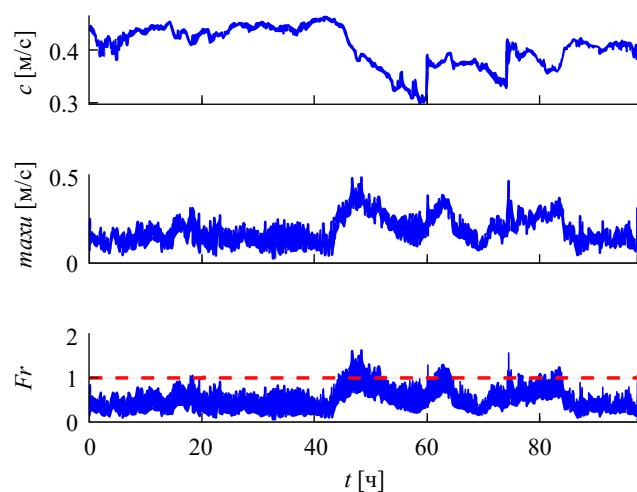


Рис. 3. Сверху вниз: фазовая скорость длинных линейных внутренних волн первой моды, максимальная скорость стратифицированного течения и число Фруда для данных наблюдений на станциях S06 и INF. На нижней панели красным пунктиром показано критическое значение числа Фруда $Fr = 1$

Градиентное число Ричардсона (Ri) для нашей задачи определяется из соотношения:

$$Ri(z, t) = \frac{N^2(z, t)}{Sh^2(z, t)},$$

где

$$N^2(z) = \frac{g}{\rho(z)} \frac{d\rho(z)}{dz}, Sh^2 = \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2,$$

здесь N — частота плавучести, z — глубина, g — ускорение свободного падения, ρ — плотность воды, Sh — модуль вертикального сдвига скорости течения, V и U — северная и восточная компоненты скорости течения, соответственно. Параметр Ri часто используется при решении задач, связанных с вопросами вертикального турбулентного перемешивания в стратифицированной морской среде [12–16]. Существуют два критерия: для линейной неустойчивости сдвигового потока необходимым (но недостаточным) условием является $Ri < 0.25$ [17, 18], а для нелинейной устойчивости необходимым и достаточным условием является $Ri > 1$ [19]. Согласно данным глоссария [20] существует предположение о гистерезисе: ламинарный поток становится турбулентным при $Ri < 0.25$, но турбулентный поток может существовать до $Ri = 1.0$, прежде чем стать ламинарным.

Расчёты вспомогательных величин для вычисления градиентного числа Ричардсона Ri : квадрата частоты плавучести $N^2(z, t)$ по данным наблюдений на станции S06 и величин $\frac{\partial U}{\partial z}$ и $\frac{\partial V}{\partial z}$ по данным наблюдений на станции INF показывают, что числитель и знаменатель Ri имеют один и тот же порядок величины — 10^{-4} 1/c , поэтому неустойчивые режимы могут реализовываться в районе измерений. Это подтверждается и рис. 4, где показан параметр Ri от времени (вместе с критическими значениями $Ri = 0.25$ и $Ri = 1$) для верхнего ($27.5 \text{ м} < z < 33.5 \text{ м}$) и нижнего ($33.5 \text{ м} < z < 39.5 \text{ м}$) придонных слоёв, где проводились измерения течения на станции INF. Вероятность выполнения необходимого условия неустойчивости $P(Ri < 0.25)$ сдвигового потока в нижнем слое составляет 16%, а в верхнем — 15%. На рис. 5 показана диаграмма рассеяния $N^2 - Sh^2$, рассчитанная по данным наблюдений на станциях S06 и INF. Учёт двух критических значений показывает, что в слое измерения течений за время наблюдений генерация турбулентной кинетической энергии возможна примерно в 15% случаев, а её сохранение — в 44% случаев.

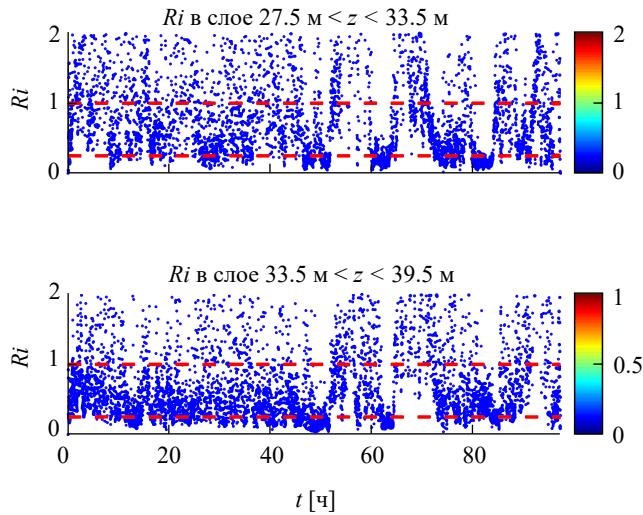


Рис. 4. Градиентное число Ричардсона Ri по данным наблюдений на станциях S06 и INF. Критические значения $Ri = 0.25$ и $Ri = 1$ показаны красным пунктиром

Следует обратить внимание, что канонический критерий неустойчивости $Ri < 0.25$ основан на предположении о плоскопараллельном стратифицированном сдвиговом течении. Лабораторные эксперименты и численное моделирование показали, что критерий для искривлённого стратифицированного сдвигового течения при прохождении короткопериодных внутренних волн может быть изменен на $Ri < 0.1$ [6].

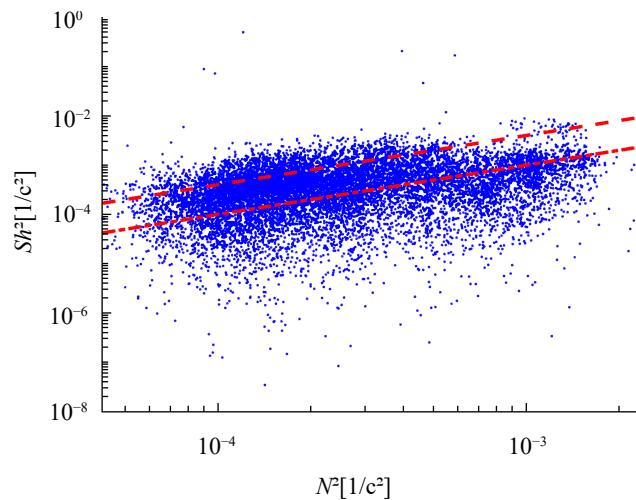


Рис. 5. Диаграмма рассеяния $N^2 - Sh^2$, рассчитанная по данным наблюдений на станциях S06 и INF. Критические значения $Ri = 0.25$ и $Ri = 1$ показаны красным пунктиром и штрих-пунктиром соответственно

Вероятность выполнения этого условия в нашем случае $P(Ri < 0.1)$ составляет всего 1.7% в нижнем слое и 1.2% – в слое над ним. Скорее всего, такие события связаны с волнами большой крутизны и амплитуды.

Основная проблема использования Ri для оценки параметров вертикального турбулентного перемешивания по данным мелкомасштабных измерений заключается в его сильной зависимости от приращения глубины (Δz), на котором рассчитываются соответствующие производные:

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\Delta U}{\Delta z},$$

или, другими словами, от разрешающей способности приборов. В работе [16] показано, что по данным наблюдений в Чёрном море вероятность достижения критических значений параметра Ричардсона $Ri < 0.25$ экспоненциально спадает с ростом Δz , уменьшаясь от 20% при $\Delta z = 0.5$ м до 3% при $\Delta z = 6$ м. Это говорит о том, что в морских условиях выполнение критерия неустойчивости чаще встречается на малых масштабах. В нашем случае измерения течений проводились с вертикальным разрешением $\Delta z = 6$ м, поэтому мы получаем лишь нижнюю оценку вероятности появления возможных зон неустойчивости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе проведён анализ данных одновременных измерений стратификации плотности и придонных стратифицированных течений в Японском море (залив Посыета, залив Петра Великого) на гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН в октябре 2022 г. Результаты обработки натурных экспериментальных данных показали, что за период наблюдений течения около 25 часов имеют место достаточно протяжённые (до нескольких часов) временные интервалы, для которых характерен сверхкритический режим, когда возникает резонансное взаимодействие длинных внутренних волн со сдвиговым потоком, что согласуется с наблюдаемой активной генерацией короткопериодных внутренних волн большой амплитуды в эти периоды времени. Хотя рассматриваемые критерии (не)устойчивости возникли при рассмотрении линейных уравнений и при асимптотическом анализе гармонических волновых возмущений малой амплитуды, при приближении к зонам и слоям, где эти критерии нарушаются, происходит

быстрая генерация старших вертикальных мод и волновых гармоник, линейное описание здесь не применимо даже для волн малой амплитуды, и для корректного описания происходящих процессов нужно решать полную систему уравнений гидродинамики.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания в сфере научной деятельности по темам FSWE-2023-0004 и 124022100074-9 и при поддержке Лаборатории нелинейной гидрофизики и природных катастроф ТОИ им. В.И. Ильичева ДВО РАН, грант Министерства науки и высшего образования РФ соглашение № 075-15-2022-1127 от 01.07.2022 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кошелева А. В., Ярощук И. О., Швырев А. Н., Самченко А. Н., Пивоваров А. А., Коротченко Р. А. Экспериментальные исследования волновых внутренних волн в прибрежной части залива Петра Великого // Физика геосфер. 2019. С. 110–113.
2. Yaroshchuk I., Kosheleva A., Lazaryuk A., Dolgikh G., Pivovarov A., Samchenko A., Shvyrev A., Gulin O., Korotchenko R. Estimation of Seawater Hydrophysical Characteristics from Thermistor Strings and CTD Data in the Sea of Japan Shelf Zone // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. V. 11(6). P. 1204. 1–24.
3. Yaroshchuk I., Liapidevskii V., Kosheleva A., Dolgikh G., Pivovarov A., Samchenko A., Shvyrev A., Gulin O., Korotchenko R., Khrapchenkov F. Observation and Modeling of Nonlinear Internal Waves on the Sea of Japan Shelf // Journal of Marine Science and Engineering. 2024. V. 12(8). P 1301. 1–20.
4. Степанянц Ю. А., Фабрикант А. Л. Распространение волн в сдвиговых гидродинамических течениях // Успехи физических наук. 1989. Т. 159. № 9. С. 83–123.
5. Polzin K. Statistics of the Richardson number: Mixing models and finestructure // Journal of Physical Oceanography. 1996. V. 26(8). P. 1409–1425.
6. Chang M. H. Marginal instability within internal solitary waves // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48(9). P. e2021GL092616.
7. Mayer F. T., Fringer O. B. An unambiguous definition of the Froude number for lee waves in the deep ocean // J. Fluid Mech. 2017. V. 831. P. R3. 1–9.
8. Holloway P., Pelinovsky E., Talipova T., Barnes B. A nonlinear model of internal tide transformation on the Australian North West Shelf // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27(6). P. 871–896.
9. Kurkina O. E., Talipova T. G., Soomere T., Kurkin A. A., Rybin A. V. The impact of seasonal changes in stratification on the dynamics of internal waves in the sea of Okhotsk // Estonian Journal of Earth Sciences. 2017. V. 66(4). P. 238–255.
10. Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K. Baroclinic tides: theoretical modeling and observational evidence. Cambridge University Press, 2005. 350 p.
11. Kurkina O. E., Talipova T. G. Huge internal waves in the vicinity of the Spitsbergen Island (Barents Sea) // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 981–986.
12. Munk W., Anderson E. Notes on a theory of the thermocline // J. Mar. Res. 1948. V. 3. P. 267–295.
13. Pacanowski R. C., Philander S. G. H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Ocean. 1981. V. 11. P. 1443–1451.
14. Redekopp L. G. Elements of instability theory for environmental flows // Environmental stratified flows. Boston, MA: Springer US. 2001. P. 223–281.
15. Galperin B., Sukoriansky S., Anderson P. S. On the critical Richardson number in stably stratified turbulence // Atmospheric Science Letters. 2007. V. 8. P. 65–69.
16. Морозов А. Н. Статистика чисел Ричардсона по данным наблюдений с океанографической платформы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 2. С. 39–46.
17. Miles J. W. On the stability of heterogeneous shear flows // J. Fluid Mech. 1961. V. 10 (4). P. 496–508.
18. Baines P. G. Topographic effects in stratified flows. Cambridge University Press, 1998. 498 p.
19. Abarbanel H. D. I., Holm D. D., Marsden J. E., Ratiu T. Richardson number criterion for nonlinear stability of three-dimensional stratified flow // Physical Review Letters. 1984. V. 52. P. 2352–2355.
20. American Meteorological Society, 2023: Critical Richardson number. Glossary of Meteorology, http://glossary.ametsoc.org/wiki/critical_Richardson_number

CHARACTERISTICS OF SHEAR STRATIFIED FLOWS IN THE CONDITIONS OF THE SEA OF JAPAN SHELF BASED ON IN-SITU MEASUREMENTS IN 2022

© 2025 O. E. Kurkina^a, I. O. Yaroshchuk^b, A. V. Kosheleva^b,
Academician of the RAS G. I. Dolgikh^b, E. N. Pelinovsky^{b,c}, A. A. Kurkin^{a,b,†}

^a*R.E. Alekseev Nizhny Novgorod State Technical University, Nizhny Novgorod, Russia*
^b*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russia*

^c*A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia*
†*E-mail: aakurkin@nntu.ru*

The article presents some analysis results of in situ data of shear stratified flow measurements on the shelf of the Sea of Japan. The study of critical zones and layers is performed in terms of dimensionless Froude and Richardson parameters. It is shown that during the passage of high-intensity internal bores, sufficiently long (up to several hours) time intervals exist, which are characterized by a supercritical Froude regime, when active generation of short-period internal waves of large amplitude is predicted and occurs. The statistics of the Richardson number shows that with the lower probability estimate in the near-bottom layers during the observation period, the occurrence of shear instability is possible in 15% of cases, and its preservation is possible in 44% of cases.

Keywords: internal waves, Froude number, Richardson number, resonance generation of waves, shear instability

УДК 551.242.51:734.3[470]; 550.838

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОКОНВЕКТИВНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОГО ЯДРА

© 2025 г. Академик РАН Л. Я. Аранович^{1,*}, В. Д. Котелкин^{2,**}

Поступило 26.09.2024 г.

После доработки 27.09.2024 г.

Принято к публикации 30.09.2024 г.

Проведено 2D-моделирование чисто термической конвекции в жидким ядре Земли, происходящей на фоне остывания планеты. Модель включает систему уравнений термической конвекции в приближении Буссинеска с учётом силы Кориолиса, обусловленной вращением Земли. В качестве вещества ядра принято металлическое железо с добавкой 0.9 масс. % Н. Результаты расчётов показали, что в жидким внешнем ядре ещё до начала кристаллизации внутреннего ядра формируются крупные вихри, являющиеся двумерными аналогами вихревых столбов Тейлора, с образованием которых связывается генерация магнитного поля. Начальные стадии кристаллизации характеризуются быстрым хаотичным ростом и бесформенной конфигурацией твёрдого ядра. По мере роста твёрдого ядра начинается перестройка структуры конвекции, её средняя скорость уменьшается. Но тепловой поток из ядра в мантию при этом увеличивается из-за выделения тепла кристаллизации. Внутреннее ядро достигает современного размера за 0.5 млрд лет. Усреднённый профиль температуры в современном жидким ядре отличается от адиабатического.

Ключевые слова: термическая конвекция, жидкое ядро, 2D-моделирование, кристаллизация твёрдого ядра

DOI: 10.31857/S2686739725010197 EDN: GVBVVA

ВВЕДЕНИЕ

Начало кристаллизации и рост твёрдого ядра – одно из важнейших событий эндогенной геологической истории нашей планеты. Оно определило смену интенсивности магнитного поля Земли [1, 2], величину теплового потока на границе жидкого ядра и мантии (СМВ) [6], а также, вследствие фракционирования лёгких элементов между твёрдым и жидким ядром на их границе (ICB) [5], характер взаимодействия жидкого ядра с веществом мантии [4, 6].

Современные оценки возраста (и, соответственно, скорости роста) твёрдого ядра

сильно разнятся от >2.5 млрд лет [2, 11] до 0.5 млрд лет [3], в зависимости от метода оценки (палеомагнитные данные об интенсивности магнитного поля Земли или термодинамические расчёты), от граничных условий (адиабатическая T , постоянный тепловой поток на СМВ) и значений физических параметров (в первую очередь, теплопроводности ядра), используемых в расчётах моделях.

Большая часть работ, посвящённых процессам в ядре, связана с моделированием генерации магнитного поля [1]. Для этого используется система уравнений термической конвекции в приближении Буссинеска с учётом силы Кориолиса, обусловленной вращением Земли, и магнитной индукции (например, [14] и ссылки там), взаимодействующих через силу Лоренца. Современные модели в полную систему уравнений включают дополнительно химическую составляющую конвекции, обусловленную фракционированием элементов на границах СМВ и ICB [6]. Очевидно, что происходящие в ядре и на его границах процессы взаимосвязаны и взаимодействуют

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

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

* E-mail: lyaranov@igem.ru

** E-mail: vyacheslav.kotelkin@math.msu.ru

сложным нелинейным образом. При этом гидродинамика играет в них главную роль. Поэтому для адекватного понимания сути различных процессов целесообразно в первом приближении исследовать конвекцию в “чистом виде”, ограничившись только главными факторами, существенно влияющим на течение, а именно – термической конвекцией и вращением (т.е. без магнитного поля и химической конвекции). Решению этой задачи посвящена предлагаемая работа.

МОДЕЛЬ ТЕРМИЧЕСКОЙ КОНВЕКЦИИ С КРИСТАЛЛИЗАЦИЕЙ В ПРИБЛИЖЕНИИ БУССИНЕСКА

Выберем характерные масштабы: L , v_0 , T_0 , ρ_0 , g_0 , v , κ , α , Ω^E , C_V , H (таблица).

Запишем модель термической конвекции в безразмерном виде, используя принятые в гидродинамике критерии подобия. В приближении Буссинеска [20] модель термической конвекции включает:

Таблица. Физические величины, использованные в модельных расчётах

Наименование величины	Обозначение	Значение
Длина – радиус ядра Земли	L	$3.5 \cdot 10^6$ м
Ускорение свободного падения	g_0	10 м/с ²
Плотность	ρ_0	$12.5 \cdot 10^3$ кг/м ³
Скачок плотности	$\delta\rho$	$0.5 \cdot 10^3$ кг/м ³
Давление	p_0	360 Гпа
Температура Возмущения температуры	T_0 δT	5000 °К 1000 °К
Угловая скорость вращения Земли	Ω^E	$0.73 \cdot 10^{-5}$ рад/с
Коэффиц. теплового расширения	α	10^{-5} 1/К
Теплота фазового перехода	H	$3 \cdot 10^5$ Дж/кг
Теплоёмкость при пост. объёме	C_V	700 Дж/ (кг·К)

уравнения Навье–Стокса

$$\begin{aligned} d\mathbf{V} / dt &= -eFr^{-1}T - Eu\nabla p / r_0 + \\ &+ Re^{-1}D\mathbf{V} + \mathbf{Ro}^{-1}[\mathbf{e}_z \times \mathbf{V}] + Cfr \end{aligned} \quad (1)$$

уравнение теплопроводности

$$dT / dt = Pe^{-1}\Delta T - P_0 \operatorname{div} \mathbf{V} + \operatorname{Crd} Q_{cr} / dt \quad (2)$$

и уравнение неразрывности

$$V_r dr_0 / dr + r_0 \operatorname{div} \mathbf{V} = 0. \quad (3)$$

В этих уравнениях $\rho_0(r)$ и $P_0(r)$ – известные распределения плотности и давления, модель PREM [8], V_r – радиальная компонента скорости. Учтено также, что в приближении Буссинеска малые возмущения плотности ($\varepsilon \ll 1$) линейно выражаются через температуру

$$\rho \approx \rho_0(r)(1 - \varepsilon T). \quad (4)$$

Полное давление $P = P_0 + p$, где $P_0 \gg p$, состоит из гидростатической P_0 и динамической p , частей. Уравнения движения (1) записаны во вращающейся системе координат (\mathbf{e}_z – единичный вектор оси z , направленной по оси вращения Земли), они учитывают силу тяжести, характеризуемую числом Фруда $Fr = v_0^2 / g_0 L$, $\varepsilon = \alpha \delta T$; силы давления, характеризуемые числом Эйлера $Eu = p_0 / \rho_0 v_0^2$; вязкие силы, характеризуемые числом Рейнольдса $Re = v_0 L / v$; силы Кориолиса, характеризуемые числом Робби $Ro = v_0 / 2\Omega^E L$, и центробежные силы, характеризуемые коэффициентом $Cf = [\Omega^E]2L^2 / v_0^2$.

В уравнение теплопроводности входит число Пекле $Pe = v_0 L / \kappa$ и коэффициент, характеризующий тепло фазового перехода $Cr = H / (C_V T_0)$. Полагая $p_0 = \rho_0 g_0 L$, получим $Fr \cdot Eu = 1$ и исключим число Эйлера. Заметим, что у нас ρ_0 , g_0 , L такие, что $p_0 \approx p_{max} = 360$ Гпа равняется давлению в центре Земли. Число Рэлея выражается через используемые критерии подобия $Ra = \varepsilon Fr^{-1} Re Pe$.

Отметим, что при большом линейном размере задачи, несмотря на неопределённость коэффициентов вязкости и теплопроводности, числа Рейнольдса Re и Пекле Pe очень велики, больше 10^{10} , так что в жидкой части ядра происходит интенсивная турбулентная конвекция фактически невязкой и нетеплопроводной жидкости. Вязкость и теплопроводность играют роль только в тонких пограничных слоях около твёрдых поверхностей. Заметим, что при

численном моделировании появляется схемная диффузия, зависящая от шага сетки, поэтому мы будем вынуждены ограничиться числами Рейнольдса и Пекле $Re = Pe = 10^6$. Остальные коэффициенты, входящие в наши уравнения, равны: $Eu = Fr^{-1} = g_0 L / v_0^2 = 1.4 \cdot 10^6$, $\varepsilon = 0.01$, $Ro^{-1} = 2\Omega^E L / v_0 = 102$.

НАЧАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Для завершения постановки задачи надо задать начальные значения, граничные условия и условие фазового перехода. Внешний радиус ядра и скорость вращения Земли будем считать неизменным, т.е. используем упрощённые модельные условия.

Условия на границе с мантией — это условие прилипания для вектора скорости и условие для температуры. Будем считать температуру одинаковой во всех точках внешней границы и медленно убывающей по экспоненциальному закону со временем:

$$T_{\text{CMB}}(t) = T_{\text{CMB}}(0) \cdot \exp(-\lambda_M t). \quad (10)$$

Тогда темп охлаждения будет регулироваться показателем λ_M . Ясно, что мантия, оправдывая своё название, экранирует выход тепла из ядра и замедляет остывание планеты, поэтому показатель λ_M должен быть малой величиной.

Чтобы обойти проблему начальных условий, сначала проведём вспомогательный расчёт. Зададим начальное состояние покоя с малыми случайными возмущениями температуры, тогда в силу неустойчивости такого состояния в системе возникает движение, которое начнет раскручиваться по законам термической конвекции. Проведём расчёт до стабилизации среднестатистического течения, т.е. до того состояния, когда начальные условия забудутся. Полученные таким образом распределения скоростей $V(r, 0)$ и температуры $T(r, 0)$ примем за начальное состояние для нашего моделирования.

Для моделирования кристаллизации ядра требуется задать зависимость температуры плавления вещества ядра от гидростатического давления. Дефицит плотности и скорости продольных волн ядра, установленный сейсмологией [8] указывает на присутствие в его составе лёгких элементов. Одним из наиболее часто предлагаемых лёгких элементов в ядре Земли является водород [10, 12, 19]. Температура плавления водородсодержащего железа сильно

зависит от состава FeH_x , где x — количество атомов Н в формульной единице ($0 < x < 1.2$). При $x = 1$ (состав FeH) кривая плавления (T — температура К, P — давление, Гпа) описывается уравнением [10]:

$$T_{\text{1melt}} = T_0((P - P_0) / a + 1) / c, \quad (11)$$

где $a = 24.6$, $c = 3.8$, $T_0 = 1473$ К и $P_0 = 9.5$ Гпа.

Уравнение кривых плавления при переменном содержании Н получено нами путём интерполяции между кривой при $x = 1$ (уравнение 11) и кривой плавления чистого Fe по [13]:

$$T_{\text{melt}} = T_{\text{1melt}} + (d + e \cdot P) \cdot (1 - E), \quad (12)$$

где $d = 521.7391$, $e = 4.7826$.

Согласно оценке [7], температура на современной границе СМВ с вероятностью 95% лежит в диапазоне 3470–3880 К. Поэтому для моделирования процесса кристаллизации взята кривая плавления с содержанием водорода $x = 0.5$ (0.9 мас. % Н), попадающая в указанный диапазон T_{CMB} , а также хорошо согласующаяся с оценкой плотности и скорости продольных волн в ядре [12]. Отметим, что на этом этапе моделирования мы не рассматривали фракционирование лёгкого элемента между твёрдым и жидким ядром.

О ЧИСЛЕННОМ МЕТОДЕ И 2D-МОДЕЛИ

В качестве инструмента нашего исследования используем 2D-вариант нашей модели термической конвекции в “плоском ядре”, плоскость которого ортогональна оси вращения Земли. Конечно, для реального моделирования, в частности генерации магнитного поля, необходимы полномасштабные 3D-расчёты. Но в данной работе для установления основных свойств термической конвекции используется более простая и понятная, благодаря полной визуализации, 2D-модель, к тому же более быстрая и точная в вычислительном отношении.

Численное моделирование осуществлялось конечно-разностным методом с помощью аппроксимации второго порядка точности уравнений в частных производных на равномерных декартовых сетках. Расчёты выполнены на сетках размером 512×512 и 1024×1024 узлов, что достаточно для прямого численного моделирования турбулентных режимов и учета больших чисел Рейнольдса и Пекле.

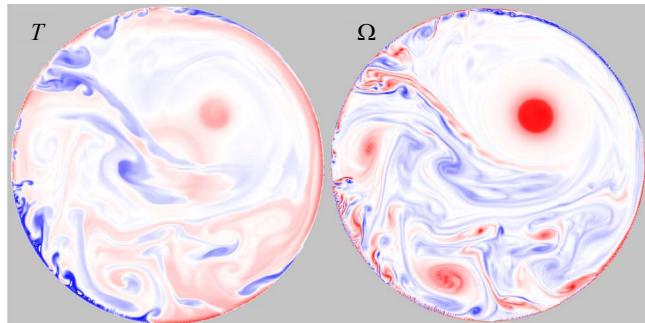


Рис. 1. Температура (T) и завихренность (Ω) в ядре до начала кристаллизации

Конвекция в полностью жидком ядре. В геофизической литературе принято исследовать и определять радиальные распределения параметров в Земле в её современном состоянии, соответствующем модели PREM. Для температуры ядра вычисляется и приводится её адиабатическое (или изоэнтропийное) распределение. Например, в классической монографии В.Н. Жаркова [9] используется соотношение $T_{ad} = \rho^\gamma$ с параметром Грюнайзена $\gamma \approx 1.45$. Так как при таком вычислении температуры конвекция в ядре не учитывается, то остаётся вопрос о её реальном распределении. Получаемая в нашей конвективной 2D-модели температура ядра зависит от времени и координат; в полярных координатах это функция $T(t, r, \phi)$. Для получения распределения температуры в принятом радиальном виде достаточно осреднить её по угловой координате: $T_{cp}(t, r) = \langle T(t, r, \phi) \rangle$.

На рис. 1 в естественной цветовой шкале слева показаны отклонения температуры от её среднего распределения, а справа Z -компоненты завихренности. Оттенки красного цвета здесь и далее представляют положительные значения отклонения, синего цвета — отрицательные, белый цвет соответствует около нулевым значениям (при превышении максимальных значений цвета зацикливаются).

Видно, что на границе с мантией образуются тонкие пограничные слои — холодный тепловой и вязкий гидродинамический. Тяжёлый холодный слой часто отрывается и начинает тонуть в виде множества мелких струй. Тонкие струйки сливаются и укрупняются, и это повторяется каскадно, в итоге остаётся небольшое число быстро погружающихся струй, которые по инерции проскаивают область невесомости в центре и снова движутся к мантии, при этом максимальные скорости достигаются в центральной части (видео 1 в приложении);

дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи и на сайте редакции). На обеих панелях видна характерная особенность конвекции в полностью жидком ядре: вещество не скапливается в центральной части, а по инерции проходит её и снова выходит в периферийную область.

Мелкие вихри, сливаясь, укрупняются до размера, сопоставимого с радиусом ядра. В связи с этим следует отметить существующие в литературе расхождения: некоторые исследователи (например, [4]) отмечают преимущественно крупномасштабный организованный ламинарный характер конвекции, а другие [6, 15] — мелкомасштабный турбулентный. Результаты нашего моделирования показывают, что оба режима реализуются одновременно. Формирующиеся при этом крупные округлые вихри являются аналогами вихревых столбов Тейлора, с образованием которых связывается генерация дипольного магнитного поля [15].

Моделирование кристаллизации. Моделирование процесса кристаллизации на мелких сетках проводилось следующим образом. Для каждого узла известна температура плавления, зависящая через гидростатическое давление от радиуса. Узлы сетки разделялись на “жидкие” и “твёрдые” и для описания их текущего состояния вводилась булевская функция. В начале моделирования все узлы — “жидкие”. Затем в каждый момент времени в каждом узле осуществляется проверка и, если в жидком узле температура опустилась ниже температуры плавления (с небольшим переохлаждением), то этот узел переходит в категорию твёрдых узлов. Аналогично, если в твёрдом узле температура повышается выше температуры плавления (с небольшим перегревом), то этот узел возвращается в категорию жидких узлов. Каждый переход сопровождается выделением или поглощением энергии фазового перехода и скачком плотности. Увеличение плотности твёрдой фазы способствует её перемещению и сосредоточению в центральной части ядра. Кроме того, движение твёрдой фазы должно быть вращательно-поступательным и связанным с течением жидкой фазы условиями прилипания.

На рис. 2 зелёным цветом последовательно показаны стадии кристаллизации ядра. Видно, что кристаллизация начинается в центральной области с появления отдельных центров кристаллизации, вокруг которых растут кристаллизующие участки, затем сливающиеся друг с другом, образуя сплошную затвердевшую область.

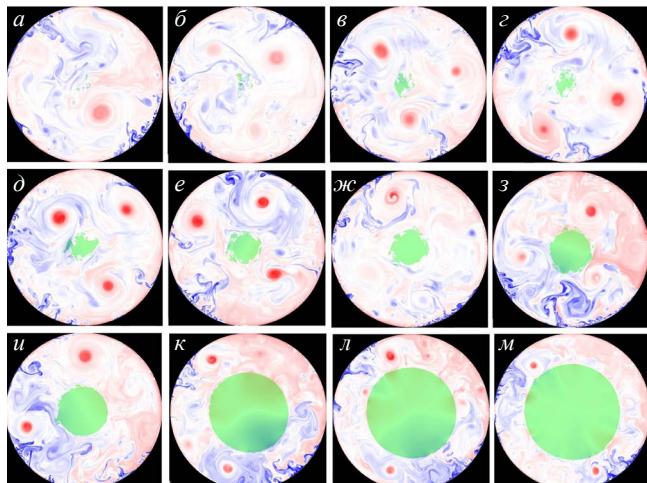


Рис. 2. Последовательные стадии кристаллизации ядра от ранних (панель *а*) к поздним (панель *м*). Современному размеру твёрдого ядра соответствует панель *и*

Более детально процесс кристаллизации, соответствующий нашей численной модели, показан в видео 2 Приложения. Кристаллизующееся вещество становится не абсолютно твёрдым, а только очень вязким. Его плотность, а вместе с ней сила тяжести, также немного увеличиваются. Поскольку в центральной области имеет место невесомость, кристаллизующееся вещество по инерции может пересечь область кристаллизации, выйти из неё в область низкого давления и снова расплываться. Однако по мере дальнейшего остывания ядра радиус зоны кристаллизации увеличивается, и затвердевающие фрагменты начинают быстро накапливаться в центральной области. При этом между ними остаются жидкие прослойки, так что на этом начальном этапе кристаллизации в центральной области наблюдается рыхлая пористая структура [21]. Позже жидкие прослойки также кристаллизуются, но происходит это в условиях “невесомости”. По мере роста твёрдого ядра происходит перестройка структуры конвекции, большие струи не могут проходить через центр, они разворачиваются, в том числе и из-за тепла, выделяющегося при кристаллизации и увеличивающего силу плавучести. Вихревые структуры, закручиваемые струями, уменьшаются в размерах, вследствие чего число струй и вихревых структур постоянно возрастает. Дальнейший рост внутреннего ядра происходит неравномерно в тех местах, где подходят холодные струи. Так как конвекция хаотичная, то струи подходят в разных местах,

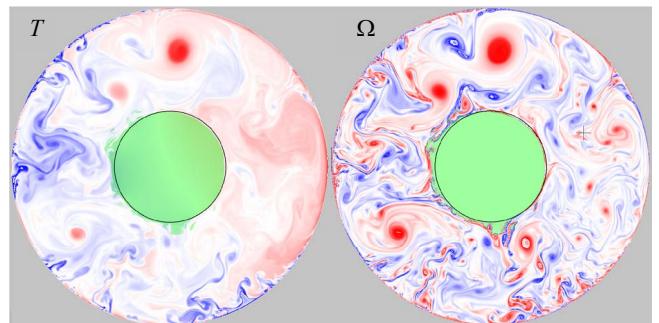


Рис. 3. Температура (*T*) и завихренность (Ω) в жидком ядре современной конфигурации

и форма кристаллической части ядра становится всё более круглой. Ко времени, когда внутреннее ядро достигает современного размера $R = 0.35$ (панель *и* на рис. 2), его форма становится почти круглой (панели *к*, *л*, *м* на рис. 2; видео 2 приложения).

Конвекция в ядре современной конфигурации. Конвекция в ядре современной конфигурации (современный радиус твёрдого ядра 1221.5 км составляет 0.35 от радиуса всего ядра) исследуется наиболее часто. В частности, имеются аналогичные исследования в чисто термической постановке, без учёта магнитного поля [17]. Результаты моделирования термической конвекции в современном ядре показаны на рис 3; видео 2 приложения. В отличие от полностью жидкого ядра (см. рис. 1), к холодным нисходящим потокам добавляются горячие восходящие потоки. Видно, что максимальный размер вихрей уменьшается.

ИНТЕГРАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

2D-моделирование термической эволюции ядра, с условием экспоненциально убывающей температуры на границе ядро/мантия, позволяет находить полные распределения температуры, скоростей и конфигураций фаз во все моменты времени. Видеозаписи численных экспериментов даны в приложении (см. электронное приложение). Для анализа результатов, получаемых в каждый момент времени, дополнительно вычислялись осреднённая по пространству скорость конвекции V_{av} , осреднённое вдоль СМВ число Нуссельта Nu , представляющее безразмерный тепловой поток, и приведённая к радиусу круга R_{ic} площадь твёрдой фазы (рис. 4 а). Распределения приведены в относительных переменных, реперной точкой является современное состояние $t = 0$, $R_{ic} = 0.35$.

В наших расчётах принято, что температура СМВ экспоненциально убывает со временем (чёрная кривая на рис. 4 слева). Выход тепла из ядра, то есть времена его остывания и кристаллизации, контролирует мантию. Для того чтобы перевести результаты в размерное время, нужна дополнительная, не связанная с ядром, информация о теплоизолирующем влиянии мантии. Например, в работе [18] утверждается, что постепенное охлаждение Земли составляет около 100 °C за миллиард лет. В работе по моделированию мантийной конвекции [16], где первые 0.5 млрд лет отводятся на кристаллизацию самой мантии, показано, что за последующие 4 млрд лет геологической эволюции температура ядра уменьшилась на 12.5%, чтоозвучно оценке [18]. Значит 4 млрд лет тому назад она равнялась 4434 °K. Исходя из такого темпа остывания T_{CMB} , согласно рис. 4 получаем, что для достижения современного радиуса твёрдого ядра его кристаллизация должна была начаться примерно 0.5 млрд лет тому назад.

Представленные на левом рис. 4 результаты численного эксперимента показывают, что с момента появления твёрдого ядра тепловой поток из ядра в мантию увеличивается вследствие выделения тепла кристаллизации, а скорость конвекции начинает убывать, но происходит это постепенно по мере роста твёрдого ядра, служащего препятствием для конвекции. Также виден хаотически осциллирующий характер процессов тепломассопереноса.

Из моделирования термической конвекции в жидким ядре следует, что развитая турбулентная конвекция происходит с очень высокими скоростями, ориентировочно $v_0 \sim 5-7$ м/с

и сопровождается коротковолновыми осцилляциями как момента инерции ядра, так и его вращательного момента. Эти осцилляции должны выливаться в компенсирующие осцилляции угловой скорости вращения мантии, которые регистрируются на поверхности планеты [22].

Распределение осреднённой по угловой координате температуры в современном жидким ядре показано на рис. 4 справа. Видно, что в результате интенсивной конвекции распределение температуры более пологое по сравнению с адиабатическим, которое чаще всего используется в литературе [9]! И эта температура убывает со временем.

ВЫВОДЫ

Проведённое моделирование чисто термической конвекции позволило выявить некоторые важные особенности эволюции процессов, происходивших в ядре Земли на фоне остывания планеты.

1. В жидким внешнем ядре ещё до начала кристаллизации внутреннего ядра формируются крупные вихри, являющиеся двумерными аналогами вихревых столбов Тейлора, с образованием которых связывается генерация дипольного магнитного поля. Т.е., возникновение магнитного поля Земли, возможно, не связано напрямую с образованием твёрдого ядра. Этот результат может снять противоречия между оценками возникновения магнитного поля Земли.

2. Быстрый хаотичный рост твёрдого ядра в начальной стадии кристаллизации.

3. Бесформенная конфигурация ядра на начальной стадии кристаллизации и его рыхлость

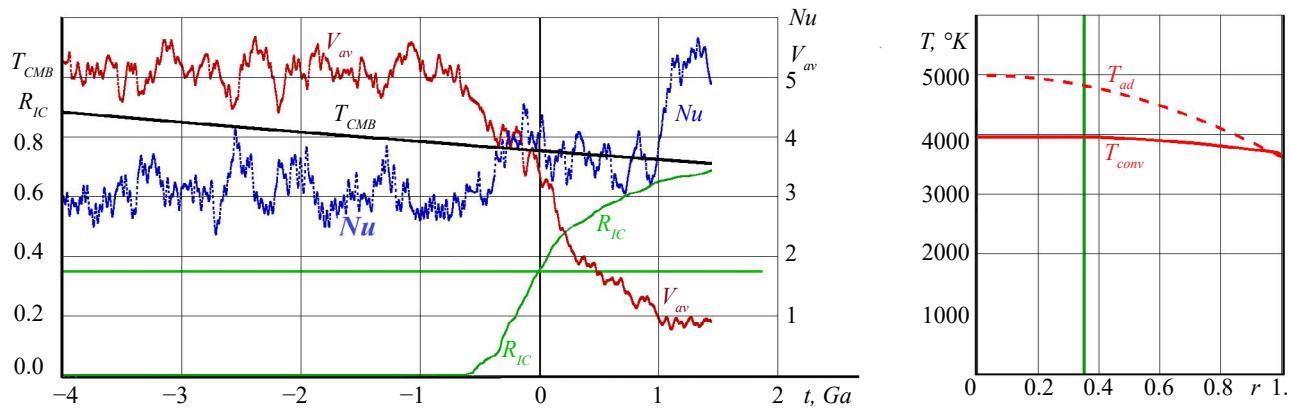


Рис. 4. (слева) – рост внутреннего ядра (R_{ic} , зелёный цвет), тепловой поток из ядра в мантию (Nu , синий) и средняя скорость конвекции (V_{av} , коричневый); (справа) – усреднённый профиль температуры в ядре (T_{conv} , сплошная красная кривая) в сравнении с адиабатическим по [9] (T_{ad} , пунктир)

естественным образом объясняются отсутствием в центре силы тяжести.

4. При появлении твёрдого ядра, перекрывающего конвективные потоки через центр, начинается перестройка структуры конвекции, средняя скорость конвекции уменьшается. Но тепловой поток из ядра в мантию при этом увеличивается из-за выделения тепла кристаллизации.

5. Усреднённый профиль температуры в жидком ядре отличается от адиабатического.

Предложенная в нашей работе модель не включает ряд важных процессов, которые могут существенно влиять на тепломассоперенос и, соответственно, характер конвекции в ядре. Это, в первую очередь, фракционирование лёгкого элемента (водорода) между твёрдым и жидким ядром, которое порождает важную химическую составляющую конвективных потоков. Во-вторых, наше моделирование не учитывает электромагнитные силы Лоренца. Кроме того, оно, как и все предыдущие известные нам работы, проведено в предположении, что полный размер ядра соответствует современному, т.е. не менялся во времени, т.е. не учитывает возможность химического обмена металлом и лёгким элементом на границе внешнее ядро-мантия. Решение этих проблем – задача будущих исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках гос. задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aubert J.* State and evolution of the geodynamo from numerical models reaching the physical conditions of Earth's core // *Geophysical Journal International*. 2023. V. 235. P. 468–487.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggad229>
2. *Biggin A., Piispa E., Pesonen L. et al.* Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation // *Nature*. 2015. V. 526. P. 245–248.
<https://doi.org/10.1038/nature15523>
3. *Bono R. K., Tarduno J. A., Nimmo F., Cottrell R. D.* Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // *Nature Geoscience*. 2019. V. 12. P. 143–147.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>
4. *Bouffard M., Choblet G., Labrosse S., Wicht J.* Chemical Convection and Stratification in the Earth's Outer Core // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 7: 99. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00099>
5. *Braginsky S.* Structure of the F layer and reasons for convection in the Earth's core // *Soviet Physics Doklady*. 1963. V. 149. P. 8–10.
6. *Davies C. J., Greenwood S.* Dynamics in Earth's Core Arising from Thermo-Chemical Interactions with the Mantle. In: *Core-Mantle Co-Evolution: An Interdisciplinary Approach*. T. Nakagawa, T. Tsuchiya, M. Satish-Kumar, G. Helffrich (Eds.). 2023.
<https://doi.org/10.1002/9781119526919.ch12>
7. *Deschamps F., Cobden L.* Estimating core-mantle boundary temperature from seismic shear velocity and attenuation // *Frontiers in Earth Science*. 2022. V. 10: 1031507.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.1031507>
8. *Dziewonski A. M., Anderson D. L.* Preliminary reference Earth model // *Physics of the Earth and Planetary Interior*. 1981. V. 25. P. 297–356.
<https://doi.org/10.17611/DP/9991844>
9. *Жарков В. Н.* Физика земных недр. М.: Наука и образование, 2012. 383 с.
10. *Hirose K., Tagawa S., Kuwayama Y. et al.* Hydrogen limits carbon in liquid iron // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46. P. 5190–5197.
<https://doi.org/10.1029/2019GL082591>
11. *Konôpková Z., McWilliams R. S., Gómez-Pérez N., Goncharov A. F.* Direct measurement of thermal conductivity in solid iron at planetary core conditions // *Nature*. 2016. V. 534. P. 99–101.
<https://doi.org/10.1038/nature18009>
12. *Sakamaki K., Takahashi E., Nakajima Y. et al.* Melting phase relation of FeHx up to 20 GPa: Implication for the temperature of the Earth's core // *Physics of the Earth and Planetary Interior*. 2009. V. 174. P. 192–201.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.05.017>
13. *Zhang D., Jackson J. M., Zhao J. et al.* Temperature of Earth's core constrained from melting of Fe and $Fe_{0.9}Ni_{0.1}$ at high pressures // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 447. P. 72–83.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.026>
14. *Решетняк М. Ю.* Параметрическая тепловая модель эволюции Земли // *Письма в астрономический журнал*. 2021. Т. 47. С. 525–534.
<https://doi.org/10.31857/S032001082107007X>
15. *Кирдяшкин А. Г., Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. А.* Тurbulent convection and magnetic field of the Earth's core // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. С. 601–612.
16. *Котелкин В. Д., Лобковский Л. И.* Общая теория Мясищкова эволюции планет и современная термохимическая модель эволюции Земли // *Физика Земли*. 2007. С. 26–44.
17. *Гореликов А. В., Ряховский А. В., Фокин А. С.* Численное исследование некоторых нестационарных

- режимов естественной конвекции во вращающемся сферическом слое // Вычислительная механика сплошных сред. 2012. Т. 5. С. 184–192. <https://doi.org/10.7242/1999-6691/2012.5.2.22>
18. Jacobs J. A. The Earth's inner core // Nature. 1953. V. 172. P. 297–298. <https://doi.org/10.1038/172297a0>
19. Aranovich L. Y., Persikov E. S., Bukhtiyarov P. G., Bondarenko G. S. Interaction of Fe₃C with Hydrogen: On the Compatibility of Carbon with Hydrogen in Metallic Iron // Petrology. 2021. V. 29. P. 695–701. <https://doi.org/10.1134/S0869591121060072>
20. Гершун Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Hayka, 1972. 392 с.
21. Pang G., Koper K. D., Wu S.-M. et al. Enhanced inner core fine-scale heterogeneity towards Earth's centre // Nature. 2023. V. 620. P. 570–575. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06213-2>
22. Zotov L., Bizouard Ch., Sidorenkov N. et al. Multidecadal and 6-year variations of LOD // Journal of Physics: Conference Series (JPCS). 2020. 1705. 012002. IOP Proceedings of FAPM 2019 conference.

THERMAL CONVECTION MODELING OF THE EVOLUTION OF THE EARTH CORE

© 2025 Academician of the RAS L. Ya. Aranovich^{a, #}, V. D. Kotelkin^{b, ##}

^a*Institute of Geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

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

^{##}*E-mail: vyacheslav.kotelkin@math.msu.ru*

We present a purely thermal convection 2D model of the Earth's liquid core, occurring on the background of the secular cooling of the planet. The model includes equations of thermal convection in the Boussinesq approximation and the Coriolis force. Metallic iron with 0.9 wt. % H is chosen for the core composition. The results of modeling show that large vortexes, the 2-D analogues of Taylor columns, are formed in the liquid core prior to crystallization, which might be responsible for the early Earth magnetic field. The early stages of the solid core crystallization are characterized by a chaotic and shapeless growth. Continuing growth of the solid core results in rearrangement of the convection structure decreasing its average velocity but increasing heat flow at the core–mantle boundary due to increased amount of heat of crystallization. The solid core reaches its present size in 0.5 Gy. Averaged temperature profile of the modern liquid core differs significantly from the adiabatic.

Keywords: thermal convection, liquid core, 2D modeling, solid core crystallization

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

УДК 631.4

ВЛАЖНОСТЬ РАЗРЫВА КАПИЛЛЯРОВ ПОЧВ И ЕЁ ОПРЕДЕЛЕНИЕ

© 2025 г. Г. Н. Федотов^{1,*}, член-корреспондент РАН С. А. Шоба¹, И. В. Горепекин¹, А. И. Сухарев¹,
Д. А. Тарасенко¹, А. П. Шваров¹, З. Тюгай¹

Поступило 26.07.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принято к публикации 09.09.2024 г.

Влажность разрыва капилляров характеризует нижнюю границу области наиболее продуктивной для растений влаги. Анализ экспериментальных методов определения влажности разрыва капилляров свидетельствует об их трудоёмкости и низкой производительности. Целью исследования являлась разработка высокопроизводительного и точного метода определения влажности разрыва капилляров. В работе использованы 18 образцов различных почв. Для определения влажности разрыва капилляров предложен метод, в ходе которого образцы почв помещали в воронку Шотта, увлажняли избыtkом воды, после чего откачивали воду при помощи водоструйного насоса. По мере удаления воды из образца увеличивался интервал между каплями, падающими с воронки. Индикатором конца эксперимента считали скачок в интервалах между падением капель. Эксперименты показали, что влажность разрыва капилляров почв по методу вакуумирования коррелирует с рассчитанными по наименьшей влагоёмкости почв (по Долгову) значениями на 87%. Значения влажности разрыва капилляров, полученные методом секущих (по Воронину) для некоторых из почвенных образцов, не выпадают из полученной зависимости. При помощи метода было показано, что высушивание почв приводит к уменьшению величины измеряемой влажности разрыва капилляров. Предложено объяснение результатов с позиции наличия в почвах органоминеральных гелей.

Ключевые слова: почвенные гидрологические константы, высушивание почв под вакуумом, наименьшая влагоёмкость почв

DOI: 10.31857/S2686739725010209 EDN: GUOSJD

Почвенно-гидрологические константы – это характерные для каждой почвы значения влажности, которые используют при практических расчётах запасов и движения воды в почвах [1–3].

Перемещение воды наиболее активно происходит по макрокапиллярам почв в интервале между полной и наименьшей влагоёмкостями. После стекания воды из макрокапилляров скорость её движения резко снижается, а преимущественные потоки воды идут уже по мезо- и микрокапиллярам. Это происходит в интервале между наименьшей влагоёмкостью и влажностью разрыва капилляров (ВРК) – диапазоне наиболее продуктивной для растений влаги. Снижение влажности ниже ВРК приводит к нарушению

гидравлической связи между почвенными капиллярами и распаду на отдельные капилляры [1, 2]. Они частично заполнены водой и разъединены заполненными воздухом капиллярами, в которых вода существует в виде плёнок [2].

Подходы к определению ВРК разнятся. В методе высоких колонн по А.Ф. Лебедеву предложено наполнять почвой трубки и увлажнять почву до промачивания [4]. Далее послойно определяют влажность почвы в трубке. В верхней части, где вода удерживается молекулярными силами, влажность наименьшая. Её и называют влажностью разрыва капилляров. Высокая трудоёмкость и низкая производительность метода ограничивают возможность его широкого лабораторного использования.

Другой подход предложен в методе Долгова–Мацкевич [5]. При влажности почвы выше ВРК почвенный раствор перемещается к поверхности – зоне испарения – на которой появляется налёт соли, содержащейся в почвенном

¹ Московский государственный университет

им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

растворе. Если влажность ниже ВРК, то соль не появляется на поверхности почвы. При отборе серии образцов с разным количеством почвенного раствора с солью можно определить ВРК – влажность первого в серии образца, на котором не выступит раствор соли. Недостатком данного метода также являются его трудоёмкость и низкая производительность.

По нашему мнению, наиболее перспективным является метод определения ВРК по излому, появляющемуся на кривой скорости сушки почвенных образцов [6]. Увлажненные образцы почв нагревают, а потерю воды фиксируют на весах непрерывного взвешивания. Исследователи получают набор точек, на основе которых строят график зависимости влажности образца от скорости сушки. Анализ подобных кривых показывает, что разброс данных слаживает излом, а увеличение количества точек значительно снижает производительность метода.

Общим для этих методов является то, что любая почва при высушивании достигает ВРК. Поэтому приоритетной задачей становится выбор сигнала о достижении почвенным образцом этой влажности. Подобным маркером может быть резкое замедление скорости высушивания почвы.

Целью исследования является создание экспериментального высокопроизводительного и точного метода определения ВРК.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования использовали образцы, отобранные из различных горизонтов (таблица):

- дерново-подзолистой почвы (Московская область);
- серой лесной почвы (Тульская область);
- чернозёма выщелоченного (Орловская область);
- чернозёма обыкновенного (Воронежская область);
- каштановой почвы (Волгоградская область).

Образцы почв разделили на две группы: первую высушивали до воздушно-сухого состояния, а вторую сохраняли при влажности отбора (между наименьшей влагоемкостью и ВРК).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для получения расчётных значений ВРК образцов определяли наименьшую влагоемкость почв по методу Долгова [7]. Образец

почвы насыпали в алюминиевую трубку диаметром 40 мм¹ и высотой 100 мм. Для обеспечения постоянного насыпного веса образец уплотняли вибрацией, после чего насыпали водой в течение суток до полной влагоёмкости помещением в стакан с водой на 1 сутки. Затем образцы ставили на влажный песок на 3 суток для стекания гравитационной воды. Эксперименты проводили в 3-х кратной повторности. После этого рассчитывали ВРК по формуле, применяемой для суглинистых почв: ВРК = 0,7 НВ.

Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала воды от влажности почвы – основной гидрофизической характеристики (ОГХ) – определяли тензиометрическим методом в зондовом варианте [8]. На основе данных ОГХ рассчитывали ВРК методом секущих в соответствии с методикой, описанной в работе [2].

Влажность почвенных образцов определяли на приборе фирмы “Ohaus” MB23.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для удаления влаги из почв в ходе определения ВРК мы использовали вакуумирование. Навеску почвы массой 100 г помещали в стеклянный фильтр – воронку Шотта № 4, который устанавливали на колбу Бюхнера, присоединённую к водоструйному насосу. Для образования капиллярной связи между всеми частицами почвенного образца почву увлажняли избытком воды – 50 г. Затем включали водоструйный насос. Вода проходила через почву, затем через стеклянный фильтр и стекала с нижней части воронки Шотта в виде струи, а затем по каплям. Когда на поверхности образца уже не было воды, в почву начал поступать воздух. Он за счёт разрежения фильтровался через слой почвы и проталкивал по капиллярам воду. По мере удаления воды из образца увеличивался интервал между каплями, падающими с воронки Шотта (рис. 1). Индикатором конца эксперимента считали скачок в интервалах между падением капель (см. рис. 1). По достижении скачка водоструйный насос отключали. В пробе из среднего слоя почвенного образца определяли влажность, которая по физическому смыслу, т.е. замедлению движения воды по образцу, соответствовала ВРК.

¹ Для практического удобства в работе используется система СГС, кратные и внесистемные единицы измерения.

Таблица. Образцы почв, использованные в работе и значения их влажности разрыва капилляров

№	Почва	Горизонт отбора	Пробоподготовка	Расчетная ВРК, %	Экспериментальная ВРК, %
1	Дерново-подзолистая почва (пашня)	A	Высушеннная увлажнённая	23.7±0.5	17.4±0.4
2	Дерново-подзолистая почва (пашня)	A	Исходная	21.0±0.8	20.1±0.6
3	Дерново-подзолистая почва (пашня)	A	Высушеннная увлажнённая	23.6±0.3	19.9±0.2
4	Серая лесная (лес)	A	Высушеннная увлажнённая	32.9±0.7	25.5±0.9
5	Серая лесная (лес)	A	Исходная	37.3±1.3	31.5±0.12
6	Серая лесная (пашня)	BEL	Высушеннная увлажненная	28.6±0.4	23.4±0.2
7	Серая лесная (пашня)	BT	Высушеннная увлажнённая	28.3±0.3	23.0±0.7
8	Серая лесная (пашня)	BC	Высушеннная увлажнённая	29.5±0.8	25.2±0.4
9	Серая лесная (лес)	BT	Высушеннная увлажнённая	27.2±0.5	26.7±1.0
10	Серая лесная (лес)	BC	Высушеннная увлажнённая	17.6±0.4	20.5±0.9
11	Чернозём выщелоченный (залежь)	A	Высушеннная увлажнённая	39.4±0.8	31.6±0.9
12	Чернозём выщелоченный (залежь)	A	Исходная	35.7±1.3	35.0±0.35
13	Чернозём обыкновенный (пашня)	AUB	Высушеннная увлажнённая	42.8±0.1	38.5±0.7
14	Чернозём обыкновенный (лесополоса)	BIca	Высушеннная увлажнённая	29.8±1.3	28.3±0.1
15	Чернозём обыкновенный (лесополоса)	BC	Высушеннная увлажнённая	34.3±0.7	30.3±0.3
16	Каштановая почва (залежь)	A	Высушеннная увлажнённая	300±0.6	21.5±0.4
17	Каштановая почва (залежь)	AJ	Высушеннная увлажнённая	34.7±1.2	24.9±0.2
18	Каштановая почва (пашня)	BC	Высушеннная увлажнённая	24.6±0.5	22.0±0.2

Так как воздух, проходящий через слой почвы, дополнительно подсушивает образец, это вносит в результаты измерений искажения (рис. 2). Для их устранения, проходящий через почвенный образец воздух, предварительно насыщали парами воды, барботируя воздух через воду.

На следующем этапе работы мы изучили влияние величины разрежения на определяемую величину ВРК. Установлено, что в интервале от -0.2 до -0.8 атм измеряемая величина ВРК не меняется.

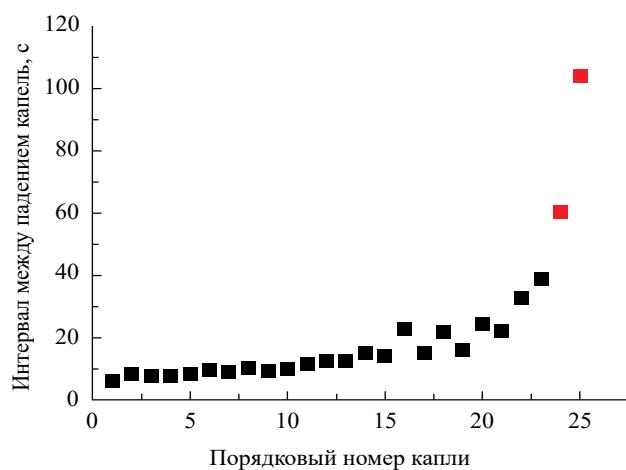


Рис. 1. Зависимость интервала времени между падением капель с воронки Шотта от порядкового номера капли

Для проверки корректности предложенного метода мы сравнили результаты определения ВРК методом вакуумирования с расчётным способом оценки ВРК через величину наименьшей влагоёмкости. Экспериментальные результаты коррелируют с расчётными значениями с коэффициентом корреляции 87% (таблица, рис. 3).

С целью дополнительной проверки полученных данных для некоторых образцов величины ВРК рассчитали методом секущих после определения тензиометрической части основной гидрофизической характеристики. Точки для образцов, полученные методом секущих, не выпадают из полученной зависимости (см. рис. 3), что подтверждает корректность использования метода вакуумирования для определения ВРК почв.

При использовании нового метода было изучено влияние влажности серой лесной почвы на величины её ВРК (рис. 4). В опытах использовали не подвергавшуюся высыпыванию почву, которую медленно высыпывали и отбирали образцы для определения ВРК. Равномерность удаления воды по образцу обеспечивали путем помещения исходной почвы влажностью 0.7–0.8 НВ в ёмкость объёмом 5 л, закрытую хлопчатобумажной тканью. Саму ёмкость помещали в условия влажности воздуха, близкой к 100%. Ежедневно почву перемешивали.

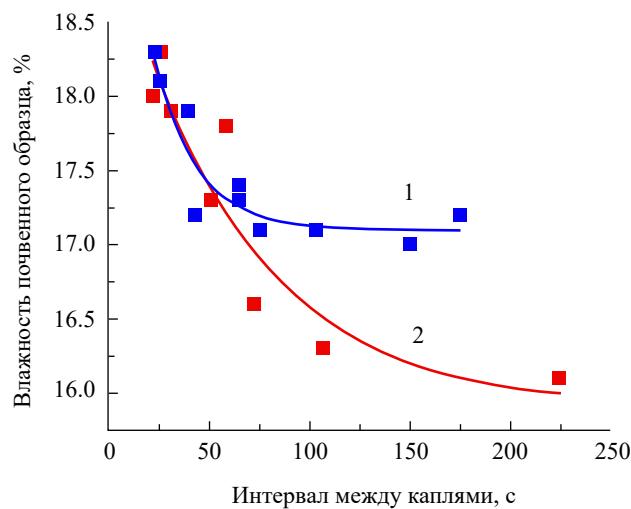


Рис. 2. Изменение влажности почвенного образца (ВРК) от интервала времени между падающими с воронки Шотта каплями при прохождении через образец дерново-подзолистой почвы влажного (2) и сухого (1) воздуха

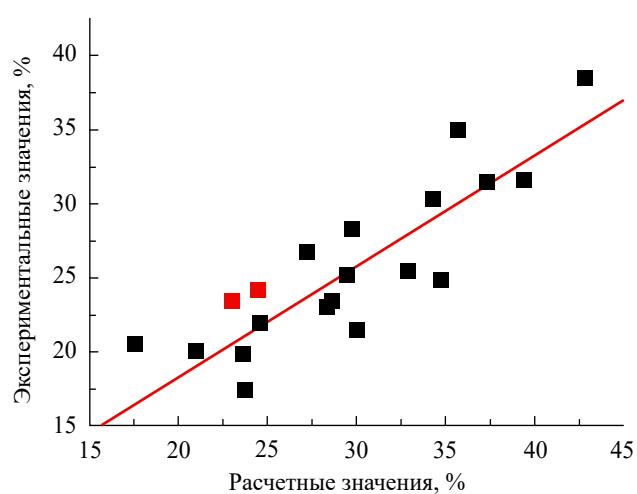


Рис. 3. Зависимость между экспериментальными значениями влажности разрыва капилляров методом вакуумирования и расчётными значениями. Красным цветом выделены точки, полученные методом секущих

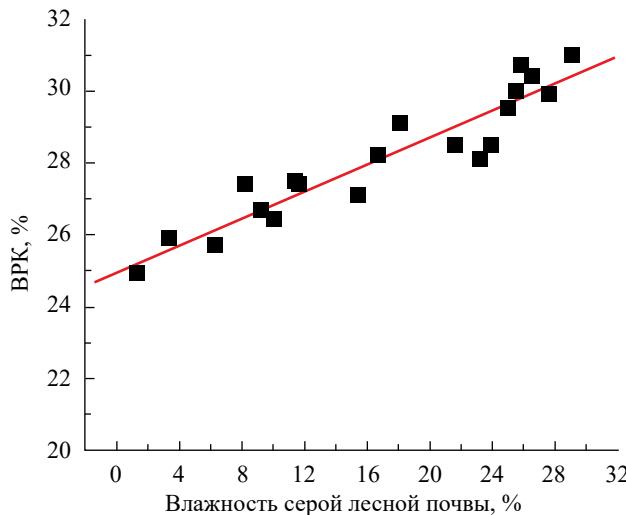


Рис. 4. Влияние влажности образцов серой лесной почвы на определяемые значения влажности разрыва капилляров (ВРК)

Полученные данные свидетельствуют, что высушивание приводит к уменьшению величины ВРК почв. Это ставит под сомнение предлагаемый в настоящее время в физической модели почв² [2] механизм возникновения ВРК, основанный на существовании воды при ВРК в виде плёнок на поверхности твёрдых почвенных частиц [2, 5]. При наличии гидрофильных и гидрофобных участков на поверхности почвенных частиц следует ожидать, что плёнки будут располагаться на гидрофильных поверхностях. Однако каким образом меняется доля гидрофильных участков на поверхности почвенных частиц при снижении влажности почв? С позиции трёхфазной модели почв ответить на этот вопрос достаточно трудно.

С позиций гелевой модели почв [9] в основе почвенной структуры лежат взаимодействия между надмолекулярными образованиями, основой которых являются связанные друг с другом фрактальные кластеры из частиц-молекул гуминовых веществ [11–14] с мозаичной дифильной поверхностью [15].

В почвах гелевая структура представляет собой образование, состоящее из ажурного каркаса (фрактальные кластеры, связанные между собой) и воды, заполняющей пустоты. Во влажных почвах ветви фрактальных кластеров сцепляются

² Физическая модель почв основана на том, что почва образована на твёрдой, жидкой и газообразной фазами. Данная модель не использует для объяснения почвенных процессов информацию о надмолекулярной организации гуминовых веществ [9] и наличия в почвах органоминеральных гелей, основой которых являются гуминовые вещества [9, 10].

между собой гидрофобными участками, а гидрофильные обращены к воде. При высушивании почв кластеры стягиваются и плотнее проникают ветвями друг в друга. В результате уменьшается толщина гелевого слоя, состоящего из кластеров. Структура геля уплотняется, а объём воды, который может вместить гель, уменьшается. Этим можно объяснить снижение влажности разрыва капилляров при высушивании почв.

ВЫВОДЫ

Предложен высокопроизводительный метод определения влажности разрыва капилляров, основанный на удалении воды из почвенного образца при помощи вакуума. Данные, полученные с помощью этого метода, коррелируют с расчётными значениями на 87%.

При помощи предложенного метода показано, что исходная влажность образца влияет на величину определяемой влажности разрыва капилляров.

Предложена гипотеза формирования влажности разрыва капилляров с позиции наличия в почвах органоминеральных гелей.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания МГУ № 122011800459-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Еремин Д. И., Шахова О. А. Динамика влажности чернозема, выщелоченного при различных системах обработки под яровую пшеницу в условиях Северного Зауралья // Аграрный вестник Урала. 2010. № 1 (67). С. 38–40.
- Шеин Е. В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2005. 430 с.
- Novák V., Hlaváčiková H. Applied soil hydrology. Cham, Switzerland: Springer, 2019. 342 p.
- Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. 2-е изд. М., 1973, 1969. 399 с.
- Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1984. 204 с.
- Честнова В. В. Реологические свойства черноземов типичных курской области: взаимосвязь с физическими свойствами и основной

- гидрофизической характеристикой / Дис. ... канд. биол наук: 06.01.03. М., 2017. 116 с.
7. Методическое руководство по изучению почвенной структуры / Под ред. И. Б. Ревута, А. А. Роде. Л.: Колос, 1969. 528 с.
 8. Шеин Е. В., Архангельская Т. А., Гончаров В. М., Губер А. К., Початкова Т. Н., Сидорова М. А., Смагин А. В., Умарова А. Б. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв: методическое руководство. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2001. 200 с.
 9. Федотов Г. Н., Шеин Е. В., Ушкова Д. А., Салимгареева О. А., Горепекин И. В., Потапов Д. И. Надмолекулярные образования из молекул гуминовых веществ и их фрактальная организация // Почвоведение. 2023. № 8. С. 903–910.
 10. Тюлин А. Ф. Органно-минеральные коллоиды в почве, их генезис и значение для корневого питания высших растений. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 52 с.
 11. Angelico R., Colombo C., Di Iorio E., Brtnický M., Fojt J., Conte P. Humic substances: from supramolecular aggregation to fractal conformation – Is there time for a new paradigm? // Appl. Sci. 2023. V. 13. № 4. P. 2236.
 12. Osterberg R., Mortensen K. Fractal dimension of humic acids. A small angle neutron scattering study // Eur. Biophys. J. 1992. V. 21. № 3. P. 163–167.
 13. Senesi N., Rizzi F. R., Dellino P., Acquaferro P. Fractal humic acids in aqueous suspensions at various concentrations, ionic strengths, and pH values. Colloids and Surfaces A // Physicochemical and Engineering Aspects. 1997. V. 127. Iss. 1–3. P. 57–68.
 14. Senesi N., Rizzi F. R., Dellino P., Acquaferro P. Fractal dimension of humic acids in aqueous suspension as a function of pH and time // Soil Science Society of Am. J. 1996. V. 60. № 6. P. 1613–1678.
 15. Милановский Е. Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
 16. Старцев В. В., Дымов А. А. Амфи菲尔ные свойства и водорастворимые компоненты органического вещества почв приполярного Урала // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1492–1505.

A POINT OF LIMITED AVAILABILITY OF WATER IN SOIL AND ITS DETERMINATION

© 2025 G. N. Fedotov[#], Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba, I. V. Gorepekin, A. I. Sukharev, D. A. Tarasenko, A. P. Shvarov, Z. Tyugai

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

The point of limited availability of water (PLAW) characterizes the lower boundary of the area of the most productive moisture for plants. The analysis of experimental methods for determining PLAW indicates their labor intensity and low productivity. The aim of the study was to develop a high-performance and accurate method for determining PLAW. 18 samples from various soils were used in the work. To determine the PLAW, a method was proposed in which soil samples were placed in a Schott funnel, moistened with excess water, and then the water was pumped out using a water jet pump. As the water was removed from the sample, the interval between drops falling from the funnel increased. A jump in the intervals between drops was considered an indicator of the end of the experiment. Experiments have shown that the soil moisture content obtained by vacuuming correlates with the values calculated for the lowest soil moisture capacity (according to Dolgov) by 87%. The values of the PLAW obtained by the secant method (according to Voronin) for some of the soil samples do not fall out of the obtained dependence. Using the method, it was shown that soil drying leads to a decrease in the value of the measured PLAW. An explanation of the results from the position of the presence of organomineral gels in soils is proposed.

Keywords: soil hydrological constants, soil drying under vacuum, the lowest soil moisture capacity

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
ПИ № ФС77-77119 от 6 ноября 2019 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати 30.04.2025. Дата выхода в свет 20.05.2025. Формат 60 × 88^{1/8}.
Усл. печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 24,8. Тираж 67 экз. Заказ 698. Цена свободная.

Учредитель: Российская академия наук

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-020-2-25 ФГБУ «Издательство «Наука»

121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.

Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»

121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1



Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика	Лёд и Снег
Агрономия	Лесоведение
Азия и Африка сегодня	Литология и полезные ископаемые
Акустический журнал	Мембранные технологии
Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы	Металлы
Астрономический журнал	Микология и фитопатология
Биологические мембранны	Микробиология
Биология внутренних вод	Микроэлектроника / Russian Microelectronics
Биология моря	Молекулярная биология
Биоорганическая химия	Нейрохимия
Биофизика	Неорганические материалы
Биохимия	Нефтехимия
Ботанический журнал	Новая и новейшая история
Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук	Общественные науки и современность
Вестник древней истории	Общество и экономика
Вестник Российской академии наук	Океанология
Вестник Российской сельскохозяйственной науки	Онтогенез
Водные ресурсы	Палеонтологический журнал
Вопросы истории естествознания и техники	Паразитология
Вопросы ихтиологии	Петрология
Вопросы языкоznания	Письма в Астрономический журнал
Вулканология и сейсмология	Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
Высокомолекулярные соединения. Серия А	Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
Высокомолекулярные соединения. Серия Б	Почвоведение
Высокомолекулярные соединения. Серия С	Приборы и техника эксперимента
Генетика	Прикладная биохимия и микробиология
Геология рудных месторождений	Прикладная математика и механика
Геомагнетизм и аэрономия	Проблемы Дальнего Востока
Геоморфология и палеогеография	Проблемы машиностроения и надежности машин
Геотектоника	Проблемы передачи информации
Геохимия	Программирование
Геэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология	Психологический журнал
Государство и право	Радиационная биология. Радиоэкология
Дефектоскопия	Радиотехника и электроника
Дифференциальные уравнения	Радиохимия
Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления	Расплавы
Доклады Российской академии наук. Науки о жизни	Растительные ресурсы
Доклады Российской академии наук. Науки о Земле	Российская археология
Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки	Российская история
Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах	Российская сельскохозяйственная наука
Журнал аналитической химии	Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова	Русская литература
Журнал вычислительной математики и математической физики	Русская речь
Журнал неорганической химии	Сенсорные системы
Журнал общей биологии	Славяноведение
Журнал общей химии	Современная Европа
Журнал органической химии	Социологические исследования
Журнал прикладной химии	Стратиграфия. Геологическая корреляция
Журнал физической химии	США & Канада: экономика, политика, культура
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	Теоретические основы химической технологии
Журнал экспериментальной и теоретической физики	Теплофизика высоких температур
Записки Российского минералогического общества	Успехи современной биологии
Зоологический журнал	Успехи физиологических наук
Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа	Физика Земли
Известия Российской академии наук. Механика твердого тела	Физика и химия стекла
Известия Российской академии наук. Серия биологическая	Физика металлов и металловедение
Известия Российской академии наук. Серия географическая	Физика плазмы
Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка	Физикохимия поверхности и защита материалов
Известия Российской академии наук. Серия физическая	Физиология растений
Известия Российской академии наук. Теория и системы управления	Физиология человека
Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана	Химическая физика
Известия Российской академии наук. Энергетика	Химия высоких энергий
Известия Русского географического общества	Химия твердого топлива
Исследование Земли из космоса	Цитология
Кинетика и катализ	Человек
Коллоидный журнал	Экология
Координационная химия	Экономика и математические методы
Космические исследования	Электрохимия
Кристаллография	Энтомологическое обозрение
Латинская Америка	Этнографическое обозрение
	Ядерная физика