

ISSN 2686-7397

Том 508, Номер 2

Февраль 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 508, номер 2, 2023

ГЕОЛОГИЯ

Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе “сухого” спрединга

А. А. Пейве, С. Ю. Соколов, А. Н. Иваненко, А. А. Разумовский, И. С. Патица, В. А. Боголюбовский, И. А. Веклич, А. П. Денисова, В. Н. Добролюбов, С. А. Докашенко, Е. С. Иванова, С. А. Лапина, И. А. Наумов, Н. С. Никитин, З. Ф. Уразмуратова 155

Два этапа сборки суперконтинента Пангея на Полярном Урале: первые U/Pb (LA-ICP-MS) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-данные о возрасте Яркеуского комплекса

И. Д. Соболев, А. С. Новикова, И. В. Викентьев, В. С. Шешуков, А. С. Дубенский, А. В. Травин, Д. А. Варламов, Н. С. Бортников 164

Особенности строения и эволюции нижних частей континентальной коры якутской алмазonoсной провинции в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля

В. С. Шацкий, А. Л. Рагозин, Ч. Ванг, В. Су, А. А. Ильин, М. В. Колесниченко 173

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Физико-химические условия образования продуктивных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений Таймыро-Североземельского орогена

А. А. Боровиков, В. Ф. Проскурнин, Г. А. Пальянова, О. В. Петров, Н. С. Бортников 185

Геохронология щелочных пород района Арысканского редкометального месторождения (Восточный Саян)

А. В. Никифоров, А. А. Иванова, В. В. Ярмолюк, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, А. М. Козловский, А. К. Хертек, Ю. В. Плоткина, Е. А. Кудряшова, О. Л. Галанкина, Н. А. Поляков 193

ГЕОХИМИЯ

Изотопная система кислорода лейкогранитов Омсукчанского прогиба (СВ России): условия и механизмы взаимодействия флюид–порода

Е. О. Дубинина, Л. Г. Филимонова, А. С. Авдеенко, Ю. Н. Чижова, С. А. Коссова, О. М. Жиличева, Л. Я. Аранович 203

Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита как летопись эволюции Монголо-Охотского орогена

А. В. Травин, М. М. Буслов, Ю. А. Бишаев, А. А. Цыганков 211

МИНЕРАЛОГИЯ

Рентгеновская компьютерная микротомография сульфидных минералов: исследования микровключений и следствия для Sm–Nd-датирования рудогенеза

П. А. Серов, Р. И. Кадыров, А. О. Калашиников 216

ПЕТРОЛОГИЯ

Геологическая позиция, возраст и источники таллаинского габбро-диорит-плагиогранитного плутона (Средневитимская горная страна)

Е. Ю. Рыцк, С. Д. Великославинский, А. Б. Кузнецов, Е. В. Толмачева, Н. В. Родионов, Н. Г. Березная, П. А. Львов, Е. С. Богомолов, А. А. Андреев, А. М. Федосеенко 223

ЛИТОЛОГИЯ

Первые данные о современных скоростях осадконакопления в южной части Татарского пролива Японского моря

К. И. Аксентов, М. С. Мельгунов, А. В. Алаторцев, Суэфа Ши, Цзяньцзюнь Зоу, И. А. Прушковская, А. А. Босин, В. В. Саттарова 232

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Завропод из позднего мела Амурской области

А. О. Аверьянов, Ю. Л. Болотский, И. Ю. Болотский 237

Первый плейстоценовый бобр <i>Castor fiber</i> (Castoridae, Rodentia) из Гобийского Алтая, Монголия <i>А. М. Клементьев, А. М. Хаценович, Д. Базаргур, Я. Цэрэндагва, Д. В. Марченко, Е. П. Рыбин, Б. Гунчинсурэн, Д. У. Олсен, А. И. Кривошапкин</i>	240
---	-----

ГЕОФИЗИКА

Разработка методики мониторинга состояния газогидратных залежей восточно-сибирского шельфа <i>В. А. Чеверда, Д. С. Братчиков, К. Г. Гадыльшин, Е. Н. Голубева, В. В. Малахова, Г. В. Решетова</i>	245
О механизме генерации спиральности восходящего потока, обусловленного неоднородным трением на подстилающей поверхности <i>Л. Х. Ингель, А. А. Макоско</i>	253
О влиянии вязкости на развитие неустойчивости в аномально стратифицированных геосистемах <i>Е. И. Рыжак, С. В. Синюхина</i>	258
О связи частоты фундаментальной моды ${}_0S_2$ и скорости вращения Земли <i>А. А. Спивак, Д. Н. Локтев, А. В. Тихонова, В. А. Харламов</i>	265

ОКЕАНОЛОГИЯ

Прямой и обратный каскад энергии при вытягивании вихрей в океане <i>В. В. Жмур, Т. В. Белоненко, Е. В. Новоселова, Б. П. Суетин</i>	270
--	-----

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Устойчивость в воде матриц редкоземельно-актинидной фракции высокорadioактивных отходов <i>И. М. Мельникова, М. Ю. Каленова, А. С. Щепин, С. В. Юдинцев</i>	275
Влияние нефтедобычи на развитие эрозионной сети в Волго-Уральском степном регионе <i>К. В. Мячина, С. А. Дубровская, Р. В. Ряхов, А. А. Чибилёв</i>	283
Растекание технических масел и сырой нефти по поверхности воды <i>А. В. Кистович, Т. О. Чаплина, В. П. Пахненко</i>	290

CONTENTS

Vol. 508, no. 2, 2023

GEOLOGY

Accretion of the Oceanic Crust in the Mid-Atlantic Ridge (48°–51.5° N)
in the Process of “Dry” Spreading

*A. A. Peyve, S. Yu. Sokolov, A. N. Ivanenko, A. A. Razumovsky, I. S. Patina, V. A. Bogolyubsky,
I. A. Veklich, A. P. Denisova, V. N. Dobrolyubov, S. A. Dokashenko, E. S. Ivanova, S. A. Lapina,
I. A. Naumov, N. S. Nikitin, and Z. F. Urazmuratova* 155

Two Stages of Assembly of the Pangea Supercontinent in the Polar Urals: First U/Pb (LA-ICP-MS)
and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of the Yarku Complex

*I. D. Sobolev, A. S. Novikova, I. V. Vikentyev, V. S. Sheshukov, A. S. Dubensky, A. V. Travin,
D. A. Varlamov, and N. S. Bortnikov* 164

Features of the Structure and Evolution of the Lower Parts of the Continental Crust
of the Yakutian Diamondiferous Province in the Area of the Upper-Muna Kimberlite Field

V. S. Shatsky, A. L. Ragozin, Q. Wang, W. Su, A. A. Ilyin, and M. V. Kolesnichenko 173

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Physico-Chemical Conditions for the Formation of Productive Mineral Associations
of Gold Deposits of the Taimyr-North Earth Orogen

A. A. Borovikov, V. F. Proskurnin, G. A. Palyanova, O. V. Petrov, and N. S. Bortnikov 185

Age of Alkaline Rocks Formation in the Area Aryska Rare-Metal Deposit, Eastern Sayan

*A. V. Nikiforov, A. A. Ivanova, V. V. Yarmolyuk, E. B. Salnikova, A. B. Kotov, A. M. Kozlovskaya,
A. K. Kheretek, Y. V. Plotkina, E. A. Kudryashova, O. L. Galankina, and N. A. Polyakov* 193

GEOCHEMISTRY

Oxygen Isotope System of Leucogranites of the Omsukchan Trough (Ne Russia):
Conditions and Mechanisms of Water-Rock Interaction

*E. O. Dubinina, L. G. Filimonova, A. S. Avdeenko, Yu. N. Chizhova, S. A. Kossova,
O. M. Zhilicheva, and L. Ya. Aranovich* 203

Thermochronology of the Angara–Vitim Granitoid Batholith as a Chronicle of the Evolution
of the Mongol–Okhotsk Orogen

A. V. Travin, M. M. Buslov, Yu. A. Bishaev, and A. A. Tsygankov 211

MINERALOGY

X-ray Computed Microtomography of Sulfide Minerals: Microinclusion Studies and Implications
for Ore Genesis Sm–Nd Dating

P. A. Serov, R. I. Kadyrov, and A. O. Kalashnikov 216

PETROLOGY

Geological Position, Age and Sources of Tallain Gabbro-Diorite-Plagiogranite Pluton
(Srednevitimskaya Mountainous Country)

*E. Yu. Rytsk, S. D. Velikoslavinsky, A. B. Kyznetsov, E. V. Tolmacheva, N. V. Rodionov,
N. G. Berejnaya, P. A. Lvov, E. S. Bogomolov, A. A. Andreev, and A. M. Fedoseenko* 223

LITHOLOGY

First Data of Modern Sedimentation Rate in the Southern Tatar Strait of the Sea of Japan

*K. I. Aksentov, M. S. Melgunov, A. V. Alatorsev, Xuefa Shi, Jianjun Zou,
I. A. Prushkovskaya, A. A. Bosin, and V. V. Sattarova* 232

PALEONTOLOGY

A Sauropod from the Late Cretaceous of Amur Oblast

A. O. Averianov, Yu. L. Bolotsky, and I. Yu. Bolotsky 237

The First Reported Pleistocene Beaver, Castor Fiber (Castoridae, Rodentia), from the Gobi Altai Region of Mongolia <i>A. M. Klementiev, A. M. Khatsenovich, D. Bazargur, Y. Tserendagva, D. V. Marchenko, E. P. Rybin, B. Gunchinsuren, J. W. Olsen, and Krivoschapkin</i>	240
--	-----

GEOPHYSICS

Development of a Methodology for Monitoring the State of Gas Hydrate Deposits of the East Siberian Shelf <i>V. A. Cheverda, D. S. Bratchikov, K. G. Gadylshin, E. N. Golubeva, V. V. Malakhova, and G. V. Reshetova</i>	245
On the Mechanism of the Upflow Helicity Generation Due to Inhomogeneous Friction on the Underlying Surface <i>L. Kh. Ingel and A. A. Makosko</i>	253
On the Influence of Viscosity on the Development of Instability in Anomalously Stratified Geosystems <i>E. I. Ryzhak and S. V. Sinyukhina</i>	258
On the Relationship of the Frequency of the Fundamental ${}_0S_2$ Mode and the Velocity of the Earth Rotation <i>A. A. Spivak, D. N. Loktev, A. V. Tikhonova, and V. V. Kharlamov</i>	265

OCEANOLOGY

Direct and Inverse Energy Cascade in the Ocean During Vortex Elongating <i>V. V. Zhmur, T. V. Belonenko, E. V. Novoselova, and B. P. Suetin</i>	270
--	-----

GEOECOLOGY

Durability in Water of Matrices for Rare-Earth – Actinide Fraction of High-Level Radioactive Waste <i>I. M. Melnikova, M. Yu. Kalenova, A. S. Shchepin, and S. V. Yudintsev</i>	275
The Impact of Oil Production on the Erosion Network Development in Volga–Ural Steppe Region <i>K. V. Myachina, S. A. Dubrovskaya, R. V. Ryakhov, and A. A. Chibilev</i>	283
Spreading of Technical Oils and Crude Oil on The Surface of the Water <i>A. V. Kistovich, T. O. Chaplina, and V. P. Pakhnenko</i>	290

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.242

АККРЕЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ (48°–51.5° С.Ш.) В ХОДЕ “СУХОГО” СПРЕДИНГА

© 2023 г. А. А. Пейве^{1,*}, С. Ю. Соколов¹, А. Н. Иваненко², А. А. Разумовский¹, И. С. Патица¹, В. А. Боголюбский¹, И. А. Веклич², А. П. Денисова¹, В. Н. Добролюбов¹, С. А. Докашенко¹, Е. С. Иванова¹, С. А. Лапина¹, И. А. Наумов¹, Н. С. Никитин³, З. Ф. Уразмуратова⁴

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 04.10.2022 г.

Поступило 04.10.2022 г.

После доработки 13.10.2022 г.

Принято к публикации 18.10.2022 г.

В работе, основанной на геолого-геофизических материалах, полученных в 53 рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, рассматривается строение сегмента Срединно-Атлантического хребта протяженностью около 400 км (между 48° и 51.5° с.ш.) в Северной Атлантике. Как показали наши исследования, данный сегмент характеризуется специфическими структурами, сформированными в ходе образования океанической коры в условиях дефицита базальтовых расплавов, что при непрерывном растяжении в рифтовой долине приводит к тектоническому выведению на поверхность дна глубинных нижнекоровых и мантийных пород. Такие процессы, называемые “сухим” спредингом, ранее не были известны в Северной Атлантике.

Ключевые слова: Северная Атлантика, “сухой” спрединг, внутренние океанические комплексы, Срединно-Атлантический хребет, нетрансформные смещения

DOI: 10.31857/S2686739722602083, **EDN:** SQSAIW

В 2022 г. Геологическим институтом РАН был организован и проведен 53-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” в Северной Атлантике. Основной задачей экспедиции было выполнение комплексных геолого-геофизических исследований, для получения новых данных о тектонических, магматических и гидротермально-метаморфических процессах в центральной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) между 48° и 51.5° с.ш. к югу от разлома Чарли Гиббс на полигоне, который получил название Фарадей, по названию горы, находящейся в центральной части исследуемой области (рис. 1).

Сбор данных во время рейса осуществлялся одновременно многолучевым эхолотом SeaBat 7150 и профилографом EdgeTech 3300. Данные

аномального магнитного поля (АМП) регистрировались при помощи магнитометра SeaPOS2 в модификации градиентометра. Опробование дна производилось драгированием. Данные работы продолжили ранее проведенные исследования структур САХ между разломами Байт и Чарли Гиббс [1–3].

До настоящего времени ничего не было известно о строении и составе коры САХ южнее 51.5° с.ш., за исключением данных по составам базальтовых стекол, поднятых непосредственно из осевой части рифтовой долины этого сегмента [4]. По результатам 53 рейса нами были составлены детальная батиметрическая карта в масштабе 1:100000 и карта аномального магнитного поля района между 48° и 51.5° с.ш. шириной 80–90 км и протяженностью около 400 км. Был также собран обширный каменный материал (28 успешных драгировок) для дальнейшего изучения (табл. 1).

Как показал анализ морфологии рельефа дна, полигон Фарадей имеет весьма сложное, изменяющееся как в меридиональном, так и в широтном направлении строение и условно может быть разделен на три сегмента. Северный – от 51.5° до 50.2° с.ш., Центральный – между 50.2° и 49.7° с.ш. и Южный – от 49.7° с.ш. и до 48° с.ш. (рис. 2).

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширикова Российской академии наук, Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

⁴Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*E-mail: apeyve@yandex.ru

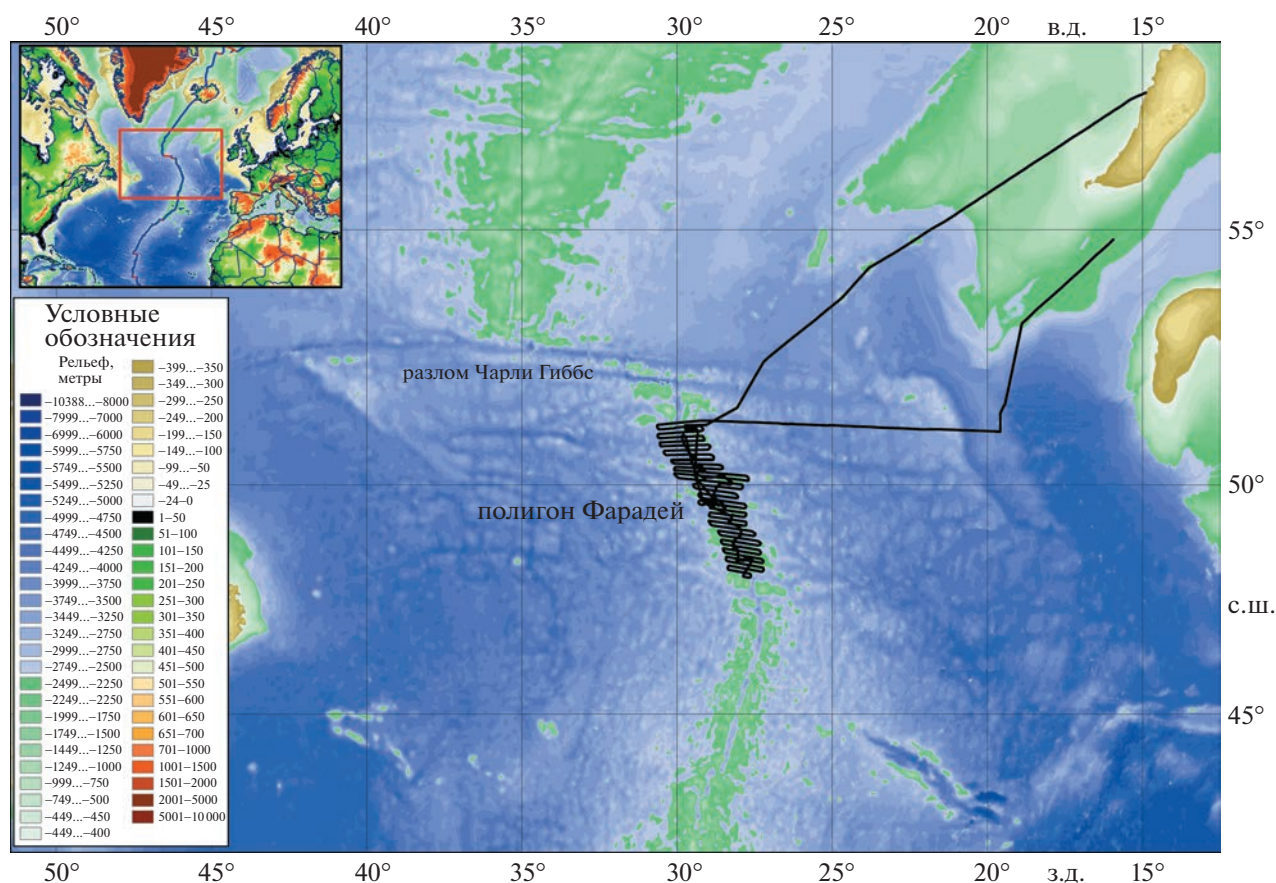


Рис. 1. Схема расположения района работ и маршрут 53-го рейса НИС "Академик Николай Страхов".

Северный сегмент в самой северной части характеризуется субмеридиональной рифтовой долиной глубиной 3900–3400 м и шириной 6–7 км, обрамленной к востоку и западу узкими протяженными грядами, имеющими вулканическую природу. К югу от 51.2° с.ш. морфология САХ другая. Рифтовая долина постепенно меняет простирание от 5° до 312° и распадается на систему кулисно расположенных рифтовых впадин протяженностью 10–15 км, вытянутых в меридиональном направлении и разделенных перемычками в виде коротких и узких неовулканических поднятий, некоторые из которых расположены на небольших вулканических плато изометричной формы. Высота поднятий 500–600 м. Как видно из морфологии, основная часть Северного сегмента рифтовой долины формируется в кинематических условиях косого спрединга. Результаты драгирования показали, что структуры в рифтовой долине образованы молодыми лавовыми потоками со свежим закалочным стеклом.

Грядовый рельеф к востоку и западу от рифтовой долины южнее 51.2° с.ш. резко сменяется на хаотичный, представленный как овальными, так и изометричными поднятиями, местами соеди-

ненными ветвящимися невысокими (200–400 м) хребтами, что в целом образует ячеистый рельеф. О каком-то едином простирании таких структур говорить сложно, тем не менее просматриваются отдельные субмеридиональные линейные структуры, а также структуры, простирание которых соответствует таковому рифтовой долины, которое в южном направлении меняется от 5° до 312°.

Драгирование 2 крупных овальных куполовидных поднятий (см. рис. 2) на восточном фланге САХ на широте 51.1° с глубиной вершин менее 1 км показало, что они сложены наряду с базальтами тектонизированными нижнекоровыми и верхнемантийными породами (станции S5331 и S5332). Морфология поднятий соответствует так называемым внутренним океаническим комплексам (ВОК), которые образуются в районах с редуцированным поступлением расплавов при тектоническом выведении на поверхность глубинных пород по пологим сбросам [5, 6].

У нас нет полной информации по составу пород на флангах САХ Северного сегмента, но судя по хаотичной морфологии и почти полном отсутствии системы протяженных грядовых хребтов, можно предполагать, что в строении структур

Таблица 1. Успешные станции драгирования 53 рейса НИС “Академик Николай Страхов” на полигоне Фарадей

№ драги	Широта северная	Долгота западная	Интервал глубин (м)	Процентное содержание и вес (даны без учета осадков и материала ледового разноса)	Вес (кг)
S5303	50°31.7′	–29°29.3′	3880–3800	базальты 100%	300
S5304	50°44.8′	–29°41.4′	3680–3500	базальты 100%	70
S5305	51°00.1′	–29°48.4′	3820–3110	базальты 98%, долериты 2%	200
S5306	49°35.4′	–28°39.5′	2300–1800	базальты 25%, долериты 25%, габбро 50%	30
S5307	49°34.5′	–28°29.8′	3670–2440	базальты 95%, долериты 1%, габбро 4%	25
S5308	49°42.3′	–28°50.6′	3060–2770	долериты 20%, габбро 80%	0.5
S5309	49°56.4′	–28°44.8′	2900–2700	базальты 100%	80
S5310	50°02.4′	–28°37.2′	2550–2280	габбро 1%, ультрабазиты 99%	50
S5311	50°01.2′	–28°36.8′	3000–2550	базальты 15%, долериты 5%, габбро 10%, ультрабазиты 70%	60
S5312	50°02.5′	–28°14.1′	3060–3060	габбро 100%	0.05
S5313	50°03.6′	–28°15.4′	2600–2400	долериты 5%, габбро 10%, ультрабазиты 85%	150
S5314	50°11.8′	–28°29.6′	2270–2150	базальты 3%, габбро 30%, ультрабазиты 67%	60
S5316	50°09.4′	–29°07.0′	2900–2100	базальты 1%, долериты 2%, габбро 82%, ультрабазиты 15%	200
S5317	50°12.3′	–29°23.9′	2300–2000	базальты 90%, габбро 5%, ультрабазиты 5%	1
S5318	48°13.1′	–27°43.6′	3400–2280	базальты 100%	50
S5319	48°23.9′	–27°34.4′	1870–1750	базальты 97%, долериты 3%	40
S5320	48°27.5′	–27°48.7′	1900–1800	базальты 90%, долериты 10%	20
S5321	48°24.1′	–27°50.6′	2200–2050	базальты 100%	7
S5322	48°24.8′	–28°01.4′	2150–1600	базальты 100%	20
S5323	48°41.0′	–28°07.4′	2500–2300	габбро 100%	5
S5324	48°56.4′	–27°57.0′	2270–2000	базальты 10%, ультрабазиты 90%, известняки <1%	80
S5326	49°14.6′	–28°17.2′	2600–1800	базальты 95%, долериты 5%	350
S5327	49°21.7′	–28°12.7′	2480–2040	ультрабазиты 100%	50
S5328	49°38.8′	–29°06.3′	2100–1880	базальты 100%	0.3
S5329	50°09.7′	–29°23.8′	2400–1650	базальты 80%, долериты 20%	5
S5330	50°12.6′	–29°25.8′	2280–1930	базальты 95%, долериты 5%	25
S5331	51°07.2′	–29°36.6′	2230–1900	базальты 25%, габбро 75%	30
S5332	51°07.7′	–29°43.1′	2200–1570	базальты 60%, долериты 5%, ультрабазиты 35%, известняки <1%	100

этого района значительную роль играют и более глубинные породы. Таким образом, изогнутый сегмент рифтовой долины между меридиональными сегментами с учетом особенностей морфологии (по крайней мере в южной части) можно рассматривать как крупное нетрансформное смещение, в пределах которого происходит рассеянная аккомодация сдвиговых напряжений, существующих в системе океанических плит.

Переход к Центральному сегменту резкий. Простираение рифтовой долины становится 355°, что соответствует ортогональному (нормальному) спредингу. Короткий меридиональный участок рифтовой долины протяженностью 26 км и шириной 5–8 км в осевой части поднимается до

глубин 3400 м (от 4100 м). К западу и востоку данный участок рифтовой долины переходит в серию близко расположенных крупных изометричных и субмеридиональных поднятий, поднимающихся до глубин 1300 м и образующих линейные хребты шириной 15–20 км, протягивающиеся по азимуту 286° (Западный) и 88° (Восточный). Эти хребты прослеживаются на расстояние соответственно 200 и 135 км, что говорит о том, что геодинамическая система, обуславливающая формирование таких структур, существует длительное время. И если простираение Восточного хребта в целом соответствует направлению спрединга (расхождение всего около 3°), то для Западного – расхождение составляет 21°. Такое расхождение может

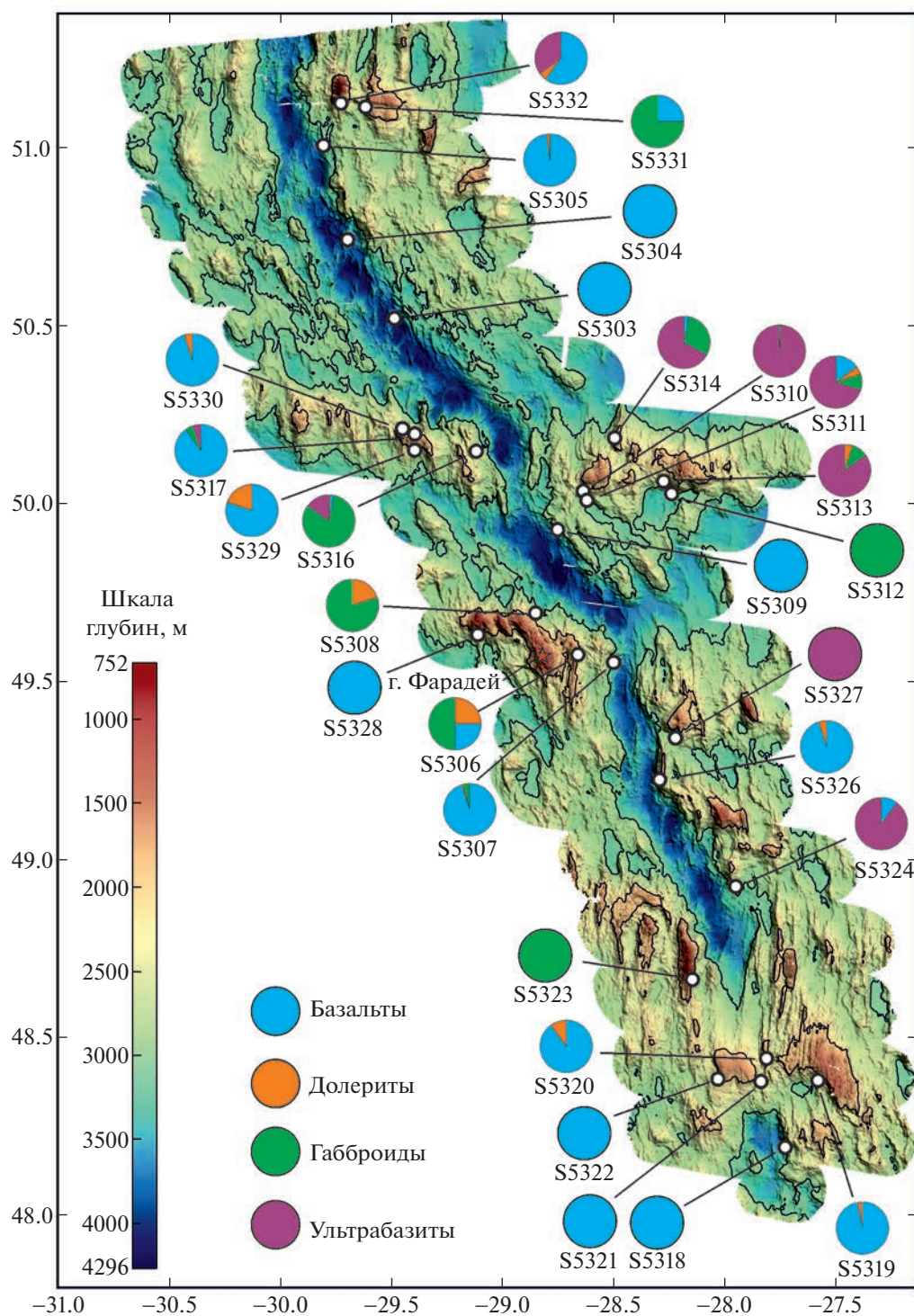


Рис. 2. Схема рельефа полигона Фарадей. В виде секторов показаны соотношения поднятых пород. Изобаты проведены для глубин 2000 и 3000 м.

быть объяснено исходя из того, что Американская плита длительное время смещается относительно зоны генерации новой коры в области спрединга в северо-западном направлении. Это следует и из данных по современным векторам

движения плит, измеренным на континентах и редких станциях на островах [7]. Вектор движения Американской плиты имеет меньший угол к простиранию оси спрединга, чем вектор Евразийской. За счет этого, в совокупности с широтным спре-

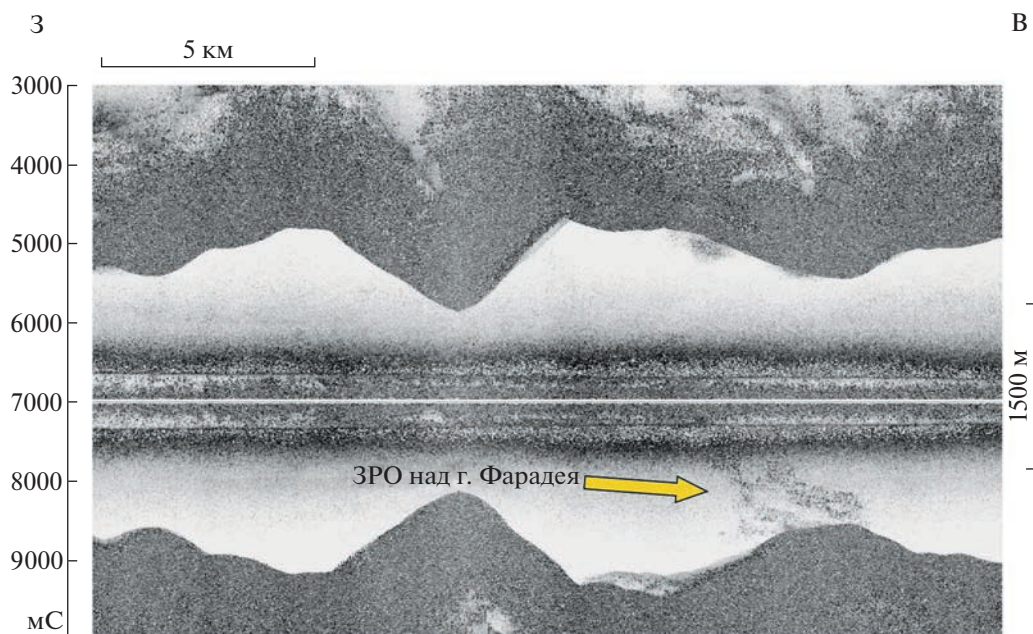


Рис. 3. Фрагмент сонарных данных с ЗРО над горой Фарадея. Положение горы показано на рис. 2.

дингом, Американская плита движется относительно Евразийской на северо-запад. По данным драгирования Восточный хребет сложен в основном серпентинизированными и тектонизированными ультрабазитами — 70%. Габброиды составляют около 25%, базальты и долериты — 5%. В пределах Западного хребта преобладают базальты и долериты — 75%. Здесь габброиды составляют около 20%, ультрабазиты — 5%.

Далее к югу рифтовая долина резко меняет простираение на 312° , т.е. ориентирована также, как и южная часть рифтовой долины Северного сегмента. Ее ширина увеличивается до 14 км, и она распадается на несколько впадин, вытянутых в меридиональном направлении, глубиной до 4250 м, разделенных узкими, короткими (3–5 км) гребневидными поднятиями высотой 200–300 м.

По обе стороны от рифтовой долины прослеживается несколько параллельных гряд высотой 300–400 м, находящихся на выровненном (частично засыпанном осадочным материалом) ступенчатом плато с глубинами 3500–3400 м. Простираение гряд соответствует простираению оси рифтовой долины.

Южнее 49.7° с.ш. (Южный сегмент) рифтовая долина снова становится субмеридиональной, а ее глубина и ширина уменьшаются соответственно до 3400–3800 м и 4–7 км. К востоку от рифтовой долины прослеживается система линейных гряд аналогичного простираения, местами дискордантно сочленяющихся с изометричными, иногда овальными, поднятиями, вершины которых находятся на небольших глубинах 1500–1100 м.

Поднятия возвышаются над океаническим дном на 1500–1300 м. Цепочка данных структур прослеживается на восток по крайней мере на 110 км по азимуту $94\text{--}95^\circ$. При драгировании одного из таких поднятий (S5327) были подняты только серпентинизированные ультрабазиты. Особенности морфологии позволяет нам предполагать, что аналогичные структуры тоже сложены глубинными породами.

К западу от рифтовой долины имеется сходная дискордантная система поднятий, также сочетающая линейные протяженные гряды, характерные для вулканического рельефа, образованного в пределах рифтовой долины, и крупные куполовидные поднятия, имеющие, как правило, округлую или сложную изометрическую форму. В данном случае минимальная глубина одного из таких поднятий (гора Фарадей) составляет 752 м. По данным драгирования, поднятия западного фланга САХ на широте 49.6° сложены на 50–60% габброидами и на 50–40% базальтами и долеритами. Данные структуры в виде хребта прослеживаются на запад на 60 км по азимуту 277° . Западнее имеются отдельные крупные изометричные поднятия, не образующие единой протяженной линейной структуры.

Анализ данных сонарного режима многолучевого эхолота в районе горы Фарадей показал наличие сильных звукорассеивающих объектов (ЗРО) в водной толще (рис. 3).

ЗРО поднимаются вверх от поверхности дна к приповерхностному звукорассеивающему слою, который может иметь как гидрофизическую, так

и биогенную природу. Глубинные ЗРО с донными корнями в районе САХ являются редким явлением и, возможно, обусловлены выбросом контрастных по гидрофизическим свойствам растворов из гидротермального источника. Подтверждение гидротермальной природы и связи с потенциальной рудоносностью может быть сделано только при проведении дополнительных исследований.

Далее на юг, вплоть до 48.7° с.ш. Южный сегмент представляет собой систему субмеридиональных рифтовых впадин протяженностью около 10–15 км, последовательно смещенных в восточном направлении на 6–8 км. Имеет место плавный изгиб всей рифтовой долины, в то время как рифтовые впадины и неовулканические хребты внутри рифтовой долины сохраняют субмеридиональную ориентировку, образуя систему кулисообразных, местами перекрывающихся, структур второго порядка. На всем протяжении сегмента к востоку и западу от рифтовой долины наблюдается сложное сочетание вулканических линейных структур и разноориентированных поднятий самой различной формы и амплитуды, вероятно, сформированных преимущественно тектоническими процессами.

Между 48.2° и 48.7° с.ш. на протяжении 55 км рифтовая долина как морфологическая структура практически отсутствует. На ее месте воздымается крупное поднятие овальной формы размером в вершинной части 6 × 14 км при глубине 1660–1700 м, переходящее к западу и к востоку в систему линейных гряд и впадин. Здесь также имеется несколько изометричных депрессий, которые могли соответствовать ранее существовавшим рифтовым впадинам. Поднятие имеет куполовидную форму с уплощенной вершинной поверхностью. Здесь отсутствуют рифтовые гряды и, наоборот, просматриваются черты рельефа, присущие структурам ВОК. В восточной части данного поднятия были драгированы только базальты (S5319–S5321), однако, на этом фланге хорошо развиты меридиональные рифтовые гряды. Таким образом, на данном этапе исследований можно считать всю структуру, перегораживающую рифтовую долину на участке 48.3°–48.6° с.ш. и 28.1°–27.3° з.д. вулканическим поднятием, а его образование связывать с локальной термической аномалией. Поскольку данное поднятие не имеет видимого продолжения в более древних участках океанической плиты (локализовано в пределах рифтовой долины и первой и второй гряд рифтовых гор) — это молодая структура. Однако в строении его западной части, с отсутствующим рельефом рифтовых гряд, возможно, участвуют и глубинные породы, что требует дополнительного

изучения. Наиболее свежие базальты были подняты на западном фланге поднятия, что позволяет предполагать, что ось спрединга в настоящее время находится в западной части рифтовой долины.

Поднятый на полигоне Фарадей каменный материал весьма разнообразен по составу, степени вторичных изменений и тектоническим преобразованиям. Вулканиды из рифтовой долины представлены обломками пиллоу-лав преимущественно микро- и мелкозернистых афировых базальтов, с закалочным стеклом. Реже отмечаются плагиофировые разности с крупными вкраплениями плагиоклаза.

Обломки базальтов с бортов рифтовой долины отличаются тем, что имеют сглаженные края, следы вторичных изменений, а закалочное стекло в большей степени палагонитизировано. Это может свидетельствовать о значительных перерывах в вулканической активности даже в пределах самой рифтовой долины. При удалении от рифтовой долины в пределы рифтовых гряд, у базальтовых обломков увеличивается как степень окатанности, так и существенно вырастает степень вторичных низкотемпературных изменений (S5332, S5331, S5330, S5317, S5329, S5328, S5306).

Долериты, как правило, поднимались совместно с фрагментами подушечных базальтов и могут быть интерпретированы либо как хорошо раскристаллизованные части относительно мощных потоков, либо как дайки подводящих каналов. Иногда долериты были драгированы совместно лишь с габброидами и ультрабазитами. В этом случае можно предполагать, что мы имеем дело с комплементарными современным лавам породами подводящих каналов, либо с центральными частями относительно мощных лавовых потоков. В то же время нельзя исключать вероятности того, что здесь мы видим фрагменты дайкового комплекса.

Породы расслоенного комплекса нижней коры (объединяемые термином габброиды) — это преимущественно крупно- и гигантокристаллические габбро, оливиновые габбро и троктолиты. Породы массивные, либо такситовые, часто неравномернозернистые с пегматоидными обособлениями. Некоторые имеют полосчатую флазер-структуру, соответствующую высокотемпературным твердопластическим деформациям. Отдельные образцы содержат и ортопироксен. Подавляющее количество габброидов преобразованы низкотемпературными метаморфическими процессами. Пироксены амфиболизированы и хлоритизированы, плагиоклаз замещен пренитом и глинистыми минералами. Породы данной ассоциации были драгированы почти повсеместно (за исключением рифтовой долины) в пределах как куполовидных поднятий, так и протяженных ли-

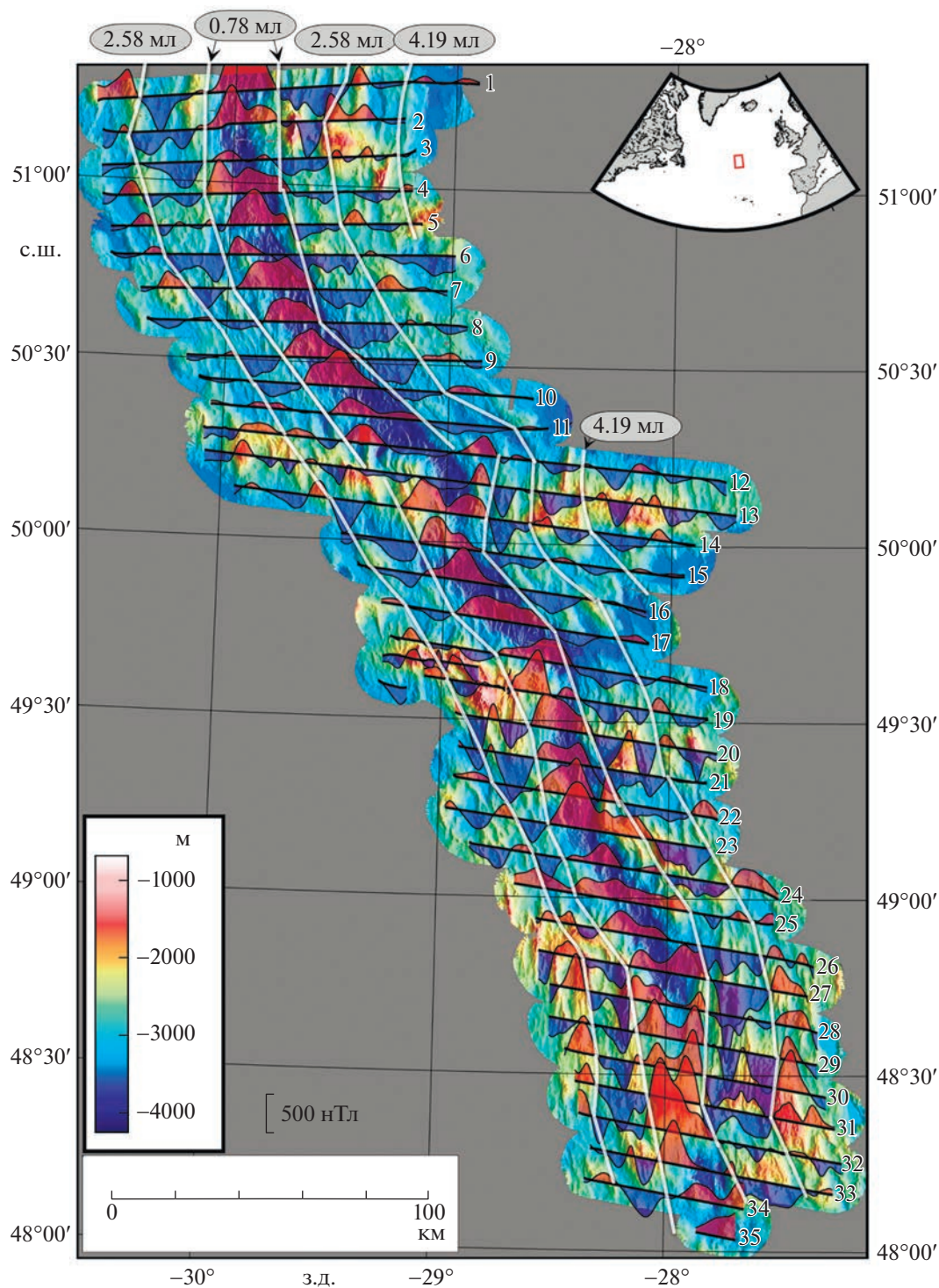


Рис. 4. Карта графиков аномального магнитного поля, наложенная на карту рельефа дна на полигоне Фарадей. Цифрами обозначены номера профилей съемки, белые линии — изохроны, цифры в овалах — возраст литосферы, согласно выделенным линейным магнитным аномалиям.

нейных гряд. Часто породы интенсивно тектонизированы: разбиты трещинами с зеркалами скольжения, рассланцованы и/или катаклазированы. В ряде случаев данное явление имеет черты приповерхностной дезинтеграции, с запол-

нением трещин органогенно-осадочным матриксом. В то же время отмечаются породы с серпентинитокластами и габбро-кристаллокластами, которые несут на себе черты тектонического катаклаза, а некоторые из них, возможно,

испытали частичную перекристаллизацию в ходе этих процессов.

На поднятии с центром 51.1° с.ш. и 29.5° з.д. (станция S5331) все обломки габброидов содержат рудную минерализацию. Общее количество рудного компонента может достигать 10% от объема породы.

Ультрабазиты (мантийные перидотиты) — это в основном сильно (часто на 100%) серпентинизированные гарцбургиты и, в единичных случаях, дуниты. Породы представлены как массивными разностями, в которых хорошо видны исходные порфирокластические и гранобластовые структуры, сформированные в результате нескольких этапов вязкопластических деформаций, так и полностью рассланцованными, превращенными в хризотил-асбестовые сланцы. Для некоторых тектонизированных разностей отмечаются интенсивная лимонитизация и гематитизация. В отдельных образцах есть секущие жилы габбро. Как показало драгирование, ультрабазиты в подавляющем большинстве случаев подняты в пределах куполовидных поднятий к востоку от рифтовой долины.

Выявленные по результатам магнитной съемки аномалии (рис. 4) симметричны относительно центральной аномалии и имеют четкую корреляцию от профиля к профилю, создавая характерную последовательность линейных магнитных аномалий спрединговой природы [8].

Центральная аномалия, соответствующая геомагнитной эпохе Брюнес (0 — 0.78 млн. лет), протягивается через весь полигон, имеет извилистое простирание, меняя азимут от строго меридионального до направлений в $315\text{--}320^\circ$. Ее положение практически повторяет изгибы рифтовой долины, что очевидно при совмещении магнитных и батиметрических данных. Конформно ей, по обе стороны рифта прослеживается аномалия 2 (отрицательная, 0.78—4.19 млн. лет), включающая в себя 2А (положительная, 2.58—3.6 млн. лет), которые имеют характерные формы и достаточно легко идентифицируются.

Проведенная идентификация аномалий позволила рассчитать скорости спрединга. В целом скорость спрединга в пределах полигона Фарадей остается стабильной и лежит в пределах 10—12 мм/год. Последнее особенно характерно для западного фланга САХ, где скорость закономерно снижается с 12 мм/год на севере до 9.7 мм/год на юге. Это свидетельствует о достаточно стабильной тектонической обстановке к западу от оси САХ. Более сложная картина наблюдается к востоку от оси САХ. Здесь несколько бо́льшая (12—13 мм/год) средняя скорость раскрытия и вариативность, чем на западе.

В районе профилей 11—15 ($50^\circ\text{--}50.3^\circ$ с.ш., 29° з.д.) в рифтовой долине наблюдаются заметное ослабление интенсивности и расширение центральной аномалии, а затем ее расщепление на две ветви. Возможно, здесь мы наблюдаем попытку “перескока” оси спрединга в восточном направлении примерно на 20 км, не приведшую, однако, к образованию трансформного разлома. Этим, вероятно, объясняются сниженные скорости спрединга на профилях 10 и 12. Расширение рифтовой зоны и соответственно 1-й аномалии частично “съело” часть коры, имевшей возраст и обратную намагниченность, соответствующих началу 2-й аномалии. Похожая ситуация наблюдается и на юге полигона, в районе профилей 28—32 ($48.3^\circ\text{--}48.7^\circ$ с.ш., 28° з.д.).

Таким образом, сегмент САХ между 48° и 51.5° с.ш. имеет очень сложное строение. Чередуются участки, где рифтовая долина имеет меридиональное простирание с участками, где простирание рифтовой долины сменяется на северо-западное. Изгиб рифтовой долины происходит без разрыва ее сплошности, что характерно для так называемых нетрансформных смещений. Фактически все участки рифтовой долины северо-западного простирания можно рассматривать как протяженные области нетрансформных смещений, в которых реализуется аккреция океанической коры при косом спрединге. Каких-либо признаков крупных сдвигов, характерных для трансформных разломов, не наблюдается. Относительное смещение участков океанической литосферы реализуется в виде протяженных областей, которые целиком являются зонами аккомодации напряжений, возникающих при движении литосферных плит.

Основным результатом исследований является то, что впервые в Северной Атлантике был изучен сегмент САХ протяженностью около 400 км, (между 48° и 51.5° с.ш.), который характеризуется процессами образования океанической коры в условиях дефицита базальтовых расплавов, что при непрерывном растяжении в рифтовой долине приводит в ряде мест к тектоническому выведению на поверхность дна глубинных нижнекоровых и мантийных пород. Такие процессы, называемые “сухим” спредингом, описаны в участках САХ Центральной Атлантики с низкой скоростью образования новой коры [9—12], но не были известны севернее 34° с.ш.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзаданий: FMMG-2022-0003, FMUN-2019-0076, FMWE-2021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Санфилиппо А., Иваненко А.Н., Лиджи М., Веклич И.А., Петракчини Л., Баси В., Кулешиов Д.А., Феррандо К., Добролюбов В.Н., Сани К., Шкиттин Н.А., Биккерт М., Докашенко С.А., Муччини Ф., Яковенко Е.С., Палмиотто К., Каффаро М. Особенности тектоно-магматических процессов в области взаимодействия исландского плюма и трансформного разлома Байт (Северная Атлантика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 1. С. 5–12.
2. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А., Нестола Я., Соколов С.Ю., Петракчини Л., Добролюбова К.О., Баси В., Перцев А.Н., Феррандо К., Иваненко А.Н., Сани К., Разумовский А.А., Муччини Ф., Бич А.С., Палмиотто К., Брусиловский Ю.В., Бонатти Э., Шолухов К.Н., Каффаро М., Веклич И.А., Лиджи М., Добролюбов В.Н. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
3. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., Nestola Y., Sokolov S.Yu., Petrachini L., Dobrolyubova K.O., Basch V., Pertsev A.N., Ferrando C., Ivanenko A.N., Sani C., Razumovskiy A.A., Muccini F., Bich A.S., Palmiotto C., Brusilovsky Yu.V., Bonatti E., Sholukhov K.N., Cuffaro M., Veklich I.A., Dobrolyubov V.N., Ligi M. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52–53°N, Mid Atlantic Ridge): preliminary results from R/V A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti*. 2021. V. 46. № 1. P. 83–101.
4. Schilling J.-G., Zajac M., Evans R., Johnston T., White W., Devine J.D., Kingsley R. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N // *Am. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 510–586.
5. Dick H.J.B., Tivey M.A., Tucholke B.E. Plutonic foundation of a slow spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30' N, 45°20' W // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 5. P. 1–44.
6. MacLeod C.J., Searle R.C., Casey J.F., Mallows C., Unsworth M., Achenbach K., Harris M. Life cycle of oceanic core complexes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 287. P. 333–344.
7. Shimin W., Hongzheng Yu., Qiong Z., Yonghong Z. Absolute plate motions relative to deep mantle plumes // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 490. P. 88–99.
8. Merkouriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia-North America plate motion // *Geophys. J. Int.*, 2014. № 198. P. 366–384.
9. Gracia E., Charlou J., Radford-Knoery J., Parson L. Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38°N–34°N) ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 177. P. 89–103.
10. Пейве А.А. “Сухой” спрединг океанической коры, тектоно-геодинамические аспекты // *Геотектоника*. 2004. № 6. С. 1–16.
11. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // *Геотектоника*. 2003. № 2. С. 3–25.
12. Cannat M., Sauter D., Mendel V., Ruellan E., Okino K., Escartin J., Combier V., Baala M. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // *Geology*. 2006. V. 34. № 7. P. 605–608.

ACCRETION OF THE OCEANIC CRUST IN THE MID-ATLANTIC RIDGE (48°–51.5° N) IN THE PROCESS OF “DRY” SPREADING

A. A. Peyve^{a, #}, S. Yu. Sokolov^a, A. N. Ivanenko^b, A. A. Razumovskiy^a, I. S. Patina^a, V. A. Bogolyubsky^a, I. A. Veklich^b, A. P. Denisova^a, V. N. Dobrolyubov^a, S. A. Dokashenko^a, E. S. Ivanova^a, S. A. Lapina^a, I. A. Naumov^a, N. S. Nikitin^c, and Z. F. Urazmuratova^d

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

^bInstitute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^cLomonosov Moscow State University, Geological Department, Moscow, Russian Federation

^dBaltic Federal University, Kaliningrad, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: apeyve@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev October 4, 2022

The paper is based on geological and geophysical data obtained during 53-th expedition of the research vessel “Akademik Nikolaj Strakhov”. We analyze the structure of Mid-Atlantic Ridge segment, 400 km long in the North Atlantic (between 48° and 51.5° N). According to our studies, this segment is characterized by specific structures formed during the formation of the oceanic crust with reduced basaltic melts supply, which, with going extension in the rift valley, leads to tectonic outcropping of deep lower crustal and mantle rocks. Such processes, called “dry” spreading, were previously unknown in the North Atlantic.

Keywords: North Atlantic, “dry” spreading, oceanic core complexes, Mid-Atlantic Ridge, non-transform displacements

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93, 550.4, 551.24

ДВА ЭТАПА СБОРКИ СУПЕРКОНТИНЕНТА ПАНГЕЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: ПЕРВЫЕ U/Pb (LA-ICP-MS) И $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЯРКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2023 г. И. Д. Соболев^{1,*}, А. С. Новикова², И. В. Викентьев¹, В. С. Шешуков²,
А. С. Дубенский², А. В. Травин³, Д. А. Варламов⁴, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 28.10.2022 г.

После доработки 31.10.2022 г.

Принято к публикации 01.11.2022 г.

На Полярном Урале известны немногочисленные и небольшие по размерам гранитоидные тела (яркеуский, яйюский и погурейский комплексы), которые принято относить к этапу уральской коллизии. Их каменноугольно-раннепермский возраст, в большинстве случаев, основан на методически устаревших K/Ar-датировках, а также предполагается по полевым геологическим взаимоотношениям. Нами исследованы монцонитоиды Яркеуского петротипического массива — одного из наиболее крупных таких интрузивов, и для него впервые получены позднедокембрийские U–Pb LA-ICP-MS (по циркону) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (по амфиболу) возрасты — 687 ± 3 и 669 ± 8 млн лет, соответственно. Водонасыщенный флюидный режим (наличие магматического амфибола и высокое содержание в нем воды — 4.5–5.6 мас. %), гипабиссальные условия формирования ($P = 2.1\text{--}3.5$ кбар, $T = 871\text{--}960^\circ\text{C}$), особенности химического состава монцонитоидов (низкие содержания TiO_2 (0.6–0.8 мас. %), CaO (3.6–6.3 мас. %), высокие — Al_2O_3 (16.6–18.0 мас. %) и K_2O (1.7–4.6 мас. %), обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочargedных и редкоземельных элементов, Ta–Nb-минимум и Pb-максимум), а также металлогеническая специализация на Cu и Mo ($\pm\text{Pb}$, Hg, Au), свидетельствуют о формировании пород яркеуского комплекса в надсубдукционной обстановке в достаточно мощной континентальной коре. Изотопные часы в этих монцонитоидах запечатлили два этапа сборки суперконтинента Пангея: самый ранний этап — позднедокембрийский, когда на Большеземельской активной окраине Арктиды формировались монцонитоиды, и один из поздних — средне-позднекаменноугольный этап, на котором породы претерпели метаморфизм вследствие закрытия Палеоуральского океана и начала коллизии между Аркт-Лаврусией и Сибирью.

Ключевые слова: поздний докембрий, островодужный и коллизионный магматизм, Полярный Урал, U/Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, Пангея, Большеземельская активная окраина Арктиды, монцониты яркеуского комплекса

DOI: 10.31857/S2686739722602423, EDN: SQSRXQ

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамика коллизионных процессов (включая их последовательность и возраст) на севере Урала является дискуссионной проблемой. Важ-

ным маркером коллизионных событий является гранитоидный магматизм. На Полярном Урале присутствует большое разнообразие кремнекислых магматических пород, относящихся к двум геодинамическим циклам Уилсона — протоуральско-тиманскому (позднедокембрийско-раннекембрийскому) и уральскому (палеозойскому) [6]. Гранитоиды протоуральско-тиманского цикла распространены только в Западно-Уральской мегазоне и по одной из наиболее обоснованных гипотез [15] формировались на активной окраине позднедокембрийского континента Арктида, а также в обстановке коллизии Арктиды и Балтики. Островодужный магматизм (734–719 млн лет, гранитоиды I- и M-типа) сменялся аккреционным (670 млн лет, гранитоиды I-типа), а затем — магматизмом активной континентальной окраи-

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

²Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

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

⁴Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия

*E-mail: sobolev_id@mail.ru

ны и коллизионным (~650–520 млн лет, гранитоиды А-, I- и S-типов) ([20] и ссылки в этой работе).

Наиболее ранние гранитоиды уральского цикла Уилсона (преимущественно А-типа, ~505–475 млн лет [18]) распространены в Западно-Уральской мегазоне и связаны, согласно модели [4], с континентальным рифтингом на восточной, в современных координатах, окраине раннепалеозойского континента Аркт-Европа (Арктида + Балтика). Сначала формировались океанические и раннеостроводужные гранитоиды М- и I-типов (490–444 млн лет ([4, 7] и ссылки в этих работах)), а затем — позднеостроводужные гранитоиды I-типа (435–382 млн лет ([8, 20] и ссылки в этих работах)), которые распространены только в Тагило-Магнитогорской мегазоне. На заключительных стадиях эволюции Уральского палеоокеана, в позднедевонско-каменноугольное время, шла аккреция Полярноуральской островодужной системы к Аркт-Лавруссии, которая сопровождалась метаморфизмом с возрастом 360–355 млн лет [13] и постаккреционным магматизмом 349–334 млн лет [9]. В позднекаменноугольно-пермское время произошла континентальная коллизия между Аркт-Лавруссией и Сибирью, которая на Полярном Урале зафиксирована преимущественно в виде позднекаменноугольно-раннетриасового омоложения изотопных возрастов ([4] и ссылки в этой работе) и в виде проявлений средне-позднекаменноугольного (313 ± 10 млн лет) базитового магматизма [9].

Коллизионные гранитоиды каменноугольно-пермского возраста широко представлены и хорошо изучены на восточном склоне Южного и Среднего Урала ([6, 12] и ссылки в этих работах), в то время как на Северном, Приполярном и Полярном Урале эти образования, по всей видимости, перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. На Полярном Урале известны немногочисленные и небольшие по размерам гранитоидные тела (яркеуский, яйюский и погурейский комплексы), которые принято относить к этапу уральской коллизии. Их возраст, в большинстве случаев, основан на геологических данных и на методически устаревших К/Аг-датировках [1, 2]. Настоящая работа содержит новые минералого-геохимические и изотопно-геохронологические данные для монцонитоидов Яркеуского массива, считавшегося петротипическим и единственным интрузивом средне-позднекаменноугольного [1] яркеуского комплекса, выделенного В.В. Григорьевым и В.А. Душиным в 1989 г.

Яркеуский массив расположен в Западно-Уральской мегазоне Полярного Урала, в 13 км к северу от поселка Харп (рис. 1 а, б), среди докембрийских пород Харбейского блока. Массив размером 6×3 км составляет большую часть горы Яркеу

(рис. 1 в), образуя вытянутую в меридиональном направлении структуру с элементами концентрической зональности среди позднедокембрийских плагиогранитоидов харбей-собского комплекса, с которыми он имеет нечеткие, “постепенные”, согласно [1], контакты. В составе Яркеуского массива выделяют три интрузивные фазы: монцогаббро и субщелочные габбро (1-я фаза); монцониты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты (2-я фаза), слагающие наибольшие объемы массива; а также маломощные дайки камптонитов (3-я фаза).

В металлогеническом отношении массив Яркеу находится в пределах субмеридиональной Харбейско-Лонготьюганской редкометальной минерагенической зоны с молибденитовыми рудопрооявлениями, а в одном из них, Ханмейском проявлении (вкрапленность молибденита с подчиненным халькопиритом), молибденитовый концентрат содержит до 1178 г/т рения [1]. На г. Яркеу, помимо этого, отмечена целая серия халькопиритовых проявлений, находящихся в монцодиоритах или вблизи их контактов. В 1.5 км к северо-западу от северного окончания выхода монцодиоритов отмечена зона сфалерит-галенитовой вкрапленности в плагиогранит-порфирах, а на южном склоне г. Яркеу в шлиховых пробах выявлены знаки киновари, а в отдельных местах — и самородного золота [1].

На основании результатов К/Аг-изотопного датирования навески калиевого полевого шпата с плагиоклазом из кварцевых монцонитов, получен возраст 310 ± 10 млн лет (московский век, а с учетом погрешности — конец башкирского — начало гжельского века каменноугольного периода) [1], который на современных геологических картах принят для яркеуского комплекса. В то же время, основываясь на геологических наблюдениях, М.А. Шишкин и соавт. [2] высказали предположение о том, что монцонитоиды г. Яркеу относятся к позднедокембрийскому харбей-собскому комплексу.

Для уточнения условий и времени формирования яркеуского комплекса нами проведены петрографические, минералого-геохимические и изотопно-геохронологические (U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) исследования роговообманковых кварцевых монцодиоритов второй фазы Яркеуского массива.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические особенности и минеральный состав пород изучались в прозрачных шлифах методами оптической микроскопии в ИГЕМ РАН (Москва). Составы амфибола и изображения амфибола и циркона в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE) получены на электронном сканирующем микроскопе “Tescan Vega-II

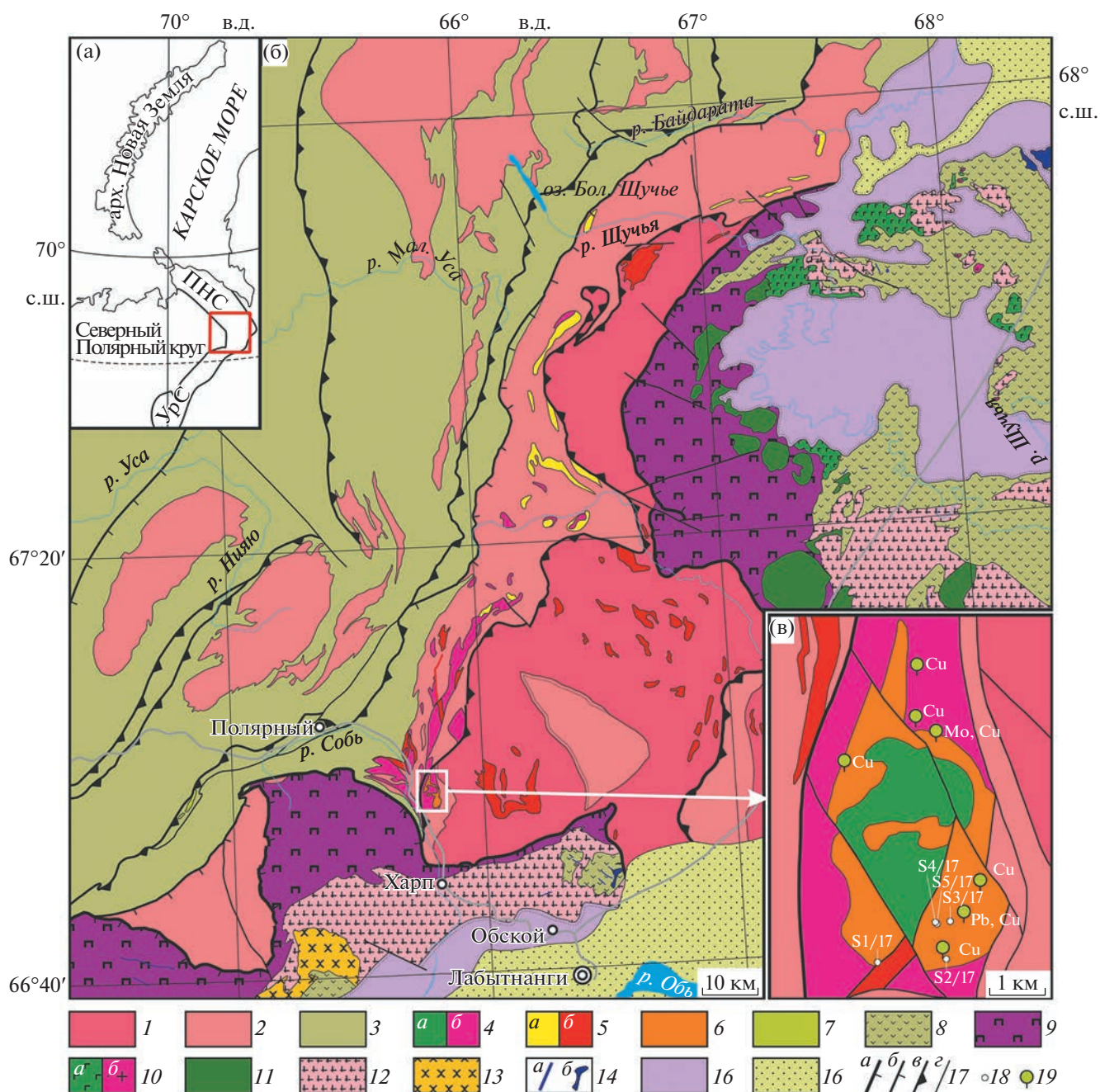


Рис. 1. Расположение и геологическое строение северной части Полярного Урала. а – географическая врезка. Уральское складчато-надвиговое сооружение – УрС, Пайхойско-Новоземельское складчато-надвиговое сооружение – ПНС, красным квадратом показана исследованная северная часть Полярного Урала; б – геологическая карта Северной части Полярного Урала, составлена на основе [2, 3]; в – детальная геологическая схема Ярковского массива (г. Яреку), составлена по данным геологического картирования [1]. 1–7 – образования Западно-Уральской мегазоны: 1–2 – метаморфические породы (1 – раннедокембрийские, 2 – позднедокембрийские), 3 – палеозойские преимущественно осадочные породы, 4 – габброиды (а) и гранитоиды (б) позднедокембрийского харьей-собского комплекса, 5 – субщелочные граниты (а) и метаграниты (б) позднедокембрийско-раннекембрийского возраста, 6 – монцитонитовиды средне-позднекаменноугольного ярковского комплекса, 7 – габброиды и гранитоиды яйюского комплекса; 8–14 – образования Тагило-Магнитогорской мегазоны: 8 – палеозойские вулканогенные и осадочные породы, 9 – средне-позднеордовикские (?) ультраосновные и основные породы офиолитовой ассоциации, 10 – средне-позднеордовикские габброиды (а) и гранитоиды (б) хоймпэйского комплекса, 11 – позднесилурийские габброиды харампэйско-масловского комплекса, 12 – позднесилурийско-среднедевонские габброиды и гранитоиды собского и юнъягинского комплексов, 13 – ранне-среднедевонские монцитонитовиды конгорского комплекса, 14 – каменноугольные дайки (а) и силлы (б) мусюрского и наунпэйского комплексов; 15–16 – осадочные породы Западно-Сибирской плиты: 15 – триасово-юрские, 16 – меловые, 17 – разрывные нарушения (а – Главный Уральский разлом, б–г – другие разломы); 18 – точки отбора образцов; 19 – рудопроявления.

ХМУ” с энергодисперсионным спектрометром “INCA Energy” 450 и спектрометром с волновой дисперсией “Oxford INCA Wave” 700 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка).

Силикатный анализ пород выполнен в ИГЕМ РАН, в центре коллективного пользования (ЦКП) “ИГЕМ-Аналитика” (Москва, аналитик А.И. Якушев). Содержания в породах элементов-примесей определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ИПТМ РАН (Черноголовка, аналитик В.К. Карандашев).

Исследование морфологии зерен циркона производилось в ИГЕМ РАН (г. Москва) на бинокуляре МБС-1 и поляризационном микроскопе “Nikon” Eclipse 50i POL, оснащенный камерой “Nikon” DS-Fi1 и программой NIS-Elements F 2.30. Исследования цветной катодолюминесценции кристаллов циркона выполнены в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (Москва, аналитик Т.И. Голованова).

U/Pb (LA-ICP-MS)-датирование выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (Москва) по методике, изложенной в работе [5]. Расчет коэффициента дискордантности производился по формуле $D = 100 \times (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Главным критерием отбора качественных анализов послужил диапазон дискордантности (D) от –10 до +10 включительно.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование монофракции амфибола из кварцевых монцодиоритов выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Сибирского отделения РАН (ЦКП МИИ СО РАН) по стандартной методике [11].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И СОСТАВ АМФИБОЛА

Слабо тектонизированные кварцевые монцодиориты (обр. S1/17, S4/17, S5/17) характеризуются гипидиоморфнозернистой среднезернистой структурой, массивной или слабо выраженной такситовой текстурой. Породообразующие минералы представлены сильно серицитизированным и соссюритизированным плагиоклазом (55 об. %), амфиболом (20 об. %), калиевым полевым шпатом (15 об. %) и кварцем (10 об. %). Амфибол – преимущественно магнезиальный гастингсит, реже магнезиальная роговая обманка. Акцессорные минералы – циркон и апатит.

Сильно тектонизированные разности (обр. S2/17, S3/17) имеют реликтовую бластопорфировую структуру с нематолепидогранобластовой структурой основной массы и линзовидно-полосчатую плейчатую текстуру. Реликтовые порфировидные выделения представлены актинолитизиро-

ванным амфиболом, реже серицитизированным и соссюритизированным плагиоклазом. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых (актинолит-кварц-полевошпатовых) и меланократовых (эпидот-мусковитовых и амфиболовых) невыдержанных слойков и линзочек.

Параметры расплава, равновесного с магматическим амфиболом из слабо измененных кварцевых монцодиоритов, рассчитаны по содержанию Al в тетраэдрической позиции амфибола [17]: давление 2.1–3.5 кбар, температура кристаллизации 871–960°C, содержание воды 4.5–5.6 мас. %.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Изученные кварцевые монцодиориты – это преимущественно калиево-натриевые породы повышенной щелочности (рис. 2 а). В наиболее рассланцованных разностях (обр. S2/17) отмечаются аномально низкие значения K_2O (1.7 мас. %) и высокие Na_2O (5.2 мас. %), что, вероятно, обусловлено перераспределением щелочей в результате метаморфизма. Кварцевые монцодиориты Яркеуского массива характеризуются следующими вариациями петрогенных оксидов (в мас. %): SiO_2 (58.3–61.9), TiO_2 (0.6–0.8), Al_2O_3 (16.5–18.0), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (4.8–7.4), MgO (2.8–3.9), CaO (3.6–6.3), Na_2O (2.8–5.2), K_2O (1.7–4.6), P_2O_5 (0.2–0.3).

В кварцевых монцодиоритах отмечается высокое суммарное содержание редкоземельных (РЗЭ) элементов, которое варьирует от 130 до 167 г/т. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ демонстрирует значительное обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых – $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9.4\text{--}14.2$ и слабо выраженный дефицит Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}0.9$). На мультиэлементной диаграмме (рис. 2 б), демонстрирующей распределение в породах элементов-примесей относительно состава примитивной мантии, отмечается обогащение пород крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb) относительно высоkozарядных элементов и РЗЭ. Отчетливо проявлены Ta-Nb, P, Ti-минимумы и Pb-максимум.

РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb-И $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАТИРОВАНИЯ

Выполнено U/Pb (LA-ICP-MS)-датирование индивидуальных зерен циркона и получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст магматического амфибола из кварцевых монцодиоритов южной части Яркеуского петротипического массива (обр. № S4/17, 66°56'02.1" с.ш., 65°47'53.6" в.д.).

Исследованные цирконы представлены бипирамидально-призматическими, идиоморфными, часто с округлыми оплавленными вершинами,

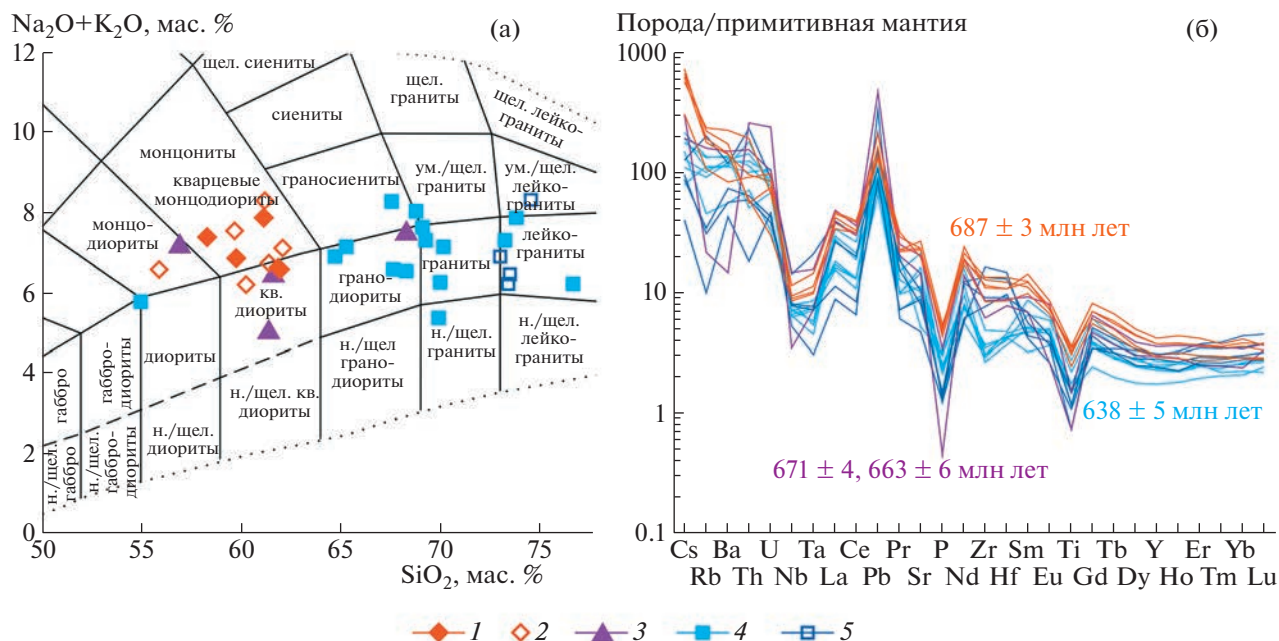


Рис. 2. Особенности химического состава plutонических пород Западно-Уральской мегазоны Полярного Урала. а – классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 . 1–2 – монцонитоиды яркеуского комплекса: 1 – наши данные, 2 – данные из [1]; 3 – гранитоиды второй фазы позднедокембрийского харбей-собского комплекса [3]; 4–5 – позднедокембрийские гранитоиды поднятия Енганепэ по данным [10]; 4 – массив Южный; 5 – обломки гранитоидов из конгломератов енганепэйской свиты (V_2 – E_1). б – мультиэлементная диаграмма, нормировано к примитивной мантии по [19].

прозрачными светло-желтыми зернами длиной 75–225 мкм при $K_{\text{удл}} = 1.5$ –3.5, с большим количеством мелких включений апатита. В катодном свете циркон имеет свечение в серых и желтых тонах, сочетая в себе зональность различных видов (слабо- и умеренно-контрастную): осцилляционную, секториальную и мозаичную (“лоскутную”). В единичных зернах зональность отсутствует, либо проявлена очень слабо. В центральных частях зерен иногда присутствуют полурастворенные амёбовидные ядра.

Всего проанализировано 45 индивидуальных зерен циркона (48 анализов) (рис. 3 а). Дискордантность во всех случаях не превышала 1%. Индивидуальные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасты датированных зерен образуют достаточно широкий диапазон – 650–707 млн лет, а средний конкордантный возраст по 48 анализам составляет 680 ± 2 млн лет (доверительный интервал 95%, СКВО = 0.3). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст при этом составляет 681 ± 3 млн лет (доверительный интервал 95%, СКВО = 2.4).

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования первичного магматического амфибола (рис. 3 б) показали наличие в высокотемпературной части возрастного спектра устойчивого плато, состоящего из шести последовательных ступеней, составляющих 83.5% выделенного ^{39}Ar , с возрастом 669 ± 8 млн лет (СКВО = 0.62).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамические условия формирования монцонитоидов. Наличие магматического амфибола и высокие содержания в нем воды (4.5–5.6 мас. %), гипабиссальные условия формирования ($P = 2.1$ –3.5 кбар) в совокупности с особенностями химического состава пород (низкие содержания TiO_2 , CaO , высокие Al_2O_3 и K_2O , обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочargedных и редкоземельных элементов, Ta–Nb-минимум и Pb-максимум) (рис. 2 б) свидетельствуют о формировании монцонитоидов Яркеуского массива в надсубдукционной обстановке в достаточно мощной коре (рис. 2 б, 4). По характеру распределения РЗЭ и других элементов-примесей изученные кварцевые монцодиориты сопоставимы с надсубдукционными позднедокембрийскими (671 ± 4 и 663 ± 6 млн лет [3]) гранитоидами харбей-собского комплекса и, в меньшей степени, – с более молодыми (638 ± 5 млн лет [10]) гранитоидами поднятия Енганепэ (рис. 2–4). Дополнительным подтверждением вероятного родства монцонитоидов Яркеуского массива с породами харбей-собского комплекса являются их одинаковая металлогеническая специализация и повышенная металлоносность, выраженная в наличии проявлений Cu и Cu–Mo (рис. 1 в), а также единичных полиметалличе-

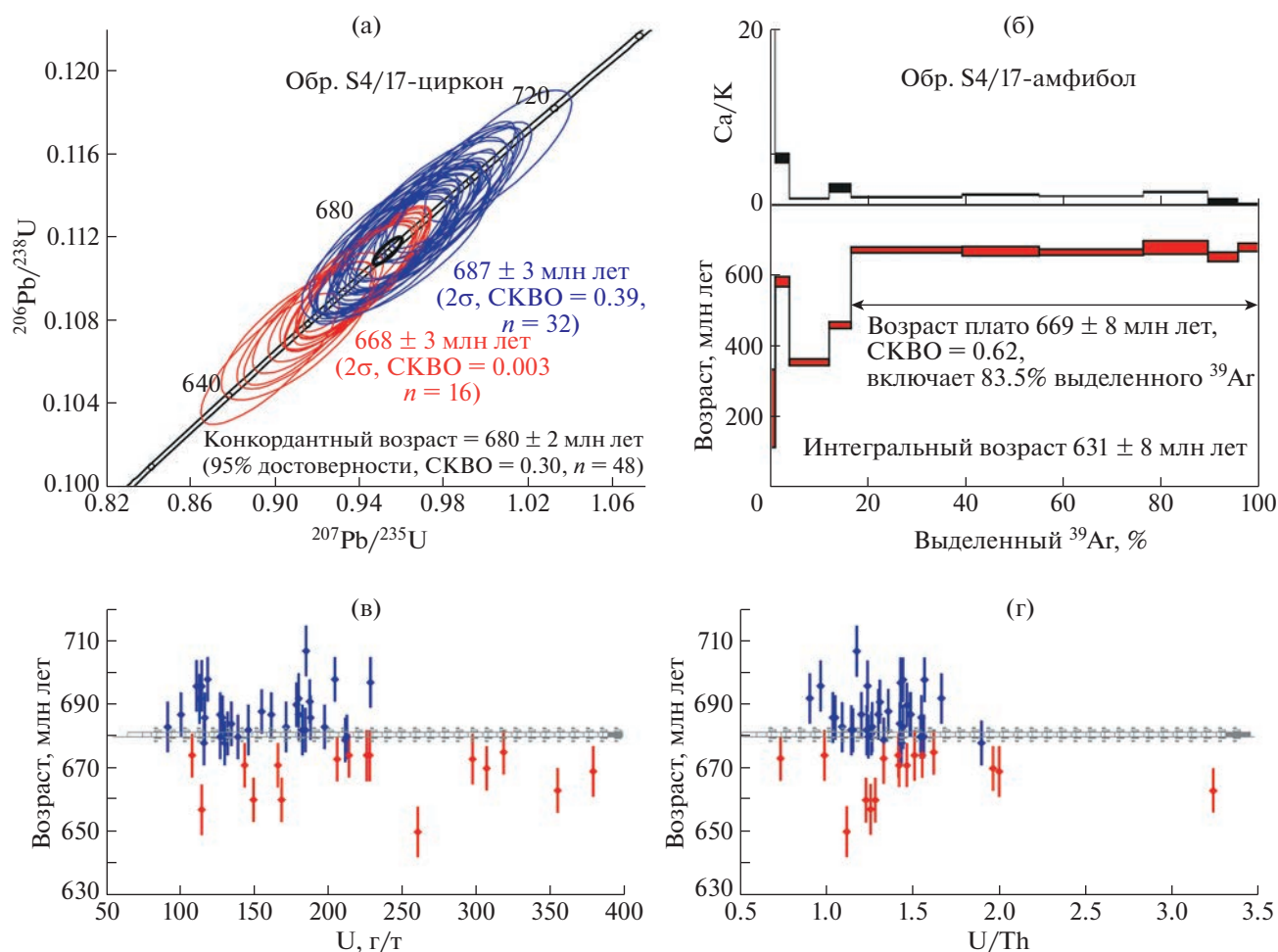


Рис. 3. Результаты изотопно-геохронологических исследований кварцевых монцодиоритов Яркеуского массива. а – диаграмма с конкордией для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов циркона; б – данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования магматического амфибола; в – диаграмма соотношения возраста цирконов и содержания в них урана; г – диаграмма соотношения возраста цирконов и величины U/Th.

ских и ртутных – на периферии этой рудно-магматической системы.

Возраст. U/Pb-средневзвешенный возраст цирконов 681 ± 3 млн лет можно было бы интерпретировать как время формирования монцитонитов Яркеуского массива. Однако слишком широкий разброс индивидуальных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов (650–707 млн лет) с высокими значениями СКВО = 2.4 (для средневзвешенного возраста) позволяет предполагать, что цирконы изученной выборки могут иметь различный истинный возраст. Исследованные участки зерен циркона характеризуются значительными вариациями не только возраста, но также содержаниями U (91–379 г/т) и величинами U/Th (0.7–3.2) (рис. 3 в, г). По этим параметрам цирконы условно можно разделить на две разновозрастные группы: первую более древнюю (678–707 млн лет, 32 анализа) и вторую – более молодую (650–675 млн лет, 16 анализов) (рис. 3 а, в, г). Для цирконов первой

группы (32 анализа) характерны меньшие вариации содержаний U (91–212 г/т) и отношения U/Th (0.9–1.9) по сравнению с цирконами второй группы (16 анализов), в которых концентрации U составляют 108–379 г/т, при U/Th 0.7–3.2, причем 6 из 16 анализов характеризуются наиболее высокими содержаниями U (260–379 г/т), в трех из них отмечаются аномально высокие значения U/Th (2.0–3.2). Для каждой из этих групп рассчитан средний конкордантный возраст (рис. 3 а) – 687 ± 3 млн лет (2σ , СКВО = 0.39) и 668 ± 3 млн лет (2σ , СКВО = 0.003) соответственно. О частичной потере радиогенного свинца в цирконах второй группы (650–675 млн лет) могут косвенно свидетельствовать: более молодой возраст, повышенное содержание U и аномально-высокие отношения U/Th в единичных анализах [14].

Значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста, сопоставимые с возрастом второй группы цирконов (рис. 3 а, б),

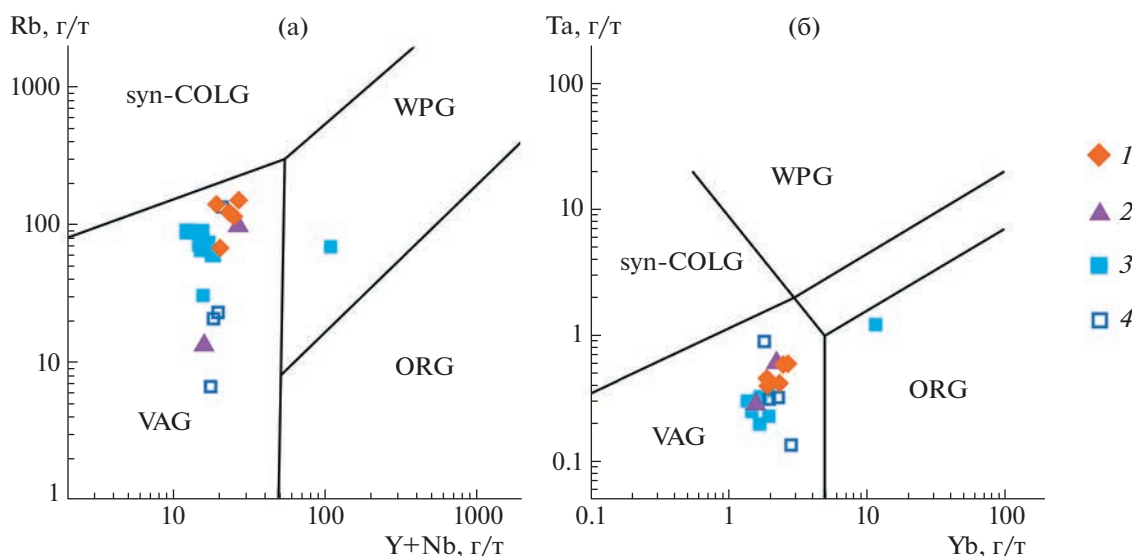


Рис. 4. Диаграмма Rb – (Y + Nb) (а) и Ta – Yb (б) [16] для гранитоидов яркеуского комплекса и других гранитоидов Западно-Уральской мегазоны. 1 – монцонитоиды яркеуского комплекса; 2 – позднедокембрийские гранитоиды второй фазы харбей-собского комплекса [3]; 3–4 – позднедокембрийские гранитоиды поднятия Енганепэ по данным [10]: 3 – массив Южный, 4 – обломки гранитоидов из конгломератов енганепэской свиты (V₂–Є₁). Поля составов гранитоидов различных геотектонических обстановок: ORG – срединно-океанических хребтов, VAG – надсубдукционных, syn-COLG – синколлизионных, WPG – внутриплитных.

можно объяснить как более низкой температурой закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопной системы в амфиболе, так и частичным перезапуском этой изотопной системы по причине актинолитизации краевых частей зерен амфибола.

Таким образом, мы предполагаем, что полученные U/Pb- (668 ± 3 млн лет) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - (669 ± 8 млн лет) возрасты с большей вероятностью отражают не время формирования монцонитоидов, а возраст вторичных постмагматических преобразований (частичная перекристаллизация) циркона [14] и амфибола. Среди датировок первой, более древней группы цирконов, признаки нарушения U/Pb-изотопной системы отсутствуют, поэтому полученный для этой группы цирконов конкордантный возраст (687 ± 3 млн лет), мы интерпретируем как время формирования монцонитоидов Яркеуского массива.

Полученный нами позднедокембрийский возраст кварцевых монцонитоидов близок к датировкам циркона (671 ± 4 и 663 ± 6 млн лет) из окружающих их надсубдукционных диоритов и плагигранитоидов харбей-собского комплекса [3]. Таким образом, монцонитоиды г. Яркеу дополняют эволюционный тренд позднедокембрийского надсубдукционного магматизма Полярного Урала. Металлогеническая специализация яркеуского комплекса – Cu-Mo ($\pm\text{Pb}$, Hg, Au), свидетельствующая о его формировании в надсубдукционной обстановке, закономерно вписывается в характеристику Харбейско-Лонготьюганской редкометальной минерагениче-

ской зоны [1], которая может быть кратко записана так: Cu–Mo ($\pm\text{Pb}$, Au, Pt, Hg, Fe). Таким образом, Яркеуский монцонитоидный массив следует относить не к каменноугольному яркеускому, а к позднедокембрийскому харбей-собскому комплексу, с гранитоидами которого он имеет весьма близкие геохимические характеристики.

Монцонитоиды г. Яркеу в контексте “сборки” суперконтинента Пангея. В составе североуральского сегмента Уральского складчато-надвигового сооружения распространены фрагменты двух аккреционно-коллизийных орогенов: раннекембрийского – Протоуральско-Тиманского и каменноугольно-пермского – Уральского, которые фиксируют, соответственно, начальный и один из заключительных этапов “сборки” Пангеи.

Согласно тектонической концепции, развиваемой Н.Б. Кузнецовым и соавт. [15], которой придерживаемся и мы, полученные нами данные о позднедокембрийском (687 ± 3 млн лет) возрасте и надсубдукционных характеристиках монцонитоидов яркеуского комплекса позволяют предполагать, что их формирование происходило на Большеземельской активной окраине Арктиды. На этом этапе геодинамической эволюции происходило закрытие Протоуральского океана, которое ознаменовало начало сборки суперконтинента Пангея.

Значительно более молодой средне-позднекаменноугольный K/Ar-возраст (310 ± 10 млн лет) пород Яркеуского массива, полученный по полевым шпатам [1], вероятно, является следствием

полного перезапуска К/Аг-изотопной системы в этих минералах, что подтверждается сильной сосюритизацией плагиоклаза в монцонитоидах яркеуского комплекса, а также, более низкой температурой закрытия К/Аг-изотопной системы в плагиоклазе и калиевом полевоом шпате по сравнению с U/Pb-изотопной системой в цирконе и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -системой в магматическом амфиболе. Таким образом, средне-позднекаменноугольная (конец башкирского – начало гжельского веков) датировка полевых шпатов соответствует этапу динамотермальных событий, связанных с главным этапом уральской коллизии ([6] и др.), происходившей на заключительных стадиях амальгамации Пангеи [15].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы, датирование зерен циркона и химический (ICP-MS, XRF) анализ пород выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-55-26009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование выполнено в рамках госзадания ИГМ СО РАН. Петрографические исследования пород, оптические, катодолюминесцентные и микрозондовые исследования циркона и амфибола выполнены по госзаданию ИГЕМ РАН. Выделение циркона и амфибола выполнены в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (второе издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q41-XII / Ред. Л. Л. Подсосова, А. П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута) / Ред. В. П. Водолазская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (второе издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской) / Ред. А. П. Казак. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
4. Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геол. 2014. № 5. С. 56–70.
5. Никишин А. М., Романюк Т. В., Московский Д. В., Кузнецов Н. Б., Колесникова А. А., Дубенский А. С., Шецуков В. С., Ляпунов С. М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
6. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). 2010. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
7. Соболев И. Д., Шадрин А. Н., Рассторгуев В. А., Козырева Д. А. Раннеостроводужные гранитоиды Шучинской зоны Полярного Урала (результаты U–Pb (SIMS) датирования цирконов) // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2017. № 1. С. 22–32.
8. Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Варламов Д. А., Хоуриган Дж. К., Хубанов В. Б., Буянтеев М. Д., Соболева Д. А. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74. <https://doi.org/10.1134/S0016853X18050065>
9. Соболев И. Д., Викентьев И. В., Травин А. В., Бортников Н. С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 22–28. <https://doi.org/10.31857/S2686739720100096>
10. Соболева А. А., Карчевский А. Ф., Ефанова Л. И., Кузнецов Н. Б., Гроув М., Соболев И. Д., Маурин М. В. Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала. // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 524–530.
11. Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г., Хромых С. В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
12. Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. 2013. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
13. Glodny J., Pease V., Montero P., Austrheim H., Rusin A. I. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // Geological Society London Memoirs. 2004. 30 (1). P. 87–105. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.09>
14. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
15. Kuznetsov N. B., Soboлева A. A., Udoratina O. V., Andreichev V. L., Hertseva M. V. Pre-Ordovician Tectonic Evolution and Volcano-Plutonic Associations of the Timanides and Northern Pre-Uralides. Northeast Part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. 12 (3). P. 305–323. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.021>
16. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
17. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and ap-

- plication to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. № 1. P. 45–66.
<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
18. Soboleva A.A., Udoratina O.V. Neoproterozoic and early Paleozoic A-type rhyolites and granites in the Subpolar and Polar Urals // *International Conference on A-type Granites and Related Rocks through Time (IGCP-510)*; Helsinki, Finland, August 18–20, 2010. Abstract Volume. P. 101–103.
19. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* London. 1989. V. 42. P. 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
20. Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. Granitoid magmatism in the north of the Urals: U–Pb age, evolution, sources // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. 12 (2). P. 287–309.
<https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0525>

TWO STAGES OF ASSEMBLY OF THE PANGEA SUPERCONTINENT IN THE POLAR URALS: FIRST U/Pb (LA-ICP-MS) AND $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AGES OF THE YARKEU COMPLEX

I. D. Sobolev^{a, #}, A. S. Novikova^b, I. V. Vikentyev^a, V. S. Sheshukov^b, A. S. Dubensky^b, A. V. Travin^c, D. A. Varlamov^d, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a

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

^b*Geological institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

^d*Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

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

In the Polar Urals, there are few small granitoid intrusions (Yarkeu, Yuyu and Pogurei complexes), which are usually associated with the Ural collision. Their Carboniferous–Early Permian age, in most cases, is based on methodologically outdated K/Ar dates, and is also assumed from field geological relationships. We have studied the monzonitoids of the Yarkeu petrotypical pluton, one of the largest such intrusions, and for the first time obtained Late Precambrian U–Pb LA-ICP-MS (zircon) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (amphibole) ages of 687 ± 3 , 669 ± 8 Ma years, respectively. Water-saturated fluid regime (presence of magmatic amphibole and high water content in it, 4.5–5.6 wt %), hypabyssal formation conditions ($P = 2.1–3.5$ kbar, $T = 871–960^\circ\text{C}$), features of the chemical composition of monzonitoids (low TiO_2 (0.6–0.8 wt %) and CaO (3.6–6.3 wt %) contents, high Al_2O_3 (16.6–18.0 wt %) and K_2O (1.7–4.6 wt %), enrichment in large-ion lithophile elements relatively high field strength and rare earth elements, Ta–Nb minimum and Pb maximum), as well as metallogenic specialization in Cu and Mo ($\pm\text{Pb}$, Hg, Au), indicate the formation of the rocks of the Yarkeu complex in a subduction-related setting in a fairly thick continental crust. Isotopic clocks in these monzonitoids captured two stages of the assembly of the Pangea supercontinent: the earliest stage in the Late Precambrian, when monzonitoids were formed on the active Bolshezemel margin of Arctica, and one of the final stages in the Middle to Late Carboniferous, when the rocks underwent metamorphism due to the closure of the Paleo-Ural ocean and the onset of collision between Arkt-Laurussia and Siberia.

Keywords: Late Precambrian, island-arc and collisional magmatism, Polar Urals, U/Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Pangea, active Bolshezemel margin of Arctica, monzonites of the Yarkeu complex

УДК 551.14:550.4

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ НИЖНИХ ЧАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ В РАЙОНЕ ВЕРХНЕ-МУНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

© 2023 г. Академик РАН В. С. Шацкий^{1,2,3,*}, А. Л. Рагозин^{1,2}, Ч. Ванг⁴, В. Су⁴,
А. А. Ильин¹, М. В. Колесниченко¹

Поступило 26.10.2022 г.

После доработки 30.10.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

Изучение ксенолитов коровых пород из кимберлитовой трубки Новинка (Верхне-Мунское кимберлитовое поле) показало, что кора на разных уровнях сложена пироксеновыми, гранат-пироксеновыми кристаллическими сланцами и гранат-пироксеновыми гнейсами. Структуры распада в пироксенах и амфиболах, каемки граната вокруг зерен ильменита и пироксенов свидетельствуют о том, что минеральные ассоциации кристаллических сланцев образовались при остывании пород при постоянном давлении. *PT*-параметры равновесия свидетельствуют о том, что гранат-пироксеновые кристаллические сланцы присутствуют в средней коре ($P = 7\text{--}8$ кбар), в то же время гранат-пироксеновые гнейсы могут рассматриваться как породы нижней коры ($P = 9\text{--}10.1$ кбар). Впервые в ксенолитах кристаллических сланцев установлен содалита, свидетельствующий о присутствии на заключительных стадиях охлаждения пород рассолов с высокой концентрацией NaCl. Определения U–Pb-возраста цирконов свидетельствуют о неогархейском (2.7 млрд лет) тектоно-термальном этапе, сопровождавшемся плавлением коры. В гранат-пироксеновых гнейсах слабо проявлен этап 1.9 млрд лет. Полученные данные подтверждают сделанное ранее заключение о вертикальной и латеральной неоднородности коры Якутской алмазоносной провинции и об отсутствии зависимости между степенью переработки коры, и ее пространственным расположением относительно главных коллизионных зон Сибирского кратона.

Ключевые слова: нижняя кора, кимберлит, ксенолит, U–Pb-датирование цирконов, возраст протолитов, условия метаморфизма, тектоно-термальные этапы

DOI: 10.31857/S2686739722602393, EDN: SQZJYF

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время преобладающей является точка зрения, согласно которой амальгамация Сибирского кратона произошла в палеопротерозое (1.9–1.8 млрд лет) [1]. С этим этапом отождествляется окончательное формирование ниж-

ней коры Сибирского кратона, обусловленное коллизией Далдынского, Маганского и Мархинского террейнов [2]. Однако полученные ранее данные по исследованию ксенолитов нижнекоровых пород из различных кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции [3], свидетельствуют о том, что этап 1.8–2.0 млрд лет не проявлен в цирконах из нижнекоровых ксенолитов Верхне-Мунского кимберлитового поля, которое расположено рядом с предполагаемой коллизионной зоной, отделяющей Далдынский и Мархинский террейны [1] (рис. 1). В то же время этот этап фиксируется в цирконах из ксенолита мафического гранатового гранулита трубки Ботуобинская Накынского кимберлитового поля, расположенного в пространственном удалении от известных коллизионных зон. Эти данные ставят фундаментальный вопрос о связи процессов модификации и становления нижней коры Анабарской тектонической провинции с этапами

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

⁴Государственная ключевая лаборатория по изучению месторождений полезных ископаемых, Школа наук о Земле и инженерии, Нанкинский университет, Нанкин, Китай

*E-mail: shatsky@igm.nsc.ru

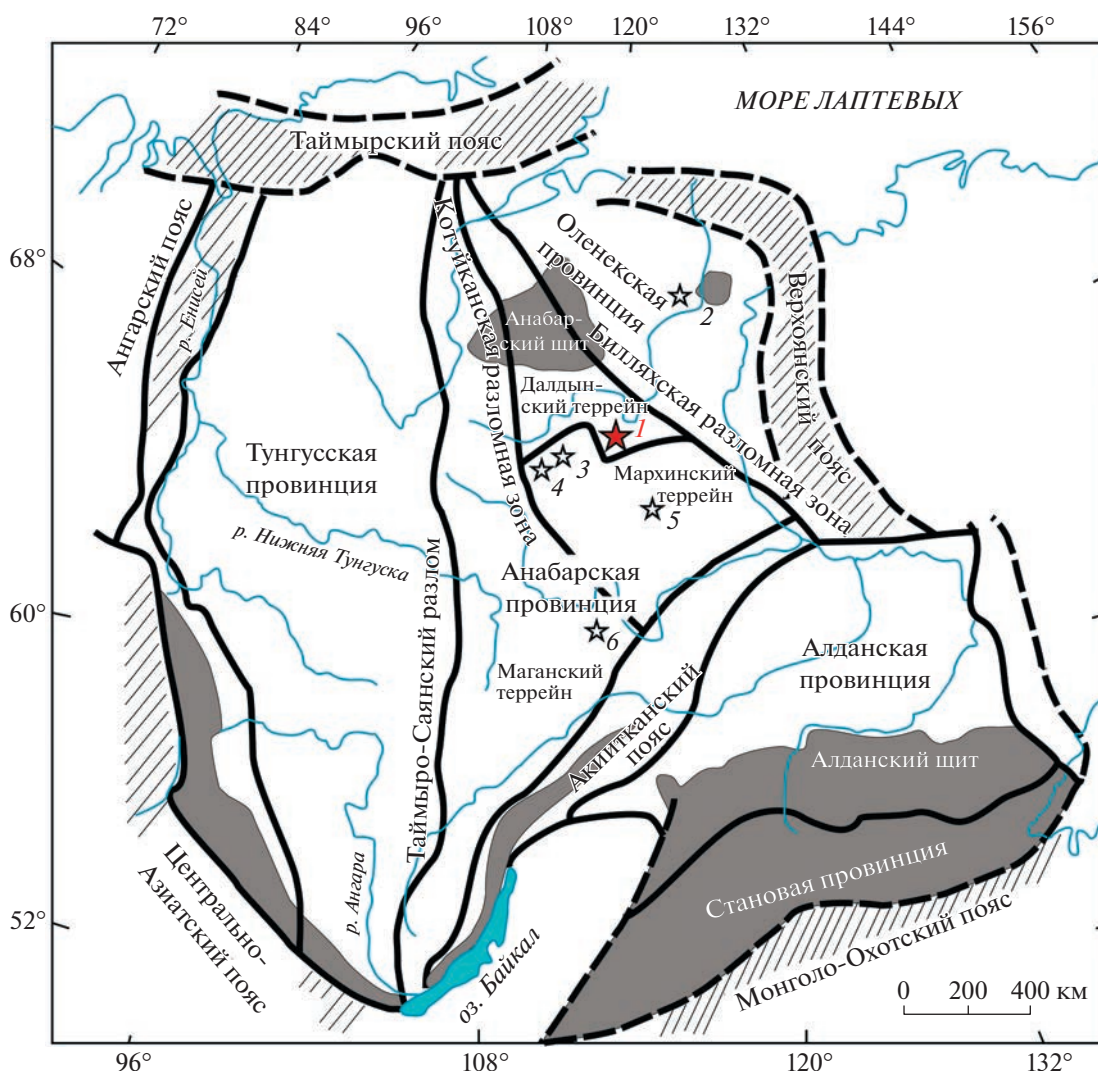


Рис. 1. Основные структурные элементы Сибирского кратона (по [1, 20]). Серым цветом показаны выходы докембрийских пород, звезды – кимберлитовые поля: 1 – Верхне-Мунское кимберлитовое поле (трубка Новинка), 2 – Куойское кимберлитовое поле (трубки Обнаженная, Второгодница, Оливиновая), 3 – Далдынское кимберлитовое поле (трубки Удачная, Зарница), 4 – Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (трубки Айхал, Юбилейная, Сытыканская), 5 – Накынское кимберлитовое поле (трубки Нюрбинская, Ботуобинская), 6 – Малоботуобинское кимберлитовое поле (трубка Мир).

коллизии террейнов Сибирского кратона, а также о времени его формирования. Обобщение изотопно-геохимических данных показывает, что в земной коре Анабарской тектонической провинции отсутствует возрастная стратификация [4]. Она состоит из в различной степени переработанных палеоархейских и ювенильных протерозойских пород на разных уровнях. Вертикальная и латеральная гетерогенность коры заставляет с осторожностью распространять данные, полученные по ксенолитам одной кимберлитовой трубки на весь террейн [4]. В этой связи для уточнения строения и эволюции коры в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля нами проведено исследование коровых пород и определен U–Pb-

возраст цирконов из ксенолитов кимберлитовой трубки Новинка, расположенной в шести километрах юго-западнее трубки Заполярная, ксенолиты которых были исследованы нами ранее [3].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав минералов (концентрации главных элементов) определялся в ИГМ СО РАН с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа с использованием электронного микроскопа “JEOL” JXA 8100 (локальность пучка 2 мкм при силе тока 20 нА и напряжении 15 кВ). Концентрации главных элементов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентно-

Таблица 1. Валовый состав пород из исследованных ксенолитов (мас. %) по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Sr	Zr	Ba	ППП	Сумма
Н-19-3	40.98	0.64	16.74	5.93	0.07	4.67	14.90	6.62	1.28	0.16	0.10	0.01	0.06	6.14	98.31
Н-19-28	42.58	0.79	15.51	9.28	0.14	5.45	14.06	5.35	1.02	0.30	0.10	0.01	0.10	3.84	98.52
Н-19-31	41.36	1.02	16.25	13.39	0.15	6.69	12.63	3.17	1.11	0.28	0.10	0.01	0.05	3.54	99.74
Н-19-29	58.38	0.61	16.44	6.27	0.08	6.39	4.29	3.50	2.34	0.17	0.12	0.01	0.08	1.49	100.18
Н-19-37	58.55	0.64	16.51	5.98	0.07	6.47	4.15	3.35	2.34	0.17	0.12	0.01	0.08	1.53	99.97

Примечание. ППП – потери при прокаливании.

го анализа на спектрометре Bruker S4 Pioneer в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” СО РАН (г. Иркутск).

Определение микроэлементного состава выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT (“Finnigan” MAT) в ЦКП МИИ СО РАН (Новосибирск) и на масс-спектрометре высокого разрешения с двойной фокусировкой ELEMENT 2 (“Finnigan” MAT) в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” СО РАН (Иркутск). In situ U–Pb-изотопный и микроэлементный анализы цирконов проводились в Государственной ключевой лаборатории по изучению месторождений полезных ископаемых Нанкинского университета (Нанкин, Китай). Зерна циркона были выделены из пород с помощью стандартной методики магнитной и плотностной сепарации немагнитных тяжелых фракций. Зерна циркона были залиты эпоксидной смолой и отполированы до центральных областей зерен. Католюминесцентные (КЛ) изображения циркона были получены с помощью детектора Oxford Centaurus на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430VP с использованием ускоряющих напряжений 12–15 кВ и тока электронного пучка ~0.5 нА в ИГМ СО РАН. Изотопный состав U и Pb в цирконах анализировали с использованием ИСП-МС “Thermo Scientific” iCAP RQ, подключенного к системе лазерной абляции Geolas 193 нм. Аналитические процедуры были аналогичны описанным [5]. Все расчеты возраста U–Th–Pb и построение диаграмм с конкордиями выполнены с использованием программы ISOPLOT/Ex (вер. 4.15; [6]).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Имеющаяся коллекция ксенолитов включает 11 образцов. Из них два образца – гранат-пироксеновые гнейсы (Н-19-29, Н-19-37), по составу отвечающие диориту (табл. 1). Гнейсы имеют порфиробластовую структуру (рис. 2). Минеральная ассоциация включает Pl + Crx + Opx + Kfs + + Qz + Grt + Amp + Bt + Ilm + Ap. Размер зерен

варьирует от 0.1 до 2.4 мм. В клинопироксене наблюдаются ламели ортопироксена, в плагиоклазе – вросстки калиевого полевого шпата, в ортоклазе – вросстки плагиоклаза. В кварце наблюдается большое количество включений жидкой углекислоты (по данным Рамановской спектроскопии). Плагиоклаз по составу отвечает андезину (табл. 2). Ортопироксен незонален. Железистость разных зерен варьирует от 37 до 41%. Содержание Al₂O₃ у ортопироксенов лежит в интервале от 1.78 до 2.29%. У клинопироксенов наблюдается зональность, выраженная в уменьшении величины железистости от 32 до 30%. Гранат демонстрирует слабую регрессивную зональность. Железистость меняется от 65 до 68%.

Остальные ксенолиты, за исключением образца Н-19-28, представлены в разной степени измененными гранатовыми и безгранатовыми кристаллическими сланцами. Анализы наименее измененных кристаллических сланцев показывают низкие содержания SiO₂ при высоких содержаниях щелочей (табл. 1), что может свидетельствовать об их кумулятивной природе. Минеральные ассоциации в кристаллосланцах включают Pl + Crx + Sod + Opx + Ilm + Ap ± Kfs ± ± Amp ± Grt ± Scp ± Bt (рис. 2 г). По модальному составу породы отвечают фойд-монцогаббро. Структура пород порфиробластовая. Размер зерен варьирует от 0.1 до 4 мм. Размер порфиробластов плагиоклаза достигает 4 мм, в то же время размер зерен клинопироксена и ортопироксена не превышает 2 мм. В пироксенах наблюдаются ламели ортопироксена, а в ортопироксене – клинопироксена. В порфиробластах амфибола так же присутствуют структуры распада. Структуры распада в пироксенах и амфиболах, а также структурные особенности пород, указывают на их первично-магматическое происхождение. Ортопироксен часто замещен мелкозернистым агрегатом, плеохраирующим от коричневого до зеленовато-желтого цветов. Судя по результатам анализов агрегат состоит из смеси талька и биотита. В клинопироксене наблюдаются ламели ортопироксена. В плагиоклазе присутствуют вросстки калиевого полевого шпата. Гранат образует каемки вокруг

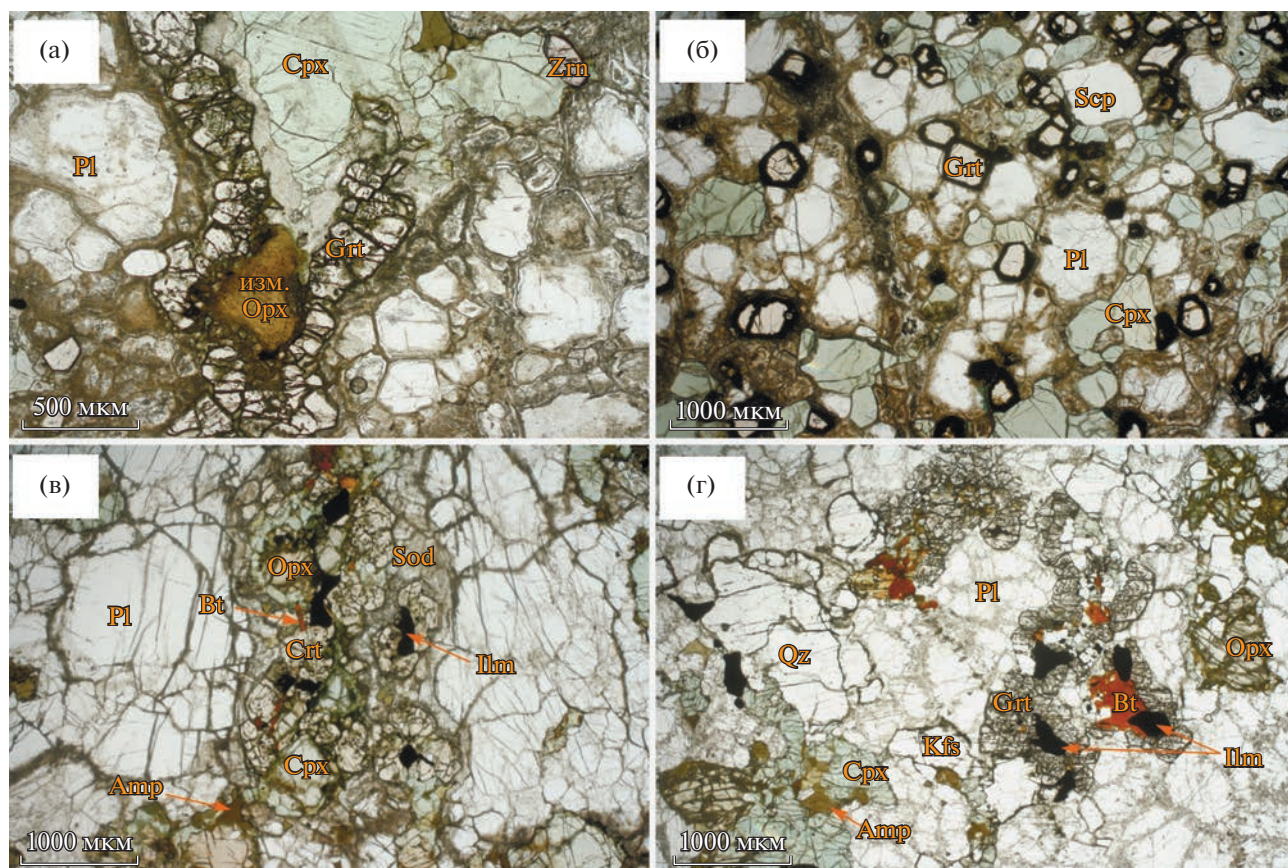


Рис. 2. Петрографические особенности изученных коровых ксенолитов (проходящий поляризованный свет): (а) — образец Н-19-3, (б) — образец Н-19-28, (в) — образец Н-19-31, (г) — образец Н-19-37. Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Grt — гранат, Zrn — циркон, Scp — скаполит, Bt — биотит, Sod — содалит, Amp — амфибол, Qz — кварц, Орх — ортопироксен, изм. Орх — измененный ортопироксен.

зерен рудного минерала, ортопироксена и клинопироксена (рис. 2 а, в). Содалит встречается в участках шлифа, сложенных фемическими минералами (рис. 2 в). В гранате наблюдаются многочисленные включения пироксена и амфиболов. Приведенные в табл. 2 составы минералов кристаллических сланцев близки к составам минералов в гранат-пироксеновых гнейсах.

Минеральная ассоциация гранатового гранулита Н-19-28 (Cpx + Grt + Pl + Sod + Rt) отличается от других кристаллических сланцев, хотя по валовому составу он близок к ним и так же характеризуется высоким содержанием натрия (табл. 1). В нем отсутствуют водосодержащие минералы. Структура породы гранобластовая (рис. 2 б). Вокруг гранатов развиваются келифитовые каймы. Клинопироксены характеризуются повышенным содержанием натрия (табл. 2). Наблюдается развитие содалита по плагиоклазу. Плагиоклаз, в отличие от плагиоклазов кристаллических сланцев и гнейсов, представлен олигоклазом (An-20).

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) близкое у всех типов пород (рис. 3 а). Отно-

шение La_N/Yb_N варьирует в интервале от 8 до 14. У гранат-клинопироксенового гнейса Н-19-37 и гранат-пироксенового кристаллического сланца Н-19-31 наблюдается достаточно сильная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/^*Eu$ 0.77 и 0.7 соответственно). Распределение РЗЭ у сланца Н-19-3 и гнейса Н-19-29 очень похоже, также как у гнейса Н-19-37 и сланца Н-19-31 (рис. 3 а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3 б) породы так же демонстрируют схожий характер распределения рассеянных элементов. Для них характерны отрицательные аномалии по Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, Р и положительная аномалия по стронцию.

Для оценки *PT*-параметров равновесия пород использовались Grt–Cpx [7], Grt–Hbl [8], Cpx–Orх [9], Pl–Hbl [10] геотермометры. Давление оценивалось по Grt–Hbl–Pl [11], Hb–Pl [12], Grt–Orх [13] барометрам.

Как видно из данных табл. 3, наблюдается значительный разброс в величинах температур равновесия, рассчитанных по разным геотермометрам. Температуры по Grt–Cpx-термометру [7] близки к значениям температур, полученных при

Таблица 2. Состав породообразующих и аксессуарных минералов (мас. %) по данным рентгеноспектрального микроанализа

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	SO ₃	Сумма
Н-19-37	Срх с	52.3	0.30	2.73	0.12	9.07	0.09	13.0	21.6	0.75	0.08	—	—	—	100.1
	Срх г	52.6	0.28	2.68	0.03	8.67	0.10	13.2	21.8	0.78	0.03	—	—	—	100.2
	Орх с	51.6	0.04	2.17	0.03	24.4	0.33	20.8	0.45	0.04	0.00	—	—	—	99.9
	Орх г	51.9	0.03	1.91	0.00	24.4	0.34	20.8	0.42	0.07	0.00	—	—	—	99.9
	Grt с	38.9	0.06	21.4	0.04	25.5	0.62	7.79	6.16	0.04	0.01	—	—	—	100.5
	Grt г	38.8	0.04	21.5	0.03	26.0	0.73	7.10	6.34	0.02	0.00	—	—	—	100.5
	Hbl	42.1	2.37	11.8	0.05	14.5	0.07	11.8	11.7	1.45	1.95	—	—	—	97.7
	Pl	60.9	0.04	24.9	0.00	0.11	0.00	0.00	7.01	6.94	0.52	—	—	—	100.5
	Kfs	64.9	0.02	18.9	0.00	0.05	0.00	0.00	0.34	0.39	15.9	—	—	—	100.5
	Bt	37.4	4.89	13.7	0.05	14.5	0.01	15.3	0.04	0.16	10.1	—	—	—	96.2
Н-19-31	Срх с	51.3	0.21	2.96	0.00	9.03	0.11	13.2	22.0	0.90	0.01	—	—	—	99.7
	Срх г	51.2	0.40	3.09	0.05	9.72	0.11	13.3	21.5	0.87	0.11	—	—	—	100.3
	Орх	52.9	0.02	1.87	0.01	22.8	0.27	22.1	0.40	0.03	0.00	—	—	—	100.4
	Grt с	39.1	0.04	21.4	0.00	25.7	0.87	7.32	6.59	0.01	0.01	—	—	—	101.0
	Grt г	38.4	0.22	20.2	0.02	25.7	0.86	6.92	6.74	0.02	0.80	—	—	—	99.8
	Hblс	42.1	1.95	11.3	0.04	14.9	0.07	11.8	11.9	1.31	1.73	—	—	—	97.1
	Hblг	42.2	1.87	11.6	0.03	15.2	0.07	11.9	11.8	1.38	1.75	—	—	—	97.8
	Pl	58.2	0.01	25.6	0.00	0.10	0.00	0.00	7.88	7.71	0.49	—	—	—	100.0
	Bt	36.5	4.40	14.4	0.04	14.1	0.02	15.7	0.00	0.18	9.71	—	—	—	95.1
	Sod	37.2	0.01	31.6	—	0.16		0.01	1.29	25.00	0.10	6.43	0.26	0.02	100.8
Н-19-29	Срх с	52.0	0.32	3.23	0.01	8.86	0.11	12.9	21.8	0.88	0.01	—	—	—	100.1
	Срх г	52.2	0.27	3.00	0.00	9.20	0.11	13.3	21.4	0.70	0.01	—	—	—	100.2
	Орх с	51.9	0.04	1.91	0.04	24.5	0.37	20.6	0.43	0.03	0.03	—	—	—	100.1
	Орх г	51.6	0.02	2.03	0.01	25.1	0.42	19.9	0.40	0.00	0.01	—	—	—	99.8
	Grтс	38.7	0.03	21.2	0.04	26.3	1.09	6.75	6.33	0.00	0.00	—	—	—	100.5
	Grтг	38.6	0.10	21.0	0.07	26.5	1.18	6.48	6.35	0.05	0.01	—	—	—	100.4
	Hblс	42.1	1.74	11.6	0.08	13.6	0.07	11.9	11.6	1.59	1.83	—	—	—	96.2
	Hblг	42.5	2.06	12.0	0.19	15.0	0.07	12.0	11.7	1.44	1.95	—	—	—	99.0
	Pl	60.6	0.00	24.9	0.00	0.12	0.03	0.00	7.28	6.89	0.59	—	—	—	100.4
	Bt	36.5	5.22	13.7	0.03	15.4	0.03	14.1	0.01	0.17	10.2				95.4
	Kfs	63.3	0.21	18.3	0.00	0.10	0.01	0.01	0.09	0.50	16.4				98.9
Н-19-3	Срх	51.6	0.16	2.84	0.04	10.8	0.22	12.8	20.9	0.95	0.01	—	—	—	100.3
	Срх г	51.2	0.21	3.27	0.04	10.0	0.21	12.5	21.4	1.01	0.00	—	—	—	99.8
	Орх	51.5	0.06	2.24	0.01	24.8	0.49	20.2	0.46	0.04	0.02	—	—	—	99.8
	Grt	38.1	0.03	21.3	0.00	24.9	1.30	7.66	6.85	0.03	0.01	—	—	—	100.1
	Hbl	41.4	1.57	12.0	0.05	15.2	0.12	11.7	11.8	1.43	1.93	—	—	—	97.2
	Pl	59.4	0.00	25.2	0.00	0.10	0.00	0.00	7.31	7.26	0.54	—	—	—	99.8
	Bt	36.9	4.06	14.1	0.07	16.7	0.04	13.9	0.27	0.33	9.80				96.2
	KFs	62.0	0.36	18.3	0.00	0.14	0.00	0.01	0.05	0.55	15.4				96.8

Таблица 2. Окончание

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	SO ₃	Сумма
Н-19-28	Срх с	50.6	0.56	6.02	0.07	8.52	0.04	10.9	19.4	2.83	0.00	—	—	—	99.0
	Срх г	51.2	0.54	5.93	0.07	8.43	0.03	11.5	19.6	2.74	0.03	—	—	—	100.0
	Grt с	39.6	0.08	21.8	0.02	22.3	0.46	9.95	6.20	0.00	0.00	—	—	—	100.4
	Grt г	39.5	0.08	21.8	0.01	22.3	0.46	9.97	6.20	0.00	0.00	—	—	—	100.3
	Pl	63.1	0.03	22.7	0.00	0.42	0.00	0.00	4.44	8.93	0.36	—	—	—	99.9
	Kfs	63.7	0.14	18.5	0.00	0.04	0.01	0.00	0.06	1.19	15.1	—	—	—	98.7
	Hbl	44.0	1.67	10.2	0.09	14.1	0.12	12.2	12.3	1.48	1.68	—	—	—	97.8

Примечание. Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Grt – гранат, Bt – биотит, Sod – содалит, Hbl – амфибол (роговая обманка), Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Kfs – калиевый полевой шпат, с – центральная часть зерна, г – краевая часть зерна.

Таблица 3. Рассчитанные параметры равновесия (давление (P) и температура (T)) исследованных пород

Образец	T°C, (P = 10 кбар)				P, кбар (T = 750°C)		
	EG79 (Grt-Cpx)	R00 (Grt-Hbl)	P08 (Cpx-Orpx)	HB94 (Pl-Hbl)	DHP00 (Grt-Hbl-Pl(Qtz))	M15 (Hbl-Pl)	H84 (Grt-Orpx)
Н-19-37	749	811	804	793	9.4	7.9	10.1
Н-19-29	743	739	864	864	9.7	9.2	10.0
Н-19-31	696	701	797	745	—	8.0	9.1
Н-19-3	796	757	833	750	—	7.1	10.9
Н-19-28	796	—	—	—	—	—	—

Примечание. Используемые геотермометры – EG79 – [7], R00 – [8], P08 – [9], HB94 – [10], DHP00 – [11], M15 – [12], H84 – [13].

использовании Срх–Орх-термометра (800–860°C). Большинство значений температур, полученных с применением разных геотермометров, попадают в интервале 700–800°C. Температуры равновесия, рассчитанные по Pl–Hbl-геотермометру у

кристаллических сланцев, систематически ниже, чем у гранат-пироксеновых гнейсов.

Величины давлений (табл. 3) для гранат-пироксеновых гнейсов лежат в интервале 8.0–10.1 кбар. Для гранат-пироксеновых кристаллосланцев ве-

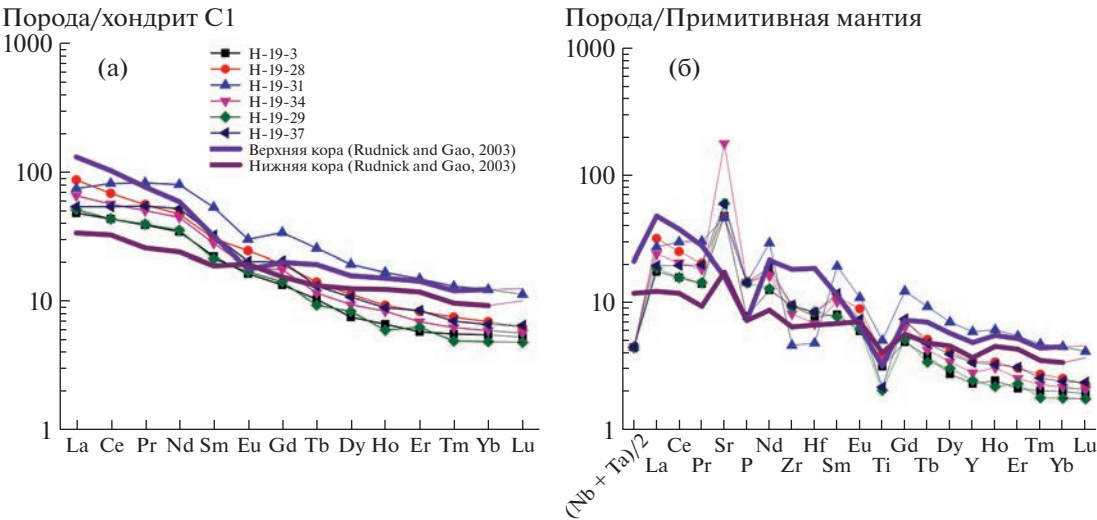


Рис. 3. Диаграммы распределения редких элементов, нормализованные на хондрит C1 (а) и на примитивную мантию (б).

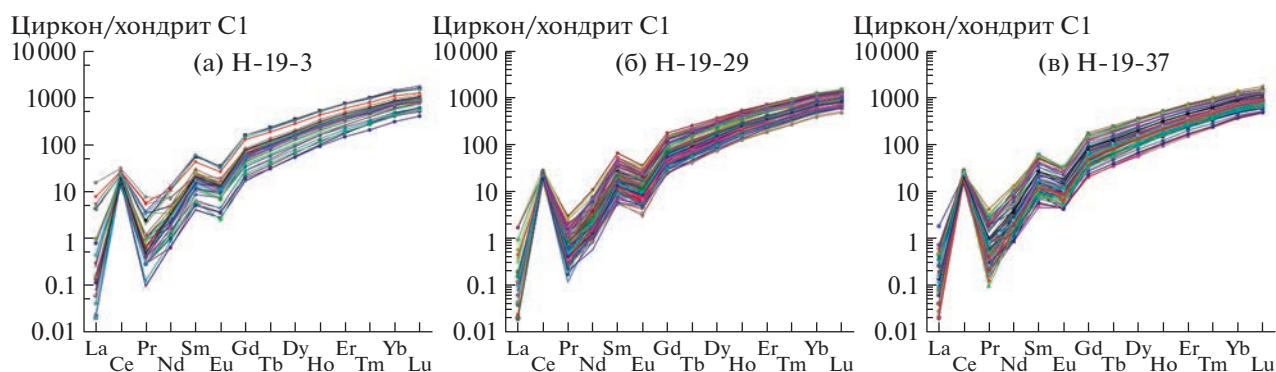


Рис. 4. Нормализованные на хондрит распределения РЗЭ в зернах цирконов из ксенолитов, в которых измерялись изотопные отношения U и Pb: (а) — образец Н-19-3, (б) — образец Н-19-29, (в) — образец Н-19-37.

личина давления, оцененная по Grt–Hbl-барометру, лежит в интервале 7.1–8.0 кбар. Давление по гранат-ортопироксеновому барометру 9.1–10.9 кбар. Однако надо принимать во внимание, что в этом геобарометре используется зависимость растворимости Al_2O_3 в ортопироксене, равновесном с гранатом. Как говорилось выше, гранат появляется в кристаллических сланцах при охлаждении пород в условиях постоянного давления. Наблюдаются каемки граната вокруг ортопироксена. В то же время у ортопироксенов отсутствует зональность по содержанию алюминия. Поэтому мы считаем, что равновесие граната с ортопироксеном не достигалось.

Для определения возраста из образца гранат-пироксенового сланца Н-19-3 и образцов гранат-пироксеновых гнейсов Н-19-29, Н-19-37 были извлечены зерна циркона. Циркон встречается в виде призматических и округлых зерен (отношение длина/ширина варьирует от 2.7 до 1). Th/U-отношения у цирконов из образца Н-19-3 варьируют в интервале 0.12–0.72, в образце Н-19-29—0.15–0.7, в образце Н-19-37—0.13–0.91. Такие высокие отношения не характерны для цирконов из метаморфических пород, в то же время они типичны для цирконов из ксенолитов коровых пород в кимберлитовых трубках Якутской алмазносной провинции [4]. Цирконы из всех трех образцов демонстрируют распределение РЗЭ, типичное для цирконов из магматических пород (рис. 4). Они характеризуются крутым наклоном в области тяжелых РЗЭ (Yb/Gd 7–28), отрицательной Eu-аномалией (0.22–0.94) и положительной Ce-аномалией. Отсутствуют цирконы с характерным для равновесия с гранатом распределением тяжелых РЗЭ.

Большинство цирконов из образцов гранат-пироксеновых гнейсов (Н-19-37 и Н-19-29) на КЛ-топограммах показывают осцилляторную зональность (рис. 5 г–и). У них наблюдается ярко люминесцирующая кайма. Кроме того, у ряда зе-

рен области с осцилляторной зональностью замещаются однородными слабо люминесцирующими областями. Большинство цирконов из образца гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-3 показывают слабую зональность (рис. 5 ф–в). Редко встречаются зерна с осцилляторной зональностью. У всех зерен, как и у цирконов из образцов гранат-пироксеновых гнейсов, отмечается узкая ярко люминесцирующая кайма.

Из образца Н-19-3 было проанализировано 26 зерен цирконов. Большинство зерен с величиной дискордантности ($\text{Dis} = (1 - {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} - \text{Возраст}/{}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} - \text{Возраст}) \times 100$) меньше 2 дают среднее значения возраста 2717 ± 7.5 млн лет. Разброс конкордантных возрастов лежит в интервале 2765–2607 млн лет (рис. 6 а). На графике плотности распределения вероятности имеется два пика (рис. 6 б). Главный пик отвечает возрасту 2736 млн лет. Анализ сильно люминесцирующих каемок цирконов показал, что они характеризуются низкими содержаниями свинца, в отличие от слабо люминесцирующих областей. Так, в зерне циркона из образца Н-19-3 (рис. 5 а) центральная часть содержит 43 ppm свинца, в то время как ярко люминесцирующая область — 2 ppm. В ярко люминесцирующей области и значительно более низкие содержания U и Th. Th/U-отношения во внешней области составляют величину 0.12, во внутренней — 0.56. В то же время обе области имеют практически одинаковые конкордантные значения абсолютных возрастов — 2725 ± 24 и 2736 ± 79 млн лет соответственно (рис. 5 а).

Из образца Н-19-29 проанализировано 84 зерна. 38 анализов показывают величину дискордантности больше 2. Конкордантные значения возраста лежат в интервале 2790–2405 млн лет (рис. 6 в). На диаграмме с конкордией дискордия дает верхнее пересечение 2704 ± 13 млн лет и нижнее пересечение 1949 ± 130 млн лет. У одного зерна яркая люминесцирующая область показывает конкордантное значение возраста 2739 ± 27 млн лет.

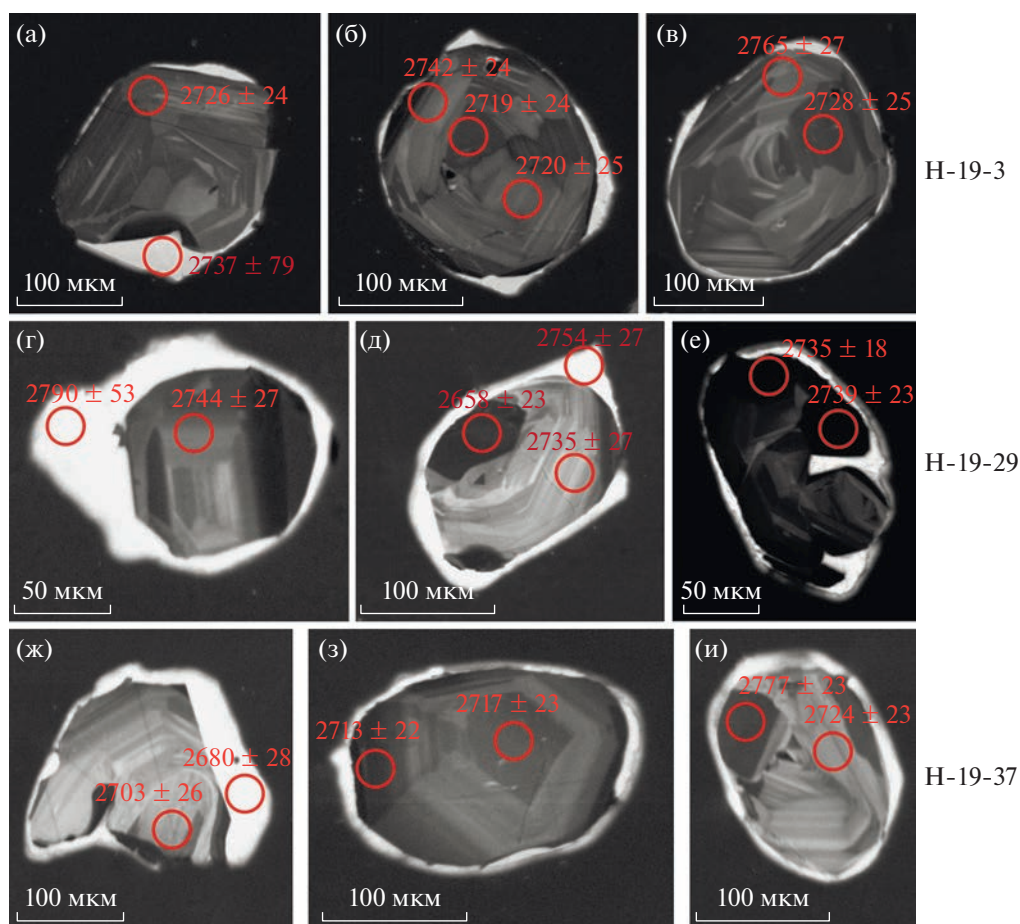


Рис. 5. Представительные катодолюминесцентные топограммы цирконов из исследованных ксенолитов: (а) — образец Н-19-3, (б) — образец Н-19-29, (в) — образец Н-19-37.

На графике плотности распределения вероятности пик отвечает возрасту 2734 млн лет (рис. 6 г).

Из образца Н-19-37 проанализировано 51 зерно. Практически все зерна демонстрируют осцилляторную зональность. Анализы с дискордантностью меньше двух дают возраста в интервале 2776 ± 23 – 2504 ± 28 млн лет (рис. 6 д). Дискордия дает верхнее пересечение 2680 ± 17 млн лет и нижнее 1920 ± 140 млн лет. Ярко люминесцирующие каемки дают дискордантные возраста, хотя все они близки к возрасту 2.7 млрд лет. На графике плотности распределения вероятности главный пик отвечает возрасту 2712 млн лет (рис. 6 е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структуры распада в пироксенах и амфиболах изученных пород свидетельствуют о магматической природе их протолитов [14]. Ранее аналогичный вывод был сделан в отношении ксенолитов мафических гранатовых гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная [15]. С процессом остывания при постоянном давлении связано и появле-

ние разновидностей с гранатом. В изученных ксенолитах гранат-пироксеновых кристаллических сланцев наблюдаются каемки гранатов, развивающиеся вокруг пироксенов и рудных минералов (рис. 2 а, в). Отметим, что в цирконах, демонстрирующих осцилляторную зональность, установлены включения клинопироксенов, плагиоклазов, биотита и амфиболов, имеющих состав, близкий к составу минералов пород, из которых были извлечены цирконы (табл. 4). Наличие осцилляторной зональности в цирконах и характер распределения РЗЭ свидетельствуют об их магматическом происхождении. На этом основании можно сделать вывод, что водосодержащие минералы в породах не являются вторичными, а кристаллизовались на заключительных этапах магматической стадии. Особенно следует отметить наличие включения содалита в цирконе из образца гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-3. Содалит присутствует во всех кристаллосланцах как с гранатом, так и без граната. В наименее измененном образце гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-31 содалит отмечается только в участках

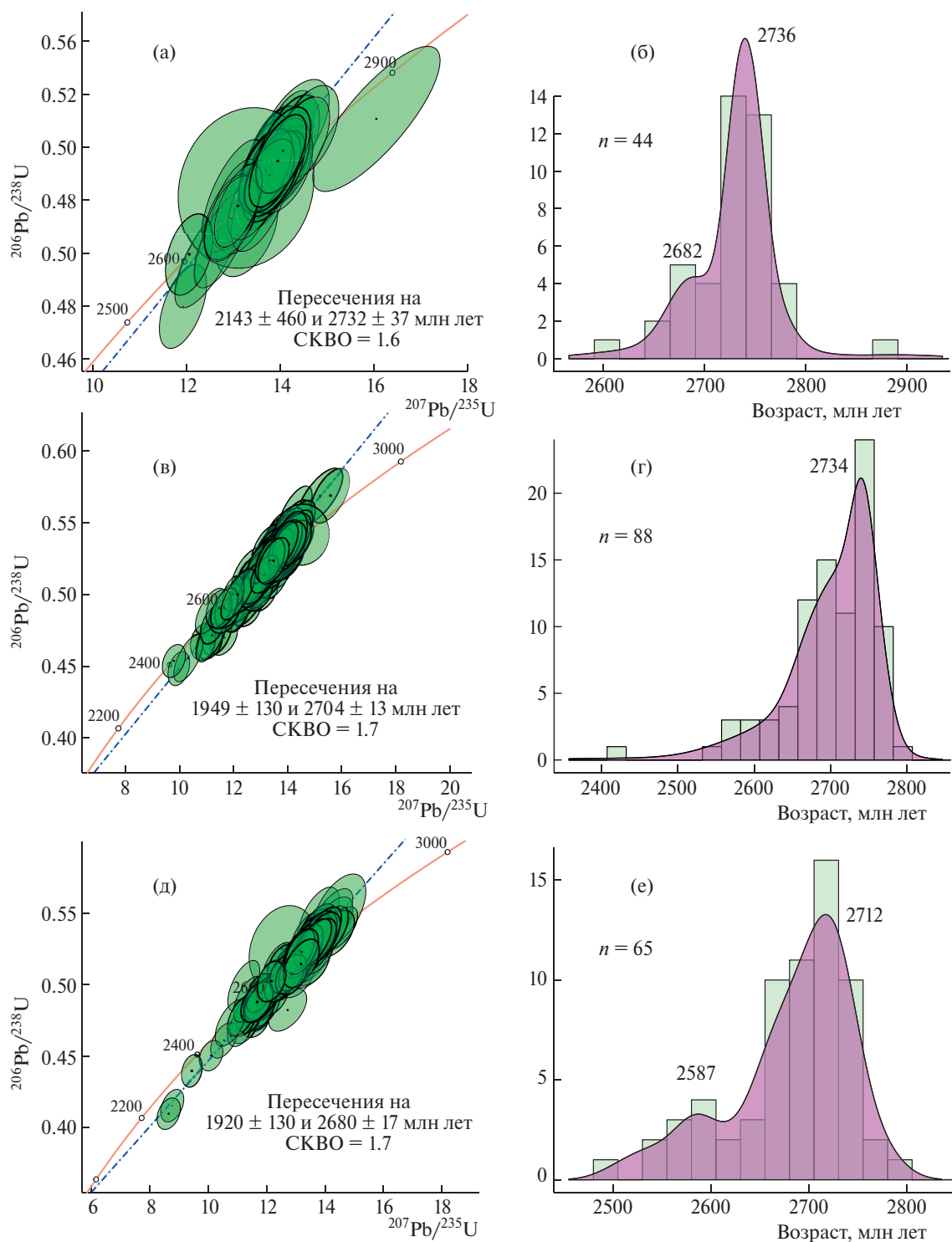


Рис. 6. Диаграммы с конкордией (слева) и графики распределения относительной вероятности возрастов (справа) для исследованных цирконов: (а, б) – образец Н-19-3, (в, г) – образец Н-19-29, (д, е) – образец Н-19-37. СКВО – средне-квадратичное отклонение.

шлифа сложенных, главным образом, фемическими минералами, включающими гранат. В областях, сложенных только зернами плагиоклаза, содалит отсутствует. В отдельных местах он

окаймляет участки, сложенные мафическими минералами (рис. 2 в). В то же время наблюдается замещение зерен плагиоклаза содалитом. В образце мафического гранулит Н-19-28 содалит

Таблица 4. Составы минералов-включений в цирконах (мас. %) по данным рентгеноспектрального микроанализа

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Н-19-3	Bt	37.1	0.80	17.3	0.01	13.8	0.09	15.6	0.04	0.43	9.87	99.0
	Bt	37.3	1.34	16.2	0.04	15.0	0.05	14.7	0.20	0.35	9.73	98.9
	Bt	47.1	2.28	18.6	0.03	10.9	0.02	8.19	2.50	1.26	7.09	101.9
	Bt	40.5	2.88	14.3	0.07	12.6	0.08	11.8	4.18	1.62	7.97	99.9
	Sod	38.3	0.02	29.2	0.03	0.2	0.00	0.0	1.54	22.7	0.08	92.1
	Amp	44.5	1.60	12.0	0.09	13.7	0.13	10.6	11.58	1.27	1.78	97.2
	Amp	41.5	0.45	13.8	0.03	15.4	0.13	11.9	10.60	1.76	2.55	98.1
	Opx	52.3	0.02	1.59	0.04	23.8	0.52	20.8	0.39	0.00	0.03	99.5
Н-19-29	Kfs	62.0	0.05	19.0	0.03	0.08	0.00	0.38	1.74	1.81	11.8	96.9
	Opx	53.1	0.05	1.45	0.01	21.6	0.40	21.5	1.20	0.13	0.07	99.4
	Bt	36.9	1.76	14.7	0.19	13.8	0.05	15.4	0.01	0.38	9.69	96.9
Н-19-37	Cpx	52.5	0.17	2.31	0.01	7.81	0.10	13.3	22.0	0.74	0.02	99.0
	Pl	61.3	0.00	25.4	0.06	0.28	0.02	0.01	6.94	6.78	1.61	102.5
	Kfs	64.7	0.01	18.04	0.02	0.04	0.02	0.07	0.23	2.13	13.0	98.2

присутствует совместно со скаполитом. В этой связи следует отметить, что скаполит достаточно часто встречается в ксенолитах основных гранулитов кимберлитовой трубки Удачная [15]. В то же время содалит ранее не был отмечен в ксенолитах коровых пород из кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции. На основании имеющихся данных трудно сделать окончательное заключение о магматическом или метасоматическом происхождении содалита. Однако наличие содалита в породах свидетельствует о присутствии рассолов с высокой концентрацией NaCl на стадии его образования. Температуры равновесия пород, содержащих содалит, лежат в интервале 830–740°C (табл. 3). Следует отметить, что, согласно экспериментальным исследованиям верхний предел по давлению для содалита при температуре 750°C составляет около 7.5 кбар [16]. Согласно амфибол-плагноклазовому барометру [12] давление для образца кристаллического сланца Н-19-31 составляет 6.9 кбар, для образца Н-19-3–6.8 кбар. Для образца гранат-пироксенового кристаллосланца Н-19-28 давление не может быть оценено. В то же время величины давления для гранат-пироксеновых гнейсов по различным геобарометрам лежат в интервале 9.1–10.0 кбар, а температуры составляют 750–860°C.

Таким образом, мы можем заключить, что гранат-пироксеновые кристаллические сланцы отвечают уровню средней коры, в то время как гранат-пироксеновые гнейсы могут рассматриваться как представители более глубоких горизонтов коры. *РТ*-параметры равновесия гранат-пироксеновых гнейсов близки к таковым для ксенолитов гранат-пироксеновых гнейсов из расположенной рядом кимберлитовой трубки Заполярная [3].

Полученные возраста цирконов свидетельствуют о неархейском возрасте кристаллизации цирконов в гнейсах и кристаллическом сланце. Эти возраста аналогичны U–Pb-возрастам цирконов, полученных ранее для кимберлитовой трубки Заполярная [3]. Нижние пересечения дискордии на диаграмме с конкордией для гранат-пироксеновых гнейсов из кимберлитовой трубки Новинка могут интерпретироваться как этап потери свинца, имеющий возраст 1.9 млрд лет (рис. 6).

На графиках плотности распределения вероятности пик 2.7 млрд лет не характерен для цирконов из кимберлитовых трубок Алаakit–Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей [17–19]. Цирконы из ксенолитов этих кимберлитовых полей показывают главные пики 1.97–1.85 млрд лет. Пик 2.7 млрд лет проявлен только у цирконов из ксенолита двупироксенового гранулита среднего состава из кимберлитовой трубки Удачная [4].

Иная картина наблюдается у цирконов из коровых ксенолитов Накынского кимберлитового поля. На графике плотности распределения вероятности цирконы из ксенолитов гранулитов мафического и среднего составов из трубки Ботуобинская показывают самый сильный пик, отвечающий возрасту 2.7 млрд лет [3]. В то же время на графиках отсутствует пик 1.9 млрд лет. У коровых ксенолитов из расположенной на расстоянии 3.3 км от трубки Ботуобинская трубки Нюрбинская, наряду с пиком 2.7 млрд лет присутствует пик 1.9 млрд лет.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что в средней и нижней коре под Верхне-Мунским кимберлитовым полем фиксируется тектоно-термальный этап 2.7 млрд лет, сопровождавшийся плавлением коры и кристалли-

зацией цирконов. Этап 1.9 млрд лет, который наиболее сильно проявлен в коровых ксенолитах из кимберлитовых трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей, слабо проявлен и фиксируется локально в коре в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля только в цирконах гранат-пироксеновых гнейсов.

Ближе всего к Котуйканской коллизионной зоне расположено Алакит-Мархинское поле (рис. 1). В то же время Верхне-Мунское кимберлитовое поле расположено рядом с выделенной О.М. Розеном границей между Мархинским и Далдынским террейнами [1]. О.М. Розен трактует эту границу как коллизионную зону с возрастом около 2.3 млрд лет. Ранее нами было показано, что одни и те же тектоно-термальные этапы проявлены в Далдынском и Мархинском террейнах, что ставит под вопрос правомочность выделения Мархинского террейна. Проявление в цирконах, главным образом, неогарнейского тектоно-термального этапа и отсутствие свидетельств этапа с возрастом 2.3 млрд лет и слабое проявление этапа 1.9 млрд лет ставят на повестку вопрос о наличии коллизионной зоны между предполагаемыми Мархинским и Далдынским террейнами [3]. Результаты определения U–Pb-возраста и изотопного состава Hf цирконов свидетельствуют о том, что кора в районе Далдынского кимберлитового поля была переработана в большей степени по сравнению с корой Алакит-Мархинского поля [20], хотя Алакит-Мархинское поле расположено ближе к Котуйканской коллизионной зоне. Таким образом, имеющиеся на настоящее время данные не дают свидетельств зависимости проявления тектоно-термального этапа 1.9 млрд лет от положения кимберлитовых трубок относительно главных зон коллизии.

Полученные данные подтверждают сделанное ранее заключение о вертикальной и латеральной неоднородности коры Якутской алмазоносной провинции и отсутствие зависимости между степенью переработки коры и главными коллизионными зонами Сибирского кратона. Это дало основание высказать предположение, что установленные в коре Якутской кимберлитовой провинции тектоно-термальные этапы (2.9, 2.7 и 2–1.8 млрд лет) связаны с подъемом суперплюмов [4]. Полученные новые данные подтверждают это предположение.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Изотопные и геохимические исследования выполнены за счет гранта РНФ № 22-27-00195. Коллекция образцов собрана во время полевых исследований в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский краон: формирование, алмазоносность. Москва: Научный Мир, 2006. 210 с.
2. Koreschkova M., Downes H. The age of the lower crust of the central part of the Columbia supercontinent: a review of zircon data // *Gondwana Research*. 2021. V. 96. P. 37–55.
3. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Wang Q., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precambrian Research*. 2018. V. 305. P. 125–144.
4. Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: coupled or decoupled? // *Precambrian Research*. 2019. V. 332. P. 105388.
5. Wang X.L., Zhou J.C., Griffin W.L., Zhao G.C., Yu J.H., Qiu J.S., Zhang Y.J., Xing G.F. Geochemical zonation across a Neoproterozoic orogenic belt: Isotopic evidence from granitoids and metasedimentary rocks of the Jiangnan orogen, China // *Precambrian Research*. 2014. V. 242. P. 154–171.
6. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronological Center Special Publication*. 2012. № 5. P. 1–70.
7. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 71. № 1. P. 13–22.
8. Ravna E.K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer // *Lithos*. 2000. V. 53. № 3–4. P. 265–277.
9. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
10. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry // *Contributions to mineralogy and petrology*. 1994. V. 116. № 4. P. 433–447.
11. Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende–garnet–plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 140. № 3. P. 353–362.
12. Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Ferhstater G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al–Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // *Lithos*. 2015. V. 232. P. 286–305.
13. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ and CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. № 3. P. 665–696.
14. Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоуц Э., Козыменко О.А., Митюхин С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдыно-Алакитского района Якутской

- алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273–1289.
15. *Perchuk A.L., Sapegina A.V., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Shatsky V.S., Malkovets V.G.* Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Research*. 2021. V. 357. P. 106122.
 16. *Schneider J.B., Jenkins D.M.* Stability of sodalite relative to nepheline in NaCl–H₂O brines at 750°C: Implications for hydrothermal formation of sodalite // *The Canadian Mineralogist*. 2020. V. 58. № 1. С. 3–18.
 17. *Koreshkova M.Y., Downes H., Levsky L.K., Vladyskin N.V.* Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. № 10. P. 1857–1885.
 18. *Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y.* Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. 2016. V. 282. P. 1–20.
 19. *Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D.A., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V., Moine B.N.* Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: evidence from zircon U–Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 457. P. 149–159.
 20. *Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang Q., Wu M.* Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // *Precambrian Research*. 2022. V. 369. P. 106512.

FEATURES OF THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE LOWER PARTS OF THE CONTINENTAL CRUST OF THE YAKUTIAN DIAMONDIFEROUS PROVINCE IN THE AREA OF THE UPPER-MUNA KIMBERLITE FIELD

Academician of the RAS V. S. Shatsky^{a,b,c,#}, A. L. Ragozin^{a,b}, Q. Wang^d, W. Su^d,
A. A. Ilyin^a, and M. V. Kolesnichenko^a

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

^b*Novosibirsk State University Novosibirsk, Novosibirsk, Russian Federation*

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

^d*State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, China*

[#]*E-mail: shatsky@igm.nsc.ru*

Upper Muna kimberlite field) showed that the crust at different levels is composed of pyroxene, garnet-pyroxene crystalline schists and garnet-pyroxene gneisses. Exsolution textures in pyroxenes and amphiboles, garnet rims around grains of ilmenite and pyroxenes indicate that the mineral associations of crystalline schists were formed during cooling at constant pressure. *P–T* equilibrium parameters indicate that garnet-pyroxene crystalline schists are present in the middle crust (*P* = 7–8 kbar), while garnet-pyroxene gneisses can be considered as rocks of the lower crust (*P* = 9–10.1 kbar). For the first time, sodalite was found in xenoliths of crystalline schists, which indicates the presence of brines with a high concentration of NaCl at the final stages of rock cooling. The determination of the U–Pb age of zircons testifies to the Neoproterozoic (2.7 Ma) tectono-thermal event, accompanied by the melting of the crust. In the garnet-pyroxene gneisses, the 1.9 stage is weakly manifested. The obtained data confirm the earlier conclusion about the vertical and lateral heterogeneity of the crust of the Yakutsk diamondiferous province and the absence of dependence between the degree of crust reworking and spatial location relative to the main collision zones of the Siberian craton.

Ключевые слова: lower continental crust, kimberlite, xenolith, U–Pb zircon dating, protolith age, *P–T* conditions of metamorphism, tectono-thermal stages

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411.071, 553.21/.24

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОГО ОРОГЕНА

© 2023 г. А. А. Боровиков^{1,*}, В. Ф. Проскурнин^{2,**}, Г. А. Пальянова^{1,***},
член-корреспондент РАН О. В. Петров², академик РАН Н. С. Бортников³

Поступило 13.10.2022 г.
После доработки 18.10.2022 г.
Принято к публикации 19.10.2022 г.

Впервые, на основе данных изучения флюидных включений, установлены *PTX*-параметры формирования золоторудной минерализации Таймыро-Североземельского орогена. Температура образования золотых руд охватывает интервал от 310 до 105°C, давление было не ниже 110–96 МПа. Рудообразующие флюиды характеризовались NaCl + KCl + H₂O + CO₂ + CH₄ + N₂ составом и солесью до 9.7 мас. % в экв. NaCl. Определен состав самородного золота (пробность варьирует преимущественно в интервале от 980 до 820‰) и минералов продуктивных минеральных ассоциаций. Рудообразующие флюиды золото-сульфидно-кварцевых рудопроявлений аккреционной Шренк-Фадеевской зоны (Ясенское и Малиновское на Северо-Восточном Таймыре) являются более окисленными и менее солеными по сравнению с золото-кварцевыми проявлениями орогенного типа Мининско-Большевитской миогеоклинальной зоны (Нижнелиткенское, Видимое, Нерпичье).

Ключевые слова: месторождения Таймыро-Североземельского орогена, золоторудная минерализация, *PTX*-параметры и состав флюидов

DOI: 10.31857/S2686739722602198, EDN: SRAJNX

В последние годы особое внимание уделяется изучению минерально-сырьевой базы арктической зоны Российской Федерации [1]. Новой золотоносной провинцией в Центральном секторе Арктики России является Таймыро-Североземельский ороген [2–4]. Установленные рудопроявления с самородным золотом – Нижнелиткенское (о. Большевик), Видимое, Нерпичье, Конечнинское (Западный Таймыр), Светлинское и Малиновское (Северо-Восточный Таймыр) – являются типовыми для орогенных областей и наиболее перспективными золоторудными объектами [5–8]. В настоящей работе представлены первые

результаты исследований флюидных включений (ФВ) в кварце разных стадий формирования золоторудной минерализации этих рудопроявлений и выполнена оценка *PTX*-параметров и состава рудоносных флюидов. При изучении флюидных включений использованы методы крио- и термометрии, а также Раман-спектроскопии.

В Таймыро-Североземельской провинции выделяются позднепалеозойско-раннемезозойские Карская золотоносная и Быррангская угленосно-редкоземельно-полиметаллическая минерагенические области (рис. 1). Золоторудные проявления приурочены к Карской минерагенической области, в которой наиболее широко развиты гранитоиды орогенного типа [9].

По составу вмещающих пород докембрия Карская область подразделяется на две минерагенические зоны: Мининско-Большевитскую пассивно-окраинную флишoidно-терригенную углеродистую с проявлением зонального регионального метаморфизма и Шренк-Фадеевскую аккреционную вулканогенно-карбонатно-терригенную углеродистую с офиолитовыми, андезитовыми и контрастными базальт-риолитовыми комплексами.

Золотоносные минеральные ассоциации изучены из золото-кварцевых и золото-сульфидно-

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Российской академии наук, Новосибирск, Россия

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

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

*E-mail: borovik@igm.nsc.ru

**E-mail: Vasily_Proskurnin@vsegei.ru

***E-mail: palyan@igm.nsc.ru

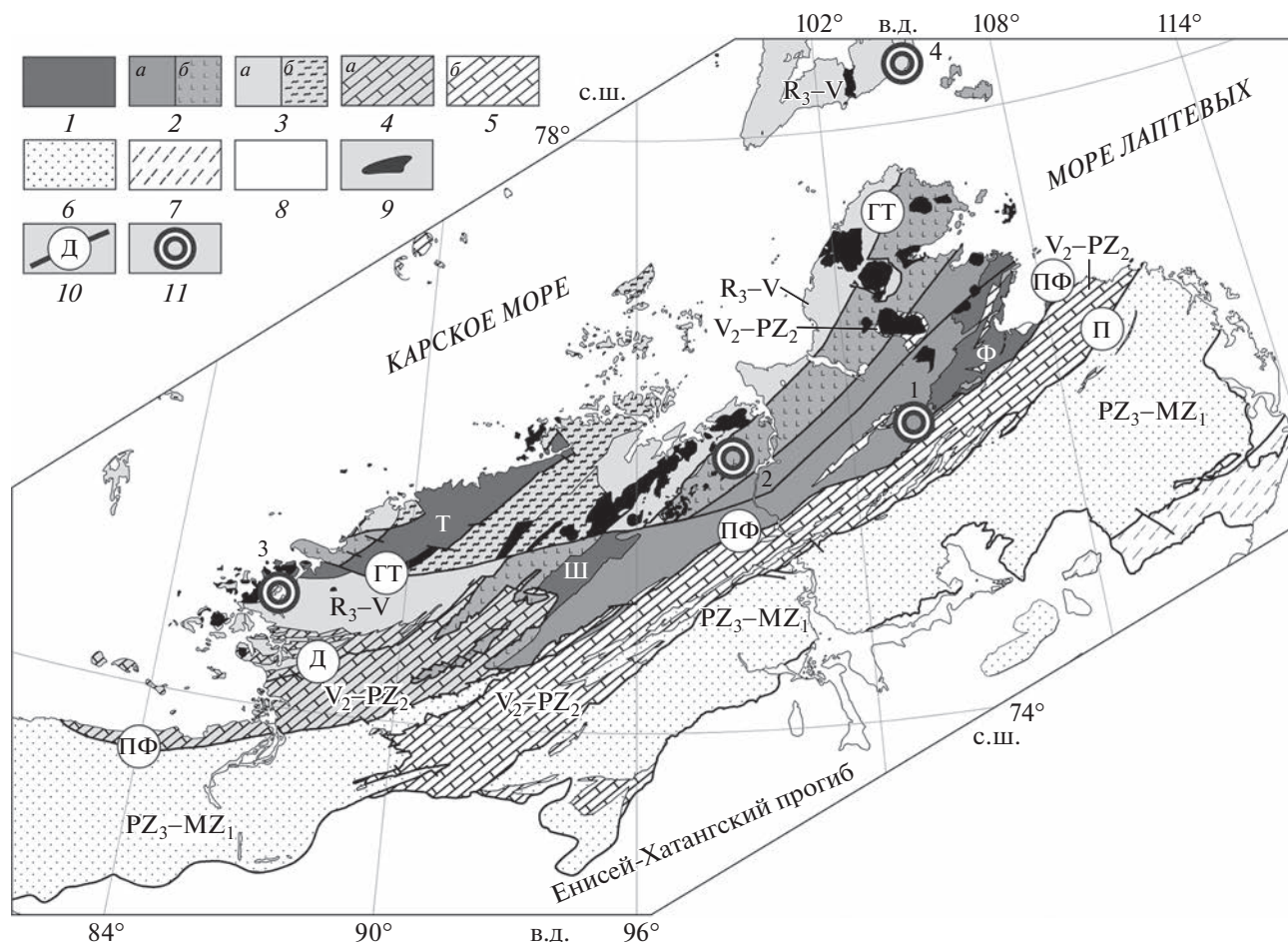


Рис. 1. Схема минерагенического районирования Таймыро-Североземельского орогена на структурно-геологической основе [7]. 1, 2, 3, 4 – Карская область: 1 – кратонные выступы (Ф – Фаддеевский, Ш – Шренковский, Т – Тревожинский); 2 – Шренк-Фаддеевская аккреционная рифейско-ранневендская зона (2а – рифейской окраины Сибири, 2б – энсиматических и энсиалических дуг позднего рифея-раннего венда); 3 – Мининско-Большевицкая миогеоклинальная зона (терригенные рифейско-вендско-раннекембрийские образования, метаморфизованные в зеленосланцевой (3а) и амфиболитовой фации (3б)); 4 – поздневендско-среднепалеозойские эпиplatformенные отложения черносланцевой зоны; 5, 6 – Быррангская область: 5 – поздневендско-среднепалеозойские эпиplatformенные отложения переходной и карбонатной зон; 6 – позднепалеозойско-раннемезозойские терригенные, трапповые и интрузивные эпиplatformенные образования; 7 – Восточнотаймырско-Оленекская область: позднепалеозойско-среднемезозойские терригенные эпиplatformенные складчатые образования; 8 – юрско-кайнозойский чехол; 9 – позднепалеозойские гранитоиды; 10 – главные разломы: ГТ – Главный Таймырский, Д – Диабазовый, ПФ – Пясино-Фаддеевский; П – Пограничный; Ч – Чернохребтинский; 11 – потенциальные рудные узлы с золоторудными проявлениями (ЗР): Верхнеленинградский (1) с Ясенским ЗР, Малиновско-Гагаринский (2) с Малиновским ЗР, Конечнинский (3) с Видимым, Нерпичьем и Конечнинским ЗР, Голышевский (4) с Нижнелиткенским ЗР.

кварцевых рудопроявлений Мининско-Большевицкой (Нижнелиткенское на о. Большевик, Видимое, Нерпичье, Конечнинское на западном Таймыре) и Шренк-Фаддеевской (Ясенское, Малиновское на севере Центрального Таймыра) зон (рис. 2, табл. 1).

Взаимоотношения и химический состав минералов исследованы методами оптической и сканирующей электронной микроскопии с помощью сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 LMU (“Tescan Orsay Holding”), оснащенной системой микроанализа “INCA” Energy 450+

и волновым спектрометром INCA Wave 500, “Oxford Instruments” Nanoanalysis Ltd и частично описаны ранее [7].

В Мининско-Большевицкой зоне рудопроявления приурочены к зонально метаморфизованным пассивноокраинным флишoidным терригенным углеродистым комплексам и связаны с тиманским и позднепалеозойским орогенезом.

Наиболее крупное самородное золото (до 1 см, в среднем 1–2 мм) с незначительными примесями Ag до 4 мас. % (пробность 960‰) установлено на рудопроявлении Нижнелиткенское. Оно ассо-

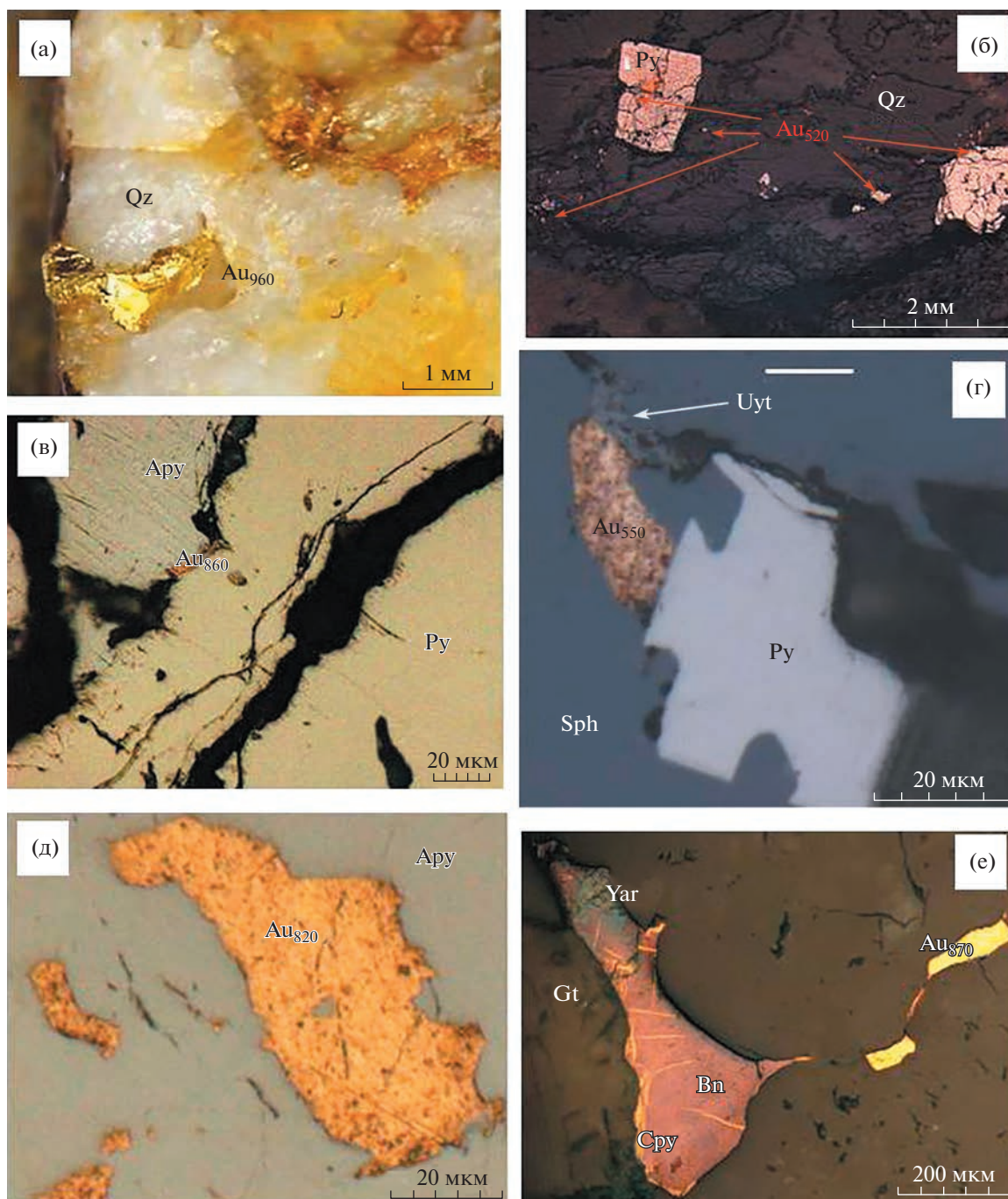


Рис. 2. Фотографии самородного золота из рудопоявлений Таймыра и о. Большевик: Нижнелиткенское (а), Видимое (б), Нерпичье (с), Конечнинское (д), Ясенское (е) и Малиновское (ф). Обозначения минералов: Qz – кварц, Py – пирит, Ару – арсенопирит, Uyt – ютенбогаардтит, Sph – сфалерит, Bn – борнит, Сру – халькопирит, Au_N – пробыность самородного золота (%).

цирует с кварцем, Ni-содержащим пиритом, халькопиритом и галенитом.

На рудопоявлении Видимое самородное золото также высокой пробыности (940–980‰), преимущественно ячеистое и комковидное, заполняет микротрещины, поры в кварце, пирите и других минералах. В пирите обнаружены много-

численные включения пирротина, халькопирита и сфалерита, захваченные во время роста. Арсенопирит, галенит, теллуриды висмута, халькопирит и самородное золото отложились позже, т.к. выполняют трещины в пирите.

На рудопоявлении Нерпичье (зона кварцевых жил и прожилков в черных сланцах) самород-

Таблица 1. Характеристика и результаты РСМА самородного золота (в мас. %) рудопроявлений Таймыро-Североземельского орогена

МЗ	Рудопроявления	Размер	Форма	Структура	Состав, мас. %					N _{Au} , %	Формула	Минеральные ассоциации
					Au	Ag	Cu	Zn*	Fe*			
Мининско-Большевская многостокная	Нижнелиткенское	<7 мм	ксеноморфная	однородная	95.96	4.15				960	Au _{0.96} Ag _{0.04}	Qz, Ni-Py, Cpy, Ga
	Видимое	2–200 мкм	трещинно-прожилковая	однородная	93.5	6.5	<	<	<	940	Au _{0.93} Ag _{0.07}	Qz, Py, Asp
		до 2 мм	ячеистое, комковидное	однородная	98.0	2	<	<	<	980	Au _{0.96} Ag _{0.04}	Qz, Py, Asp, Gt, Yarz, Scor
	Нерпичье	2–30 мкм	прожилковая, округлая, ксеноморфная	однородная	84.39	13.18	<	<	2.43	860	Au _{0.72} Ag _{0.21} Fe _{0.07}	Qz, Py, Asp, Cpy
	Конечнинское	5–20 мкм	Ксеноморфная	неоднородная	94.56	3.72			1.72	960	Au _{0.88} Ag _{0.06} Fe _{0.06}	
Шренк-Фадеевская акреционная	Ясенское	5–10 мкм	ксеноморфная	однородная	52.82	43.12	<	4.06	<	550	Au _{0.39} Ag _{0.53} Zn _{0.08}	Py, Asp, Ga, Sph, Uyt
		5–10 мкм	ксеноморфная	однородная	83.03	16.97	<	<	<	830	Au _{0.73} Ag _{0.27}	
		5–10 мкм	ксеноморфная	однородная	59.28	4.73	33.56	1.49	0.95	—	Cu _{2.3} Au _{1.3} Ag _{0.2} Fe _{0.1} Zn _{0.1}	Qz, Py, Nkd, Cpy
		2–80 мкм	прожилковая, округлая	однородная	77.99	17.1	<	<	3.26/ 1.66	820	Au _{0.6} Ag _{0.2} Fe _{0.1} S _{0.1}	Qz, Py, Cpy, Nkd, Kfs, Asp, Ten-Tet, Dol
	Малиновское	до 150 мкм	трещинно-прожилковая	неоднородная	84.62	14.7	<	<	0.68	830	Au _{0.74} Ag _{0.24} Fe _{0.02}	Qz, Asp, Py, Kfs, Chl
					83.37	14.44			2.19	850	Au _{0.71} Ag _{0.22} Fe _{0.07}	
					91.84	8.16	<	<	<	920	Au _{0.86} Ag _{0.14}	Qz, Bn, Cpy, Yar, Anl, Gt, Del, Tenr
					87.24	12.76	<	<	<	870	Au _{0.79} Ag _{0.19}	

Примечание: МЗ – минералогическая зона; пробы – N_{Au} = Au/(Au + Ag) × 1000‰; < – меньше предела чувствительности. Qz – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Dol – доломит, Chl – хлорит, Au_N – самородное золото (N – пробы), Py – пирит, Asp – арсенопирит, Sph – сфалерит, Ga – галенит, Cpy – халькопирит, Bn – борнит, Nkd – нукундамит, Anl – анилит, Uyt – ютенбогардит, Ag-Ten-Tet – Fe,Zn,Ag-содержащая блеклая руда, Gt – гетит, Yarz – ярозит, Scor – скородит, Yar – ярьорит, Del – деляфоссит, Tenr – тенорит. * примеси в самородном золоте скорее всего захвачены при РСМА-анализе из-за малых размеров зерен. Анализы на MIRA 3 LMU (Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Россия, Новосибирск) выполнены при ускоренном напряжении 20 кВ и токе пучка электронов 1.5 нА. Время набора спектров составляло 15–20 с. В качестве эталонов использованы: на Ag и Au – чистые металлы и Au-Ag-сплавы, на S, Cu, Fe – CuFeS₂, Pb – PbSe, Zn – ZnS. Пределы обнаружения элементов составляли десятые доли процента. Погрешность определения основных компонентов (>10–15 мас. %) не превышала 1 отн. %, а компонентов с концентрациями 1–10 мас. % – <2 отн. %.

ное золото пробностью 860–960‰ ассоциирует с пиритом, арсенопиритом и халькопиритом и заполняет трещины в кварце. В пирите его зерна пробностью (880–920‰) размером 2–10 микрон округлой формы. Халькопирит, заполняющий трещины в As-содержащем пирите, содержит микровключения (2–5 микрон) более высокопробного золота. В зернах пирита присутствуют многочисленные микровключения — Ni-содержащего теннантита-(Fe), кубанита и халькопирита, минералов Bi и Pb.

Самородное золото рудопоявления Конечнинское, образующего штокверковую зону кварц-карбонат-сульфидных прожилков, встречается в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, ютенбогаардитом [5]. Его размеры 5–20 микрон, пробность 550–830‰.

В Шренк-Фаддеевской аккреционной зоне рудопоявления Ясенское и Малиновское приурочены к зонам сульфидизации, березитизации, лиственизации в вулканоплутонических комплексах с возрастом 830–860 и 630–660 млн лет соответственно.

Золото-рудопоявление Ясенское установлено в халькопирит-пирротин-пиритовой и арсенопирит-тетраэдрит-галенит-пиритовой ассоциациях. В первой ассоциации в межзерновом пространстве пирита, нукундамита выявлены минералы серии аурикуприд (AuCu_3)—тетрааурикуприд (AuCu). Оно содержит примеси Ag (до 5 мас. %). Во второй ассоциации самородное золото (830–850‰) обнаружено в виде микровключений (2–80 микрон) в арсенопирите и пирите в кварц-калишпат-хлоритовом агрегате. В зональном пирите 3-й генерации пентагондодекаэдрического габитуса обнаружены микровключения самородного золота (820‰) вместе с микровключениями арсенопирита, халькопирита, галенита, Ag-содержащего теннантита-(Fe), сфалерита, циркона, монацита, рутила и ксенотима.

Самородное золото рудопоявления Малиновское, выявленное в жильном кварце среди березитов, располагается в трещинах и находится в сростании с борнитом и халькопиритом, имеет размер до 130 микрон и вариации пробности от 870 до 920‰. В крупных зернах борнита обнаружены микровключения гессита (Ag_2Te). Борнит и халькопирит замещаются яроуитом (Cu_9S_8), анилитом (Cu_7S_4), гетитом FeOOH , делафосситом (CuFeO_2), теноритом (CuO).

Наиболее общие тенденции изменения минерального состава золотоносных ассоциаций рудопоявлений разных минерагенических зон (табл. 1) сводятся к следующему. В Мининско-Большевикской орогенной зоне на рудопоявлениях золото-кварцевой формации Нижнелиткенское, Видимое самородное золото высокопробное (940–980‰), главные минералы — кварц и

пирит, второстепенные арсенопирит и теллуриды висмута. В орогенных рудопоявлениях Нерпичье и Конечнинское самородное золото более низкопробное (960–830 до 550‰), главные минералы — пирит, арсенопирит, халькопирит, второстепенные — сфалерит, галенит, ютенбогаардит, редко встречаются минералы висмута. В пределах Шренк-Фаддеевской аккреционной зоны на рудопоявлениях золото — сульфидно-кварцевой формации Ясенское, Малиновское самородное золото средней пробности (820–920‰), в реликтах на Ясенском проявлении выявлено медистое золото, главные минералы — пирит, халькопирит, иногда борнит, второстепенные — арсенопирит, сфалерит, теллуриды серебра.

В кварце рудных жил с золотом из проявлений Нижнелиткенское (о-в Большевик), Видимое, Нерпичье, Конечнинское (Западный Таймыр), Ясенское и Малиновское (Северо-Восточный Таймыр) присутствуют двухфазные ФВ, содержащие жидкость и пузырь газа (тип L), а также существенно газовые флюидные включения, содержащие преимущественно газ (тип V) (рис. 3). В кварце золоторудных проявлений Нерпичье, Конечнинское и Малиновское двухфазные ФВ и газовые ФВ обогащены CO_2 и содержат ее жидкую фазу (типы L1 и V1). Все обнаруженные флюидные включения характеризуются очень малым размером не более 10 мкм. Вторичные включения, отчетливо приуроченные к системам трещин, преобладают в образцах. Для исследования методами термобарогеохимии выбирались ФВ, которые не обладают явными признаками вторичного происхождения, т.е. не приурочены к системам трещин. В кварце присутствуют сообщества первичных ФВ, не приуроченных к трещинам, которые включают в себя как газовые, так и жидкие ФВ, находящихся в тесной ассоциации. Это свидетельствует о том, что в системе в момент отложения присутствовало два флюида: жидкий и газобразный, образовавшиеся при фазовой сепарации флюида (рис. 3 а).

По данным изучения ФВ методом КР-спектроскопии в газовой фазе содержится CO_2 , N_2 и CH_4 в переменном количестве (рис. 4 а). ФВ рудопоявлений Мининско-Большевикской многоэпизодической зоны характеризуются большим относительным количеством N_2 и CH_4 в своем составе по сравнению с проявлениями Шренк-Фаддеевской зоны.

Температура гомогенизации флюидных включений золоторудных проявлений Таймыро-Североземельского орогена охватывает интервал от 310 до 105°C (рис. 4 б, табл. 2). Плавление эвтектики двухфазных ФВ происходит в интервале температуры от –25 до –23.2°C, что близко к эвтектике водно-солевой системы $\text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$ — –23.5°C [10]. В двухфазных ФВ (тип L)

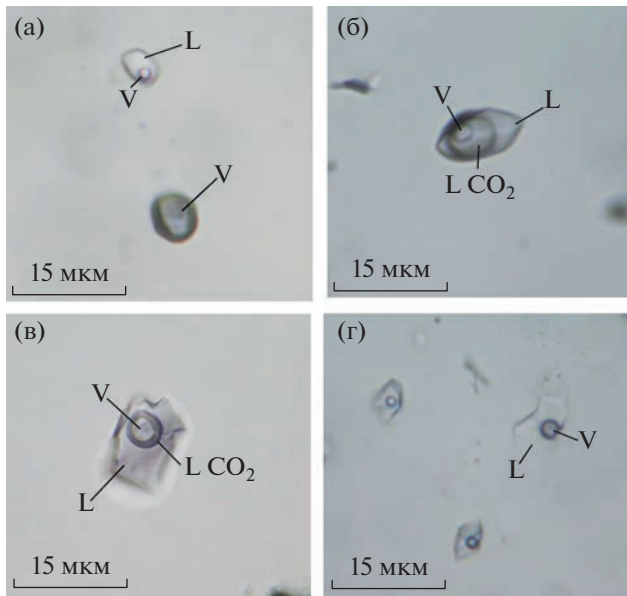


Рис. 3. Рудопоявление Нижнелиткенское (о-в Большевик), двухфазное (тип L) и газовое (тип V) флюидные включения синхронного захвата (а); месторождение Конечнинское газовое флюидное включение (тип V1), обогащенное CO_2 (б); рудопоявление Малиновское, двухфазное флюидное включение (тип L1) (в); рудопоявление Ясенское, двухфазные флюидные включения (тип L) (д).

при охлаждении вымораживается твердая фаза, которая идентифицировалась, как газовый клатрат-гидрат (ГКГ), либо как лед, если ее плавление происходило соответственно при температуре выше или ниже 0°C . Соленость ФВ на месторожде-

ниях (Видимое, Нижнелиткенское, Нерпицье и Ясенское) определялась по температуре плавления льда и варьирует от 9.7 до 1.7 мас. % в экв. NaCl [10].

Расчет солености двухфазных ФВ в эквиваленте системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ по температуре плавления ГКГ проведен только для проявлений Малиновское и Конечнинское, в которых в составе газовой фазы преобладает CO_2 от 100 до 96 мол. % [11, 12]. Согласно этим расчетам, двухфазные ФВ характеризуются средним составом $X_{\text{NaCl}} = 0.005$, $X_{\text{CO}_2} = 0.065$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.930$ и $X_{\text{NaCl}} = 0.07$, $X_{\text{CO}_2} = 0.144$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.849$ соответственно. Соленость двухфазных ФВ проявлений Малиновское и Конечнинское варьирует от 4.5 до 1.0 и от 3.4 до 1.8 мас. % в экв. NaCl соответственно (рис. 4 б, табл. 2). Таким образом, соленость двухфазных ФВ в жильном кварце золоторудных месторождений Таймыро-Североземельского орогена варьирует от 9.7 до 1.7 мас. % в экв. NaCl (рис. 4 б, табл. 2).

Для средних составов жидкой фазы ФВ проявлений Малиновское и Конечнинское в эквиваленте системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ были рассчитаны и построены кривые растворимости и изохоры по алгоритму Мэтью Стил-Макиннис [12]. На этом основании для рудопоявлений Малиновское и Конечнинское была сделана предварительная оценка минимального давления захвата ФВ. По результатам этих расчетов ФВ рудопоявлений Малиновское и Конечнинское могли быть захвачены при давлении не ниже 100 и 96 МПа соответственно (рис. 4 в).

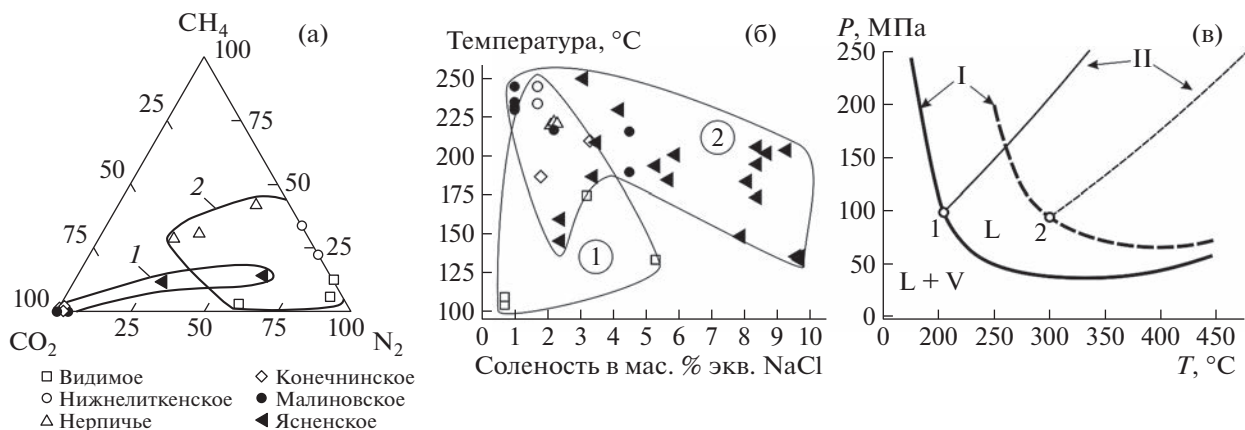


Рис. 4. (а) — диаграмма состава газовой фазы флюидных включений в кварце золоторудных проявлений Таймыро-Североземельского орогена. Поля составов газовой фазы ФВ: (1) — проявления Шренк-Фадеевской зоны (Малиновское, Ясенское); (2) — проявления Мининско-Большевитской миогеосинклинальной зоны (Видимое, Нижнелиткенское, Конечнинское, Нерпицье); (б) — температура гомогенизации и общая соленость жидкой фазы ФВ золоторудных проявлений Таймыро-Североземельского орогена. Проявления Мининско-Большевитской миогеосинклинальной зоны (1) и проявления Шренк-Фадеевской зоны (2); (в) — кривые растворимости (I) и изохоры (II), рассчитанные по Мэтью Стил-Макиннис [12] и Конечнинское (пунктир) в эквиваленте системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$. P - T -координаты точек (1 и 2) пересечения изохор с кривыми растворимости близки к параметрам захвата ФВ проявлений Малиновское и Конечнинское соответственно. Однофазная и двухфазная области системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$: L — жидкость, L+V — жидкость + газ.

Таблица 2. Результаты изучения флюидных включений методами термо- и криометрии

Месторождение	Тип ФВ	N	Th	Teu	Tm газового клатратгидрата и льда	Th CO ₂ и тип гомогенизации	Соленость мас. % экв. NaCl	Состав газовой фазы
Нижнелиткенское	L	8	300–170 (l)	–23.2	+3.0...–1.0	–	1.7*	N ₂ –CH ₄
Видимое	L	10	178–105 (l)	–24.6	+2.7...–1.9	–	5.3–0.7*	N ₂ –CH ₄ –CO ₂
Нерпичье	L	3	222–221 (l)	–23.7	–1.2...–1.4	–	2.3–2.1*	N ₂ –CH ₄ –CO ₂
– “ –	V1	4	307–305(v)	–23.5	+10.8...+10.7	+15.2(v)	0.2**	CO ₂ –N ₂ –CH ₄
Конечнинское	L1	2	210–187 (l)	–24.7	+10...+8.3	+25.6 (v)	3.4**	CO ₂ –N ₂ –CH ₄
Малиновское	L1	10	245–190 (l)	–23.9	+9.5...+8.9	+31.6 (v)	4.5–1.0**	CO ₂ –N ₂
– “ –	L1	2	305–298 (c)	–24...–23	+9.1	+21.3 (l)	1.8*	CO ₂ –N ₂ –CH ₄
Ясенское	L	19	250–136 (l)	–25...–23	–6.4...–1.4	–	9.7–2.4*	N ₂ –CO ₂ –CH ₄

Примечание: * – соленость рассчитана в эквиваленте системы NaCl + H₂O и ** – в эквиваленте системы NaCl + H₂O + CO₂; Сокращения: ФВ – флюидное включение; N – количество изученных ФВ; Th – температура гомогенизации и ее тип; (c) – с критическими явлениями, (v) – в газовую и (l) – в жидкую фазу; Teu – температура эвтектики, Tm – температура плавления.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Предварительные данные изучения ФВ в рудном кварце золоторудной минерализации Таймыро-Североземельского орогена свидетельствуют о том, что месторождения золота образовались из водно-углекислотного флюида низкой – умеренной солености (H₂O + CO₂ ± N₂ ± CH₄ + NaCl + KCl) в результате фазовой сепарации флюида из-за падения давления при температурах от 310 до 105°C. Эта обстановка типична для большинства известных орогенных месторождений [1, 14, 15]. Выявлено существенное различие в составе газовой рудообразующих флюидов месторождений: Нижнелиткенское, Видимое и Нерпичье – N₂ и CH₄; Малиновское Конечнинское и Ясенское – CO₂, N₂ и CH₄. Основными солевыми компонентами флюидов являются NaCl и KCl. Первые результаты расчетов давления (заниженные из-за присутствия N₂ и CH₄ в составе флюидных включений) показывают, что образование золоторудных проявлений в аккреционных и орогенных условиях могло происходить при близком давлении (Малиновское, 100 МПа и Конечнинское, 96 МПа). Данные КР-спектроскопического изучения ФВ позволяют сказать, что рудообразующие флюиды золото-сульфидно-кварцевых рудопоявлений в аккреционных вулканогенно-плутонических комплексах Шренк-Фадеевской зоны, отвечающих по Н.А. Горячеву [13] до орогенной стадии (предыстории орогенной стадии), являются более окисленными и менее солеными по сравнению с золото-кварцевыми проявлениями орогенной формации в терригенных образованиях пассивной окраины Мининско-Большевитской миогеосинклинальной зоны.

Геодинамическая обстановка (приуроченность рудопоявлений к пассивноокраинным и аккреционным образованиям, широкое развитие

гранитоидов орогенного типа), вмещающие породы (метаморфизованные в зеленосланцевой фации углеродистые терригенные и вулканогенно-терригенные толщи), гидротермально-метасоматические изменения, сопровождающие оруденение (березитизация, лиственитизация), ассоциация самородного золота с пиритом и арсенопиритом, преимущественно высокая пробность самородного золота, а также физико-химические условия образования позволяют отнести рассматриваемые рудопоявления Карской минерагенической области к классу потенциальных орогенных месторождений золота [13–17].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 “Фундаментальные проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности и энергетики России”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В. и др. // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 3–25.
2. Шануренко Н.К., Фокин В.И., Радина Е.С. Перспективы и проблемы создания сырьевых баз золоторудных и платинометалльно-медно-никелевых руд в центральном секторе арктической зоны России. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов / Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. 554 с.
3. Сердюк С.С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 480 с.
4. Додин Д.А. Минерагения Арктики. Кн. 1. СПб., Наука, 2008, 298 с.

5. *Проскурнин В.Ф., Пальянова Г.А., Карманов Н.С., Багаева А.А., Гавриш А.В., Петрушков Б.С.* Первая находка ютенбогаардита на Таймыре (рудопоявление Конечное) // ДАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 1–5.
6. *Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Петрушков Б.С., Багаева А.А., Шнейдер А.Г., Лоренц Д.А., Салтанов В.А.* Новый тип золото-сульфидно-кварцевого оруденения в аккреционной зоне Таймыра (Результаты поисковых работ на Верхнеленинградской площади) // Регион. геология и металлогения. 2015. № 63. С. 105–117.
7. *Проскурнин В.Ф., Пальянова Г.А., Гавриш А.В., Петрушков Б.С., Багаева А.А., Бортников Н.С.* Геология, минеральные ассоциации и состав самородного золота минеральных месторождений Таймыро-Североземельского орогена // ДАН. 2019. Т. 484. № 1. С. 71–76.
8. *Пальянова Г.А.* Минералы золота и серебра в сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2020. № 5. С. 426–449.
9. *Vernikovskiy 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. <https://doi.org/10.3390/min10060571>
10. *Roedder E.* Fluid inclusions // Reviews in Mineralogy. 1984. V. 12 (ed. Ribbe P.H.), 644 pp. Mineralogical Society of America, Washington.
11. *Akinfiev N.N., Diamond L.W.* Thermodynamic model of aqueous $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O--NaCl}$ solutions from -22 to 100°C and from 0.1 to 100MPa // Fluid Phase Equilibria. 2010. V. 295. P. 104–124.
12. *Steele-MacInnis M.* Fluid inclusions in the system $\text{H}_2\text{O--NaCl--CO}_2$: An algorithm to determine composition, density and isochore // Chemical Geology. 2018. V. 498. P. 31–44.
13. *Горячев Н.А.* Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 1. С. 2–16.
14. *Kerrick R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S. Jia Yiefei.* The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // Science in China (ser. D). 2000. 43. Supp. P. 1–68.
15. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.Jr.* Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 1–29.
16. *Прокофьев В.Ю.* Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). Новосибирск: Наука, 2000. 192 с.
17. *Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В.* Источники, состав и РТ параметры флюидов в мезотермальных золотообразующих системах. В сб. Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции, место издания ИГЕМ РАН Москва, 2010. С. 406–407.

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS FOR THE FORMATION OF PRODUCTIVE MINERAL ASSOCIATIONS OF GOLD DEPOSITS OF THE TAIMYR-NORTH EARTH ORGEN

A. A. Borovikov^{a,#}, V. F. Proskurnin^{b,##}, G. A. Palyanova^{a,###},

Corresponding Member of the RAS O. V. Petrov^c, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^c

^a*Institute of Geology and Mineralogy V.S. Soboleva of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Karpinsky All-Russian Research Geological Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: borovik@igm.nsc.ru*

^{##}*E-mail: Vasily_Proskurnin@vsegei.ru*

^{###}*E-mail: palyan@igm.nsc.ru*

For the first time, based on the data of the study of fluid inclusions, the PTX parameters of the formation of gold mineralization of the Taimyr-Severozemelsky orogen were established. The temperature of formation of gold ores covers the range from 310 to 105°C , the pressure was not lower than $110\text{--}96\text{ MPa}$. The ore-forming fluids were characterized by $\text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2$ composition and salinity up to $9.7\text{ wt. \%}$ in equiv. NaCl . The composition of native gold (fineness varies from 960 to 550‰) and minerals of productive mineral associations has been determined. Ore-forming fluids of gold-sulfide-quartz ore occurrences of the accretionary Schrenk-Fadeevskaya zone (Yasnenskoye and Malinovskoye in North-East Taimyr) are more oxidized and less saline compared to the gold-quartz occurrences of the orogenic type of the Mininsko-Bolshevitskaya myogeoclinal zone (Nizhnelitkenskye, Vidimoe, Nerpichye).

Keywords: deposits of the Taimyr-Severozemelsky orogen, gold mineralization, PTX parameters and fluid composition

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.3:550.93:552.33

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД РАЙОНА АРЫСКАНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 2023 г. А. В. Никифоров^{1,*}, А. А. Иванова², академик РАН В. В. Ярмолюк^{1,3}, Е. Б. Сальникова², член-корреспондент РАН А. Б. Котов², А. М. Козловский¹, А. К. Хертек³, Ю. В. Плоткина², Е. А. Кудряшова¹, О. Л. Галанкина², Н. А. Поляков¹

Поступило 18.10.2022 г.

После доработки 24.10.2022 г.

Принято к публикации 24.10.2022 г.

Определены возрастные соотношения между щелочными породами района редкометального (Y, REE, Nb, Ta) месторождения Арыскан. В качестве геохронометра был использован метамиктизированный циркон с высоким содержанием U, Th, который по специальной процедуре был подготовлен для геохронологических U–Pb (ID TIMS)-исследований. Датирование такого циркона из щелочных гранитов Арысканского и близлежащего Астыгского массивов, показало что их формирование произошло практически одновременно, соответственно 448 ± 1 и 446 ± 1 млн лет назад. Не подтвердилась предполагаемая генетическая связь щелочных гранитов с вмещающими их щелочнополевошпатовыми сиенитами, которые образовались 472 ± 2 млн лет (циркон, U–Pb, ID TIMS).

Ключевые слова: редкометальные граниты, редкометальное месторождение, метамиктный циркон, U–Pb ID TIMS, Восточный Саян

DOI: 10.31857/S2686739722602253, **EDN:** SVESZE

Восточно-Саянская редкометальная провинция является одной из крупнейших в России. Она содержит ряд крупных и уникальных месторождений Li, Be, Ta, Nb, Zr, REE и других стратегически важных металлов. Важную роль в их образовании сыграли редкометальные щелочные гранитоиды. В истории провинции они формировались неоднократно, но, несмотря на их широкое распространение, многие вопросы, относящиеся к их происхождению, связи с другими типами магматизма, к механизмам эволюции магм, приводящих к накоплению редких элементов и металлов в магматическом процессе, остаются открытыми. В значительной степени это связано с недостатком информации, определяющей положение этих гранитоидов среди других магматических комплексов и позволяющей проследить их генетические связи. Прежде всего стоит вопрос о возрастных соотношениях, который применительно

к интрузивным породам обычно трудно решить без геохронологических исследований. В статье приведены результаты геохронологического изучения интрузивного магматизма в районе редкометального месторождения Арыскан, позволившие раскрыть возрастные закономерности проявления щелочного раннепалеозойского магматизма в регионе. Особо отметим, что в районе месторождения выделяются две группы близко-одновозрастных щелочных пород: щелочные граниты, с одной стороны, и нефелиновые и щелочнополевошпатовые сиениты, с другой. Подобные ассоциации разнотипных щелочных пород отмечаются и в других районах Восточно-Саянской редкометальной провинции [1–3]. Как правило, возраст щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов мало отличается. В частности, для района Арысканского месторождения предполагалось, что щелочные граниты и щелочнополевошпатовые сиениты формировались в единый магматический этап [4, 5]. Однако, как показали проведенные геохронологические исследования, это суждение оказалось ошибочным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Арысканское месторождение (Y, REE, Nb, Ta) является одним из наиболее известных редкометальных месторождений Восточно-Саянской

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

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

³Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской академии наук, Кызыл, Россия

*E-mail: usn2007b@yandex.ru, nikav@igem.ru

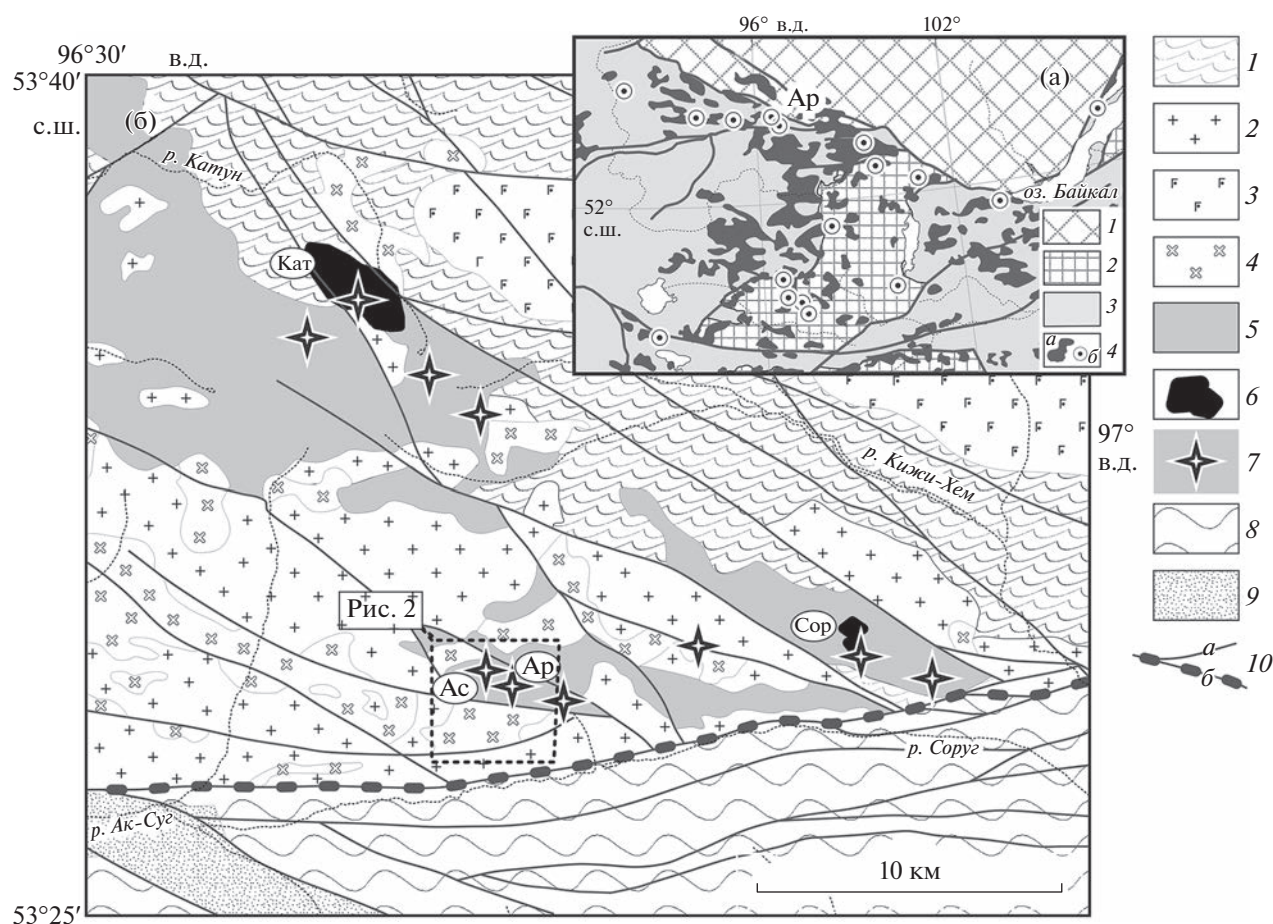


Рис. 1. (а) – Положение раннепалеозойских щелочных массивов Восточно-Саянской редкометальной провинции. 1 – Сибирский кратон; 2 – Тувино-Монгольский и Дзабханский микроконтиненты; 3 – раннепалеозойские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса; 4 – гранитоиды раннепалеозойского возраста (а) и раннепалеозойские щелочные массивы (б), в том числе Арысканский комплекс (Ар). (б) – Схема геологического строения района сочленения Карыр-Кизирской и Восточно-Тувинской складчатой системы. Составлена по материалам: ГГК-200/2, N-47-XIX, ВСЕГЕИ, 2013; [6]. 1–7 Карыр-Кизирская складчатая система зона: 1 – нерасчлененные осадочные отложения позднего рифея, венда, раннего кембрия; 2 – ольховский комплекс (средний кембрий): габбро, габбродиориты, диориты, гранодиориты, плагииграниты; 3 – казырский комплекс (ранний палеозой): габбро, диориты 4 – беллыкский комплекс (ордовик): лейкократовые граниты, граносиениты; 5, 6 – сайбарский комплекс (ордовик): 5 – щелочнополевошпатовые сиениты, нордмаркиты, 6 – нефелиновые сиениты, в том числе Катунского массива (Кат) и Соругские проявления (Сор); 7 – щелочные граниты Арысканского комплекса, в том числе Астыгский (Ас) и Арысканский (Ар) массивы; 8 – Восточно-Тувинская складчатая система: нерасчлененные вулканогенные и интрузивные образования. 9 – нерасчлененные вулканогенные и осадочные отложения девона: андезиты, базальты, риолиты, песчаники, гравелиты, алевролиты; 10 – разрывные нарушения (а), в том числе Кандатский региональный разлом (б).

раннепалеозойской металлогенической зоны. Район месторождения приурочен к клиновидной зоне сочленения регионального Кандатского разлома и серии крупных разрывных нарушений (рис. 1). К северу от структурного шва среди разновозрастных магматических комплексов Казыр-Кизирской раннекембрийской складчатой зоны закартировано несколько выходов щелочных гранитов, самым крупным из которых является Астыгский массив. К востоку от него в 2 км расположено Арысканское месторождение (рис. 2), которое приурочено к купольной части небольшого (0.017 км²) одноименного массива щелоч-

ных гранитов и сопровождающих его пегматитов и альбититов. Совместно с Астыгским массивом и серией мелких тел они рассматриваются как единый арысканский комплекс пород. Вмещающими для них являются габбродиориты ольховского комплекса (средний кембрий) и щелочнополевошпатовые сиениты Сайбарского комплекса (ордовик).

Арысканский массив имеет зональное строение. Внешняя зона сложена арфведсонит-альбитовыми гранитами, которые к центру сменяются вначале редкометальными альбитовыми гранитами с приоритом и фергусонитом, а затем пегматоид-

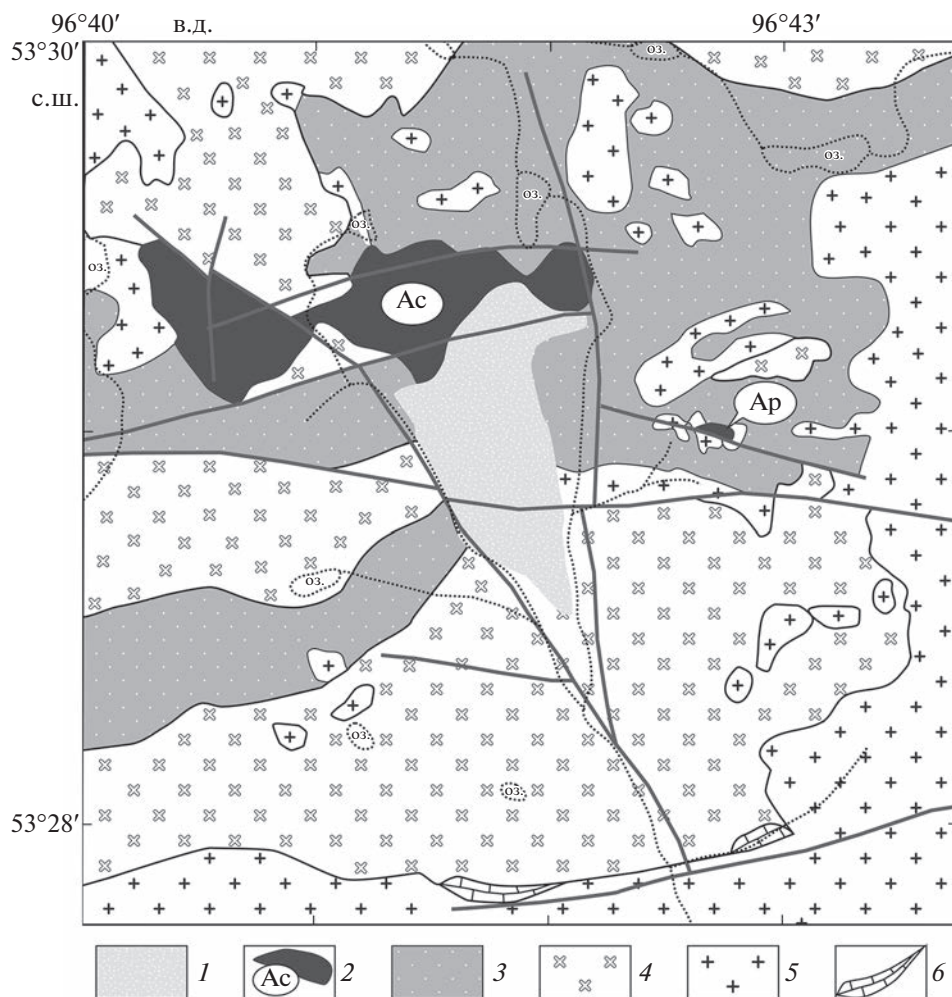


Рис. 2. Геологическая схема района Арысканского месторождения. Составлена по материалам: ГГК-200/2, N-47-XIX, ВСЕГЕИ, 2013; С.М. Бескина, 1987; Н.Е. Костина, Б.А. Гусева, 1958; [6]. 1 – четвертичные отложения; 2 – щелочные граниты Арысканского комплекса, в том числе Астыгский (Ac) и Арысканский (Ap) массивы; 3 – сайбарский комплекс (ордовик): щелочнополевошпатовые сиениты, нордмаркиты; 4 – беллыкский комплекс (ордовик): лейкократовые граниты, граносиениты; 5 – ольховский габбродиорит-гранодиоритовый комплекс (средний кембрий); 6 – известняки (ранний кембрий).

ной зоной, сложенной сростками кристаллов калий-арфведсонита (размером до 50×300 мм) и высокорadioактивного циркона с подчиненной ролью альбита и приорита. Кристаллы амфибола ориентированы перпендикулярно контактам, что подчеркивает зональное строение массива. Центральная часть сложена альбитовыми гранитами с редкими участками крупноблочного калиевого полевого шпата.

Астыгский массив представлен щелочными гранитами, которые в большинстве случаев сильно изменены вплоть до полного исчезновения темноцветных минералов при сохранении их теневых структур, сложенных оксидами и гидроксидами железа. Граниты сложены кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом. Содержат до 10% щелочного амфибола (Na-подгруппы ряда

ферроэкерманит–калиевый арфведсонит), светлую слюду (полилитонит?), флюорит с высоким содержанием легкиих РЗЭ, пироксенов, циркон, апатит. Наблюдается распад-замещение флюорита, с образованием доменов флюорита, лишенных РЗЭ, и новообразованных фаз РЗЭ – гагаринита и бастнезита(?).

Щелочнополевошпатовые сиениты Сайбарского комплекса представлены крупнозернистыми разновидностями, сложенными крупнопертитовым полевым шпатом (до 90 об. %) с долей альбита до 50 об. %. На долю амфибола (Na–Са- и Са-амфиболов – ферро-рихтерита, ферро-актинолита, роговой обманки) приходится около 10%. Местами диагностируется Са–(Fe, Mg)–Na-пироксен (эгириновое минала до 30%), кварц (по химическому составу нормативного кварца до 5%),

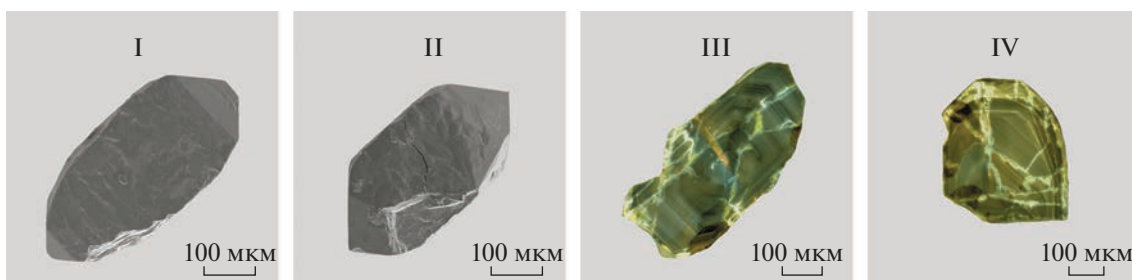


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочных сиенитов (проба Ар-1/5), выполненные в режимах вторичных электронов (I–II) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН) и катодолюминесценции (III–IV) (“Cameca” MS-46 с CCD-камерой Videoscan 285, ИГЕМ РАН).

биотит ($\text{Fe} > \text{Mg}$). Акцессорная минерализация представлена магнетит-ильменитовыми сростками со структурами распада, титанитом, цирконом, апатитом, обогащенным легкими РЗЭ, чевкинитом, единичными зернами сфалерита, халькопирита, пирита и пирротина. В рассматриваемом районе щелочнополевошпатовые сиениты тесно ассоциируют с нефелиновыми сиенитами.

Попытки определить возраст щелочных пород в районе Арысканского месторождения предпринимались не раз по мере совершенствования геохронологических методов. В результате К–Аг-исследований получены несогласующиеся оценки возраста для различных минералов – калиевому полевоому шпату (366 млн лет), биотиту (518, 475 млн лет) и амфиболу (465 млн лет) [7]. В результате Rb–Sr-исследований альбититов Арысканского месторождения [6] для обогащенных ^{87}Rb образцов была получена оценка возраста ~ 340 млн лет. При этом точки изотопного состава остальных проб образуют псевдоизохронную зависимость, отвечающую возрасту даек щелочных гранитов Катунского нефелинсиенитового массива (454.6 ± 1.4 млн лет), расположенного в том же районе [4]. Sm–Nd- [5] и Ar–Ar-геохронологические исследования (неопубликованные данные авторов) также не привели к пониманию вопроса о возможной возрастной (генетической) связи между двумя группами щелочных пород района – щелочными гранитами и нефелиновыми – щелочнополевошпатовыми сиенитами. Различить эти магматические события стало возможным благодаря применяемой в ИГГД РАН методике U–Pb-датирования метамиктного циркона с высокой дозой авторадационного облучения [8]. Нами были изучены цирконы из щелочных гранитов Арысканского и Астыгского массивов, а также из вмещающих щелочнополевошпатовых сиенитов.

СТРОЕНИЕ ЦИРКОНА И РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологического изучения пироксен-амфиболовых щелочнополевошпатовых сиенитов использован циркон (проба Ар-1/5), образующий идиоморфные призматические кристаллы размером 300–700 мкм с $K_{\text{удл}} = 1.1\text{--}2.2$, габитус которых определяется комбинацией призмы {100} и дипирамиды {101} (рис. 3, I–II). Ребра призмы зачастую сглажены, поверхность граней неровная. Кристаллы бесцветны, прозрачны, реже замутнены, трещиноваты. Для внутреннего строения характерна тонкая осцилляторная зональность (рис. 3, III–IV).

Для изотопных исследований были использованы три наиболее “чистых” единичных кристалла и микронавеска, состоящая из пяти кристаллов циркона (№ 1–4, табл. 1). Циркон характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (0.8–2.9%), а точки его изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 472 ± 2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.47$), нижнее пересечение соответствует нулю (рис. 4 а).

Для геохронологического изучения Астыгского массива была отобрана проба Ар-1/7, которая представляет наименее измененные вторичными процессами амфиболовые граниты. Циркон, выделенный из этих гранитов, образует относительно крупные (200–500 мкм) идиоморфные кристаллы дипирамидального облика, в редких случаях со слабым развитием граней призмы (рис. 5, I–II). Иногда циркон образует сростания (рис. 5, I). Циркон непрозрачный, замутненный, имеет темно-коричневую окраску (рис. 5, IV). В зернах присутствуют крупные (до 0.1 мм) хаотично расположенные включения альбита, флюорита, КПШ, амфибола, и субмикронные включения ториянита, недиагностированной фазы с LREE, а также с Fe (гематит?) (рис. 5, III–VIII). Циркон обладает низкой интенсивностью люминесценции, что, вероятно, связано с высоким содержа-

Таблица 1. Результаты U–Pb–изотопных исследований циркона

Номер п/п	Размерная фракция (мкм), количество зерен, условия обработки	U/Pb	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
проба Ap-1/5													
1	>200, 1 з.	12.92	4962	0.0565 ± 1	0.1360 ± 1	0.5849 ± 6	0.0750 ± 1	0.94	468 ± 1	466 ± 1	474 ± 1		
2	>200, 1 з.	12.93	5800	0.0565 ± 1	0.1191 ± 1	0.5950 ± 6	0.0764 ± 1	0.93	474 ± 1	475 ± 1	471 ± 1		
3	>200, 1 з.	12.64	716	0.0565 ± 1	0.1071 ± 1	0.5720 ± 11	0.0735 ± 1	0.76	459 ± 1	457 ± 1	471 ± 1		
4	>200, 5 з.	13.15	3642	0.0565 ± 1	0.1112 ± 1	0.5817 ± 12	0.0746 ± 1	0.98	466 ± 1	464 ± 1	472 ± 1		
проба Ap-1/7													
5	>150, 5 з., ВО, кисл.обр. = 4.3, t = 180°C	12.01	426	0.0559 ± 1	0.1217 ± 1	0.5520 ± 6	0.0716 ± 1	0.80	446 ± 1	446 ± 1	449 ± 1		
6	>150, 6 з., ВО, кисл.обр. = 4, t = 180°C	13.13	937	0.0559 ± 1	0.1205 ± 1	0.5524 ± 6	0.0717 ± 1	0.83	446 ± 1	446 ± 1	448 ± 1		
проба Ap-1/25													
7	160–250, 1 з., ВО, кисл.обр. = 4, t = 180°C	9.93	650	0.0560 ± 1	0.5046 ± 1	0.5554 ± 11	0.0720 ± 1	0.67	448 ± 1	448 ± 1	451 ± 1		
8	160–250, 4 фр., ВО, кисл.обр. = 4, t = 180°C	8.55	1773	0.0559 ± 1	0.8262 ± 1	0.5534 ± 11	0.0718 ± 1	0.74	447 ± 1	447 ± 1	448 ± 1		
9	160–250, 8 з., ВО, кисл.обр. = 2, t = 220°C	8.61	6467	0.0559 ± 1	0.8049 ± 1	0.5555 ± 6	0.0721 ± 1	0.95	448 ± 1	449 ± 1	448 ± 1		

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * – навеска циркона не определялась; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы), t – температура кислотной обработки. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Для циркона из щелочных гранитов использовалась методика химической абразии (кислотная обработка смесью 35% HF + 15% HNO₃ в пропорции 5:1 при t = 180°C–220°C) с предшествующим высокотемпературным отжигом в течение 48 ч при t = 850°C. Детали методики U–Pb–изотопных исследований описаны [8].

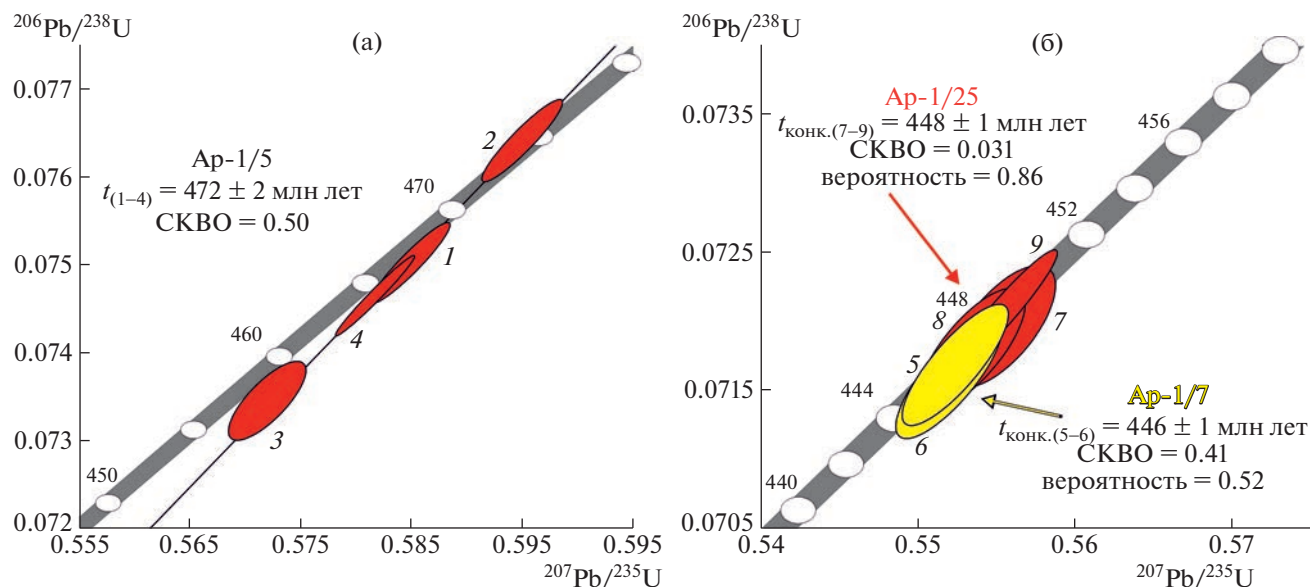


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из щелочных сиенитов (проба Ап-1/5) (а) и щелочных гранитов Астыгского (проба Ап-1/7) и Арысканского (проба Ап-1/25) массивов (б). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

нием U и Th; зональность практически не проявлена (рис. 5, V–VI). После высокотемпературного отжига интенсивность катодолюминесценции существенно возрастает, проявляются осцилляторная зональность и секториальность (рис. 5, VII–VIII). Для исследуемого циркона отмечено высокое содержание урана (0.5–0.7 мас. % UO_2) и тория (до 0.5 мас. % ThO_2) (электронно-зондовый микроанализатор “JEOL”-JXA-8230 с четырьмя волнодисперсионными спектрометрами). В некоторых участках кристаллов определено высокое содержание иттрия – до 2.3 мас. % Y_2O_3 .

Из амфибол-эгирин-астрофиловых редкометальных альбитовых гранитов (проба Ап-1/25) Арысканского массива выделен циркон, образующий крупные идиоморфные кристаллы дипирамидального облика размером 0.2–1.0 мм (рис. 6, I–II). Циркон преимущественно непрозрачный, реже полупрозрачный (рис. 6, IV), его цвет изменяется от светло-коричневого до темно-бурого. Минерал насыщен разнообразными включениями (рис. 6), среди которых наиболее распространенными являются торит и ксенотим. Также диагностированы бастнезит, флюорит, альбит, кварц, КПШ и крупные включения кристаллов преобразованного фергусонита. Катодолюминесцентное исследование свидетельствует, что осцилляторная зональность проявлена слабо (рис. 6, V–VI). После высокотемпературного отжига интенсивность катодолюминесценции существенно возрастает (рис. 6, VII–VIII). Содержание UO_2 и ThO_2 составляет 0.1–0.2 мас. %

(EPMS JEOL-JXA-8230 с четырьмя волнодисперсионными спектрометрами).

Циркон в щелочных гранитах Астыгского и Арысканского массивов существенно метамиктизирован – повышенное содержание U и Th приводит к разрушению его кристалличности; доза накопленного авторадационного облучения для циркона Арысканского массива составляет $D_\alpha = 1\text{--}2 \times 10^{18}$ α -расп/г, а для циркона из Астыгского массива – $D_\alpha = 2\text{--}13 \times 10^{18}$ α -расп/г. Исследования с использованием рамановской спектроскопии подтвердили, что циркон из гранитов Арысканского массива является более кристаллическим (т.е. содержит меньше аморфных доменов) по сравнению с цирконом из гранитов Астыгского массива, что коррелирует с их примесным составом. Циркон из пород Астыгского массива в большей степени обогащен U и Th, в то время как в цирконе из гранитов Арысканского массива содержание этих элементов меньше на фоне широко развитой U–Th-акцессорной минерализации. На рамановских спектрах прослеживается пик в области 810 см^{-1} , связываемый с присутствием уранильных группировок. Для традиционных методик датирования ID-TIMS подобный циркон не пригоден. Однако усовершенствованная методика “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом [9] позволяет получать достоверные оценки возраста [8] для циркона с высокой степенью радиационных нарушений.

Для проведения геохронологических исследований отбирались по возможности более про-

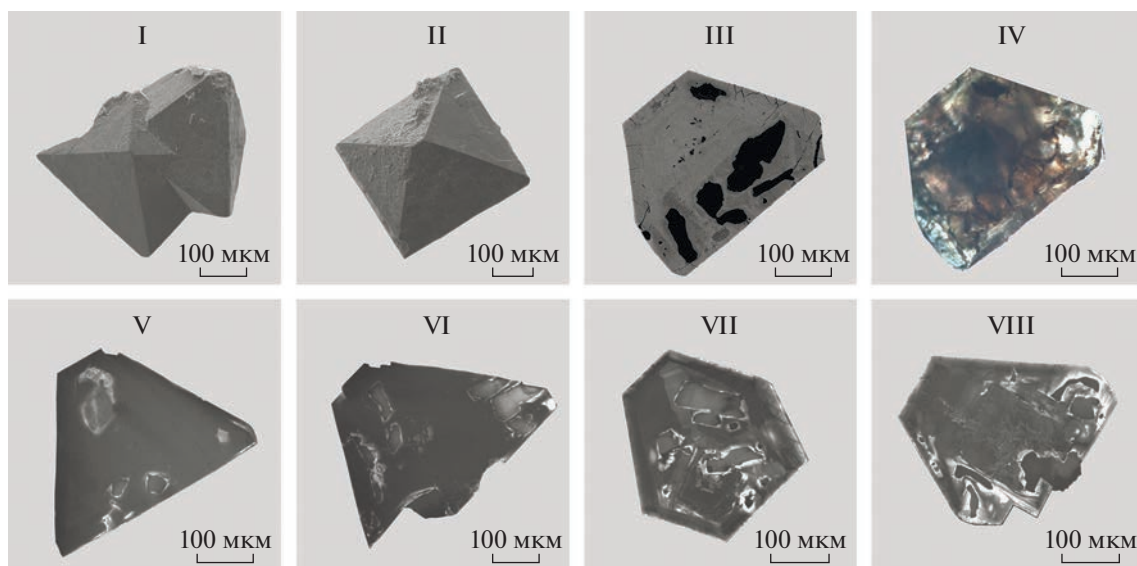


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочных гранитов Астыгского массива (проба Ап-1/7), выполненные в проходящем свете (IV) и при помощи электронного микроскопа в режимах вторичных электронов (I–II) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН), обратно-отраженных электронов (III) (СЭМ “JEOL” JSM-6510LA, ИГГД РАН), катодоллюминесценции (V–VIII) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН, $U = 15$ кВ, рабочее расстояние 12.5–13.0 мм). Крупные темные включения на BSE-изображении – альбит.

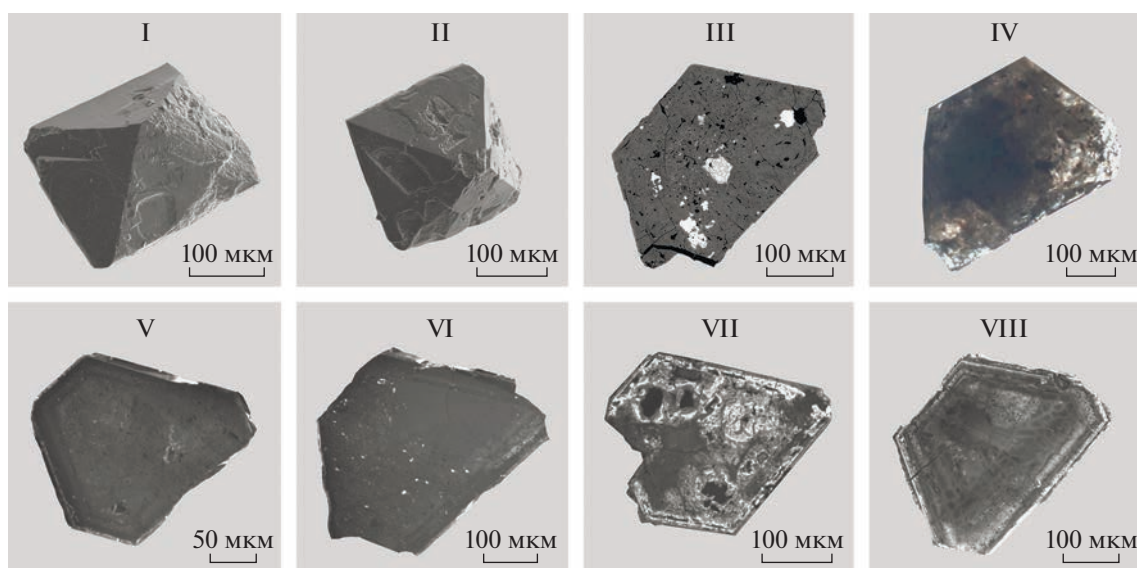


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочных гранитов Арысканского массива (проба Ап-1/25), выполненные в проходящем свете (IV) и при помощи электронного микроскопа в режимах вторичных электронов (I–II) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН), обратно отраженных электронов (III) (СЭМ “JEOL” JSM-6510LA, ИГГД РАН), катодоллюминесценции (V–VIII) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН, $U = 15$ кВ, рабочее расстояние 12.5–13.0 мм). Светлые включения на BSE-изображении – ксенотим, ториевая минеральная фаза и преобразованный титано-тантало-ниобат.

зрачные кристаллы с минимальным количеством включений. Микронавески составляли от 1 до 16 кристаллов. Высокотемпературный отжиг в течение 48 ч позволил улучшить степень кристалличности циркона из гранитов обоих массивов, что проявилось на рамановских спектрах в сдвиге

пика моды ν_3 (SiO_4) (около 1000 см^{-1}) в более высокочастотную область, а также на катодоллюминесцентных изображениях в увеличении интенсивности свечения.

Для U–Pb-исследований были использованы единичные зерна и микронавески (4–8 зерен)

циркона из пробы Ар-1/25 (№ 7–9), подвергнутые “мягкой” (4 ч при 180°C) и “стандартной” (2 ч при 220°C) кислотной обработке смесью $1 : 5 \text{ HNO}_3 + \text{HF}$, что приводило к сильному протравливанию кристаллов, однако они слабо фрагментировались и сохраняли дипирамидальный облик. Циркон двух микронавесок (5 и 6 зерен, соответственно, № 5–6, табл. 1.) из пробы Ар-1/7 подвергался исключительно “мягкой” обработке (4 ч при 180°C) в связи с высокой степенью его метамиктности. Циркон из этой пробы интенсивно фрагментировался в результате кислотной обработки, что определяется как существенным нарушением структуры самого циркона, так и обилием крупных включений, растворяющихся в процессе обработки.

Применение химической абразии с предварительным высокотемпературным отжигом позволило получить конкордантные оценки возраста для редкометальных гранитов обоих массивов (табл. 1, рис. 4 б). Для щелочного амфиболового гранита Астыгского массива оценка возраста соответствует 446 ± 1 млн лет (СКВО = 0.41, вероятность = 0.52) (№ 5–6 в табл. 1 и на рис. 4 б). Возраст формирования эгирин-амфиболового гранита Арысканского массива оценивается в 448 ± 1 млн лет (СКВО = 0.031, вероятность = 0.86) (№ 7–9 в табл. 1 и на рис. 4 б).

Практическое совпадение значений возраста для щелочных гранитов с разнотипной акцессорной минерализацией указывает на возможность применения методики “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом для цирконов с высоким содержанием U, Th, которые содержат другие высокорadioактивные минеральные фазы – торит, торианит, U–Th-пирохлор, приорит, фергусонит и другие.

Проведенные исследования показали, что формирование щелочнополевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов происходило в разное время с перерывом не менее 20 млн лет – 472 и 447 млн лет назад соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ

Щелочные граниты месторождения Арыскан по возрасту сопоставляются с такими же гранитами ряда других редкометальных месторождений, с которыми они группируются в пределах общей металлогенической зоны Кандатского разлома. Так, щелочные граниты Окуневского месторождения имеют возраст 485 млн лет, месторождения Радуга – 469 млн лет, месторождения Попереченское – 465 млн лет [10, 11]. Но это не единственные проявления щелочного магматизма такого возраста в регионе. Близкие оценки (455 млн лет) были получены для нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов Чавачской группы интрузий

(неопубликованные данные) и для щелочных сиенитов Сайбарского массива [12], расположенных соответственно к югу и северу от Кандатской группы массивов. Эти оценки позволяют ограничить время проявления раннепалеозойского редкометального щелочногранитоидного магматизма в Восточном Саяне и прилегающих к нему территориях интервалом между 485 и 445 млн лет. Пример Арысканского месторождения показывает, что проявления такого магматизма не были одноактными и могли повторяться в том или ином районе.

Подобное развитие редкометального магматизма вполне согласуется с формированием раннепалеозойской Алтае-Саянской магматической области, охватывающей также территорию Восточного Саяна. Эта область возникла в связи с аккреционными и постаккреционными процессами, сформировавшими Алтае-Саянскую складчатую систему. Область объединяет многочисленные крупные гранитоидные плутоны преимущественно гранодиорит-плагиогранитного и гранитного состава, возникшие между 500 и 480 млн лет [13] и совокупно представляющие гигантский батолит площадью более 200 000 км² [14]. Наряду с породами, типичными для зон конвергенции, в строении области широкое развитие получили также породы внутриплитной спецификации: пикриты, высокотитанистые субщелочные и щелочные габброиды [15]. Магматизм этого типа особенно широко проявился на постаккреционной стадии развития территории и связывается с воздействием мантийного плюма на литосферу молодой складчатой области [15, 16], вызвавшим, с одной стороны, ее масштабное плавление и, с другой, внедрение мантийных магм. Подобно щелочным гранитам базитовый магматизм также проявлялся в виде ряда импульсов. Так, практически одновременно с образованием пород Арысканского района произошло внедрение монцогаббродиоритов Башкымугурского массива (465 млн лет) и камптонитов (444–446 млн лет), прорывающих его породы [17]. Подобное согласование проявлений щелочных и основных пород позволяет предполагать, что щелочной магматизм в пределах раннепалеозойской Алтае-Саянской магматической области контролировался мантийной активностью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802. Геохронологические исследования выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и государственной темы НИР FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
2. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Никифоров А.В., Кудряшова Е.А., Хертек А.К. Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41.
3. Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сугорова А.М., Анисимова И.В. Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов Коргодабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197.
4. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов юго-восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.
5. Никифоров А.В., Хертек А.К., Козловский А.М. Sm-Nd изотопная система в породах и минералах Арысканского редкометального месторождения. Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород / Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 232–235. ISBN 978-5-88918-052-4 2018
6. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований // Геохимия. 2004. № 3. С. 243–253.
7. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. Москва: Наука, 1970. 258 с.
8. Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Сырицо Л.Ф., Бочаров В.Н. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 656–667.
9. Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // Chem. Geology, 2005. V. 220. P. 47–66.
10. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окуневского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): К оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 37–61.
11. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Травин А.В. Состав и возраст флюорит-бериллиевое месторождения Радуга, Западный Саян: к проблеме оценки металлогенических перспектив территории // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 53–58.
12. Vorontsov A.A., Izoh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P. Evolution of Syenite Magmas: Insights from the Geology, Geochemistry and O-Nd Isotopic Characteristics of the Ordovician Saibar Intrusion, Altai-Sayan Area, Russia // Minerals. 2021. 11. 473. <https://doi.org/10.3390/min11050473>
13. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
14. Владимиров А.Г., Гишпер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
15. Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
16. Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 1957–1973.
17. Гишпер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.

AGE OF ALKALINE ROCKS FORMATION IN THE AREA ARYSKAN RARE-METAL DEPOSIT, EASTERN SAYAN

A. V. Nikiforov^{a, #}, A. A. Ivanova^b, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^a, E. B. Salnikova^b,
Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^b, A. M. Kozlovskaya^a, A. K. Khertek^c, Y. V. Plotkina^b,
E. A. Kudryashova^a, O. L. Galankina^b, and N. A. Polyakov^a

^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^cTuvian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Kyzyl, Russian Federation

[#]E-mail: usn2007b@yandex.ru, nikav@igem.ru

The age relationships between the alkaline rocks from the region of the rare-metal (Y, REE, Nb, Ta) Ayskan deposit have been determined. Metamict zircon with high content of U, Th was used as a geochronometer. A dedicated treatment protocol was used for sample preparation for geochronological U–Pb (ID TIMS) studies. Dating of zircon from alkaline granites of the Ayskan and nearby Astyg massifs showed that their formation occurred almost simultaneously, 448 ± 1 and 446 ± 1 million years ago, respectively. The supposed genetic relationship of alkaline granites with the accomodating alkaline-feldspar syenites formed 472 ± 2 million years ago (zircon, U–Pb, ID TIMS), has not been confirmed.

Keywords: rare-metal granites, rare-metal deposit, metamict zircon, U-Pb ID TIMS, East Sayan

УДК 550.42

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА КИСЛОРОДА ЛЕЙКОГРАНИТОВ ОМСУКЧАНСКОГО ПРОГИБА (СВ РОССИИ): УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФЛЮИД–ПОРОДА

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина^{1,*}, Л. Г. Филимонова¹, А. С. Авдеев¹,
Ю. Н. Чижова¹, С. А. Коссова¹, О. М. Жиличева¹, академик РАН Л. Я. Аранович¹

Поступило 28.09.2022 г.

После доработки 17.10.2022 г.

Принято к публикации 19.10.2022 г.

Изучен изотопный состав кислорода минералов (Qtz, Zrn, Kfs) и валовых проб позднемеловых порфировых лейкогранитов Омсукчанского прогиба и прилегающих территорий, в пределах которых развито Au–Ag-, Sn- и Sn-полиметаллическое оруденение. Величины $\delta^{18}\text{O}$ валовых проб лейкогранитов возрастают от -10.6‰ в районе Дукатского Au–Ag-рудного поля до $+9.7\text{‰}$ в районе других рудоносных областей. Изотопно-легкие характеристики пород являются атрибутом полевых шпатов и отвечают изотопному равновесию с флюидом метеорного происхождения ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$) в широком интервале T при ограниченных соотношениях флюид–порода (W/R от 0.9–1.6 до 0.3–0.1). Величины $\delta^{18}\text{O}$ кварца и циркона также изменены в процессе флюидного воздействия, но частично: в первом случае, вероятно, по механизму диффузии, а во втором – по механизму растворения–кристаллизации.

Ключевые слова: изотопный обмен, взаимодействие флюид–порода, циркон, диффузия кислорода, растворение–кристаллизация циркона, рудное поле Дукат, флюид метеорного происхождения

DOI: 10.31857/S2686739722602046, **EDN:** SVLUDS

ВВЕДЕНИЕ

Изотопная система кислорода гранитов наименее устойчива к флюидному воздействию по сравнению с другими магматическими породами, поскольку для полевых шпатов, слагающих вместе с кварцем основную матрицу породы, характерны высокие скорости диффузии кислорода [1] и способность к реакционному взаимодействию с водным флюидом. Кварц является более устойчивым, его величины $\delta^{18}\text{O}$ иногда применяют для реконструкции величин $\delta^{18}\text{O}$ кислых расплавов [2], хотя для кварца тоже характерен ретроградный обмен с флюидом [3]. В отличие от кварца и полевых шпатов, циркон обладает экстремально низкой скоростью диффузии кислорода [1, 4]. Возникновение изотопно-кислородных сдвигов в цирконе из пород, измененных флюидом, связывают с процессами частичной или полной рекристаллизации [5, 6]. Разная устойчивость изотопной системы кислорода этих минералов является источником ценной информации о взаимодей-

ствии флюид–порода. В настоящей работе мы провели изучение изотопного состава кислорода минералов кварца (Qtz), калиевого полевого шпата (Kfs), циркона (Zrn) позднемеловых порфировых лейкогранитов, присутствующих в пределах и за пределами рудного поля эпитептермального Ag–Au-месторождения Дукат (рис. 1). Месторождение, как и весь район Омсукчанского прогиба, хорошо изучены [7–12]. Основной особенностью месторождений и рудопроявлений здесь является масштабное воздействие флюида на вулканогенно-осадочные породы верхоянского комплекса. Например, в генезисе флюида Дукатского рудного поля (ДРП) по изотопным характеристикам карбонатов рудных ассоциаций [8, 9] прослеживается метеорный компонент: величины $\delta^{13}\text{C}$ указывают на участие органики вмещающих пород, а величины $\delta^{18}\text{O}$ – на участие метеорных вод. Величина $\delta^{18}\text{O}$ адюляра рудных метасоматитов (-3.4‰ – -11.1‰ , [10]) также указывает на метеорное происхождение рудообразующего флюида ДРП. Изученная нами ранее рассеянная карбонатная минерализация позднемеловых K–Na-порфировых лейкогранитов тоже характеризуется низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (-0.8‰ – $+0.9\text{‰}$ (VSMOW), [9]), которые могли указывать на изотопное равновесие с силикатами, имеющими от-

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

*E-mail: elenadelta@gmail.com

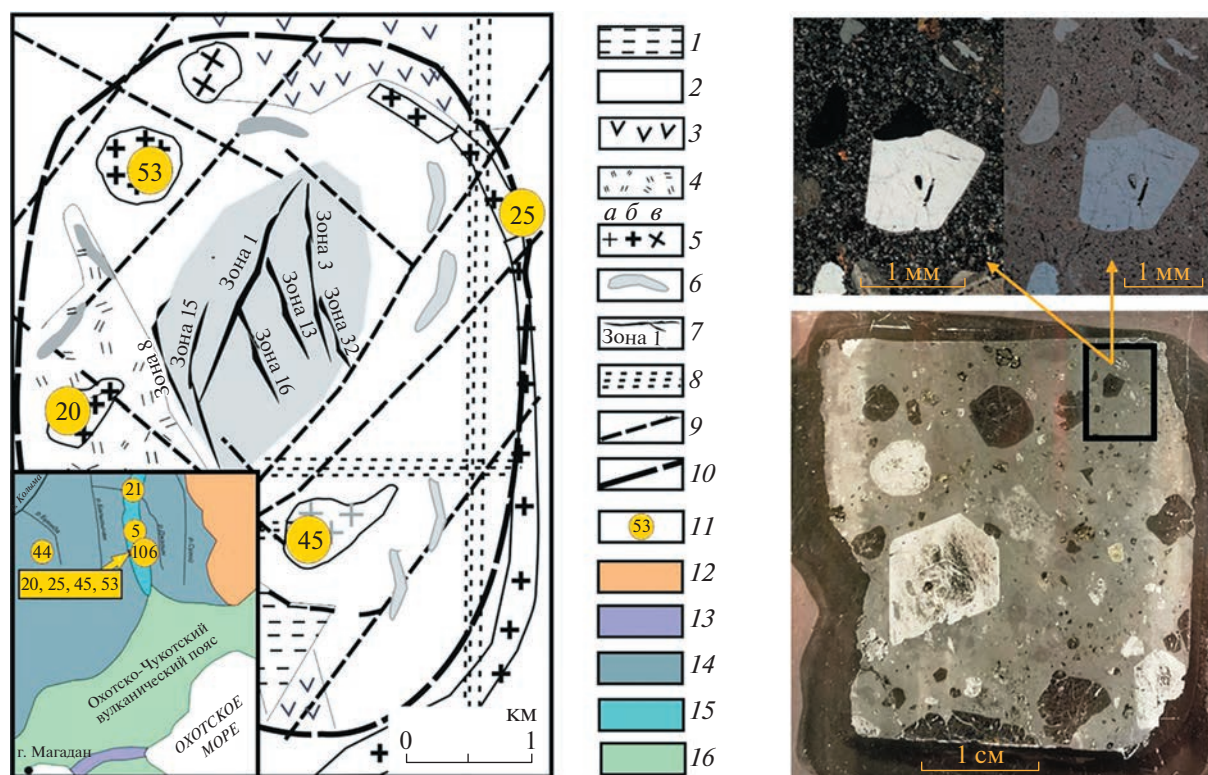


Рис. 1. Схема рудного поля Дукат с нанесенными местами отбора лейкогранитов, на врезке — расположение мест отбора за пределами рудного поля. Справа — фотография шлифа типичного порфирового лейкогранита (обр. 25), в верхней части — фото шлифа под микроскопом (николи х и о) типичного выделения кварца, фрагменты которого отбирались для изотопного анализа. Условные обозначения: 1 — триас-юрские осадочно-метаморфические породы Верхоянского комплекса; 2–4 — области преимущественного распространения меловых стратифицированных толщ: раннемеловых калиевых риолитов (игнимбритов) аскольдинской свиты и угленосных алевролитов, песчаников, гравелитов раннемеловой улкинской свиты (2), позднемеловых андезитов (3), К–Na-риолитов, игнимбритов каховской и шороховской свит (4); 5 — субвулканические породы: крупнопорфировые повышенной калиевой (а), калиево-натриевой щелочности (б), габброиды (в); 6 — пластовые тела флюидальных риолитов; 7 — рудные тела Au–Ag-месторождения Дукат; 8–9 — разломы: скрытые системы глубинных нарушений (8), прочие разломы (9); 10 — внешние контуры Дукатского рудного поля; 11 — номера проб (табл. 1) крупнопорфировых лейкократовых гранитоидов. На врезке: 12 — блок с континентальной корой Сибирского кратона; 13 — Удско-Мургальская островодужная система; 14 — мезозойские отложения верхоянского комплекса; 15 — Омсукчанский прогиб; 16 — Охотско-Чукотский вулканический пояс. Составлено по [7, 9].

рицательные величины $\delta^{18}\text{O}$. Однако до настоящего времени величины $\delta^{18}\text{O}$ в силикатных фазах позднемеловых пород не были определены, хотя они являются хорошим примером взаимодействия с флюидом, имеющим низкие величины $\delta^{18}\text{O}$. В данной работе мы восполняем этот пробел и проводим оценку параметров и масштаба влияния флюида на величину $\delta^{18}\text{O}$ как отдельных минералов (Kfs, Qtz, Zrn) позднемеловых лейкогранитов, так и пород в целом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изотопный анализ кислорода выполнен методом фторирования с применением лазерного нагрева, измерения проведены в режиме двойного напуска на масс-спектрометре DeltaPlus ("Thermo", Германия). Погрешность анализа по резуль-

татам многократных измерений международных (кварц NBS 28, гранат UWG-2) и внутренних (кварц POLARIS) стандартов составляет не более $\pm 0.1\text{‰}$ (1 σ). Для установления валовых величин $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$ были гомогенизированы крупные (несколько десятков грамм) фрагменты пород, не имеющие внешних признаков окварцевания. Поскольку все изученные породы имеют порфировую (невадитовую) структуру (рис. 1), перед нами стояла проблема неомогенного состава измененных полевых шпатов. Как правило, отдельные фрагменты Kfs, отобранные в пределах небольшого домена образца, показывают разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ (например, обр. 25). Чтобы оценить масштаб изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs), для некоторых образцов они были рассчитаны по уравнению материального баланса, в котором задавались доли кварца и полевого шпата в образце, оцененные

Таблица 1. Изотопный состав кислорода минералов порфировых лейкогранитов в пределах и за пределами Дукатского рудного поля (ДРП)

Номер образца	Место отбора	$\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW), ‰				
		WR	Zrn	Kfs	Kfs расчет*	Qtz
21	В 100 км севернее ДРП	9.7	5.2		9.1(0.65)	
44	Балыгчанское поднятие, за пределами ДРП	9.6				10.5
106	Sn месторождение Индустриальное	6.6	4.8	4.4		7.8
5	Au рудопроявление Порожистое	−2.9	4.9		−6.6(0.71)	6.2
25	Восточная часть ДРП, обильная сульфидная минерализация	−1.4	3.9	−4.8; −6.4	−6.9(0.63)	7.9
20	северная часть ДРП, вкрапленная эпидот-пиритовая минерализация	−7.4	4.5		−13.5(0.65)	4.0
53	северная часть ДРП, вкрапленная эпидот-пиритовая минерализация	−10.6	4.2			
Раннемеловые лейкограниты аскольдинской серии						
45	ДРП	−9.1	6.1	−11.8		9.8

Примечание. * Расчет величин $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs) проведен по уравнению изотопного баланса. В скобках приведено содержание полевых шпатов в породе, рассчитанное методом CIPW. В расчете задавалось, что величина $\delta^{18}\text{O}$ (WR) определяется соотношением кварца и полевого шпата в породе. Согласно расчетам по методу CIPW, это допущение является корректным. При расчете $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs) в образце 21 была взята величина $\delta^{18}\text{O}$ (Qtz), равная измеренному значению в образце 44 (10.5‰).

методом CIPW. При расчете мы задавались условием, что породы в основном состоят из кварца и полевых шпатов, что подтверждают оценки пропорций минералов в образцах, показавшие, что сумма трех минералов — кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза во всех породах близка к 100%. Для сравнения в табл. 1 приведены данные для $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs), как измеренные (обр. 106, 25 и 45), так и рассчитанные (обр. 21, 5, 20 и 25). На примере обр. 25 видно, что расчет вполне согласуется с измеренными величинами $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs), и дает, по-видимому, некий усредненный состав полевого шпата в образце. Изотопный состав кислорода кварца был выполнен в отдельных прозрачных зернах, отобранных вручную из штучных образцов, чтобы избежать контаминации фрагментами наложенного кварца, который может попасть в мономинеральную фракцию из дробленого образца (рис. 1).

Изотопный анализ кислорода циркона был выполнен в мономинеральных фракциях, очищенных вручную от посторонних примесей. Для характеристики структуры зерен циркона было проведено катодолюминесцентное изучение с использованием рентгеноспектрального микроанализатора “Самес” MS-46. Для обеспечения электропроводимости образцы напыляли слоем углерода толщиной около 200 Å. Регистрацию фотографий ЦКЛ циркона проводили в режиме расширенного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 15 нА (растр 350 × 300 мкм), время экспозиции 90–120 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В образцах, отобранных за пределами ДРП (обр. 21 и 44), установлены “нормальные” величины $\delta^{18}\text{O}$ во всех минералах и породе в целом, а циркон этих пород попадает в интервал, характерный для мантийных пород и гранитов А-типа ($5.3 \pm 0.6\text{‰}$, [13, 14]). Лейкограниты, расположенные в пределах ДРП, характеризуются наибольшими изменениями в изотопном составе кислорода, которые затрагивают, прежде всего, полевые шпаты: величины $\delta^{18}\text{O}$ в них опускаются ниже -10‰ . Лейкограниты, отобранные в районе Sn-месторождения Индустриальное и Au-рудопроявления Порожистое (обр. 106 и 5, табл. 1) показывают изотопные характеристики кислорода промежуточные между породами, расположенными вне ДРП и в самом рудном поле. Кварц и циркон не остаются нейтральными при изотопном облегчении породы: оно сопровождается закономерным снижением величин $\delta^{18}\text{O}$ (Zrn) и $\delta^{18}\text{O}$ (Qtz) (рис. 2). При этом ни в кварце, ни в цирконе величины $\delta^{18}\text{O}$ не достигают экстремальных отрицательных значений, характерных для Kfs.

Образец раннемеловых лейкогранитов аскольдинской серии также показал наличие сильных изотопных сдвигов кислорода, которые максимально проявлены для полевых шпатов (табл. 1). Однако при этом и кварц, и циркон породы полностью сохраняют свои реликтовые “магматические” значения.

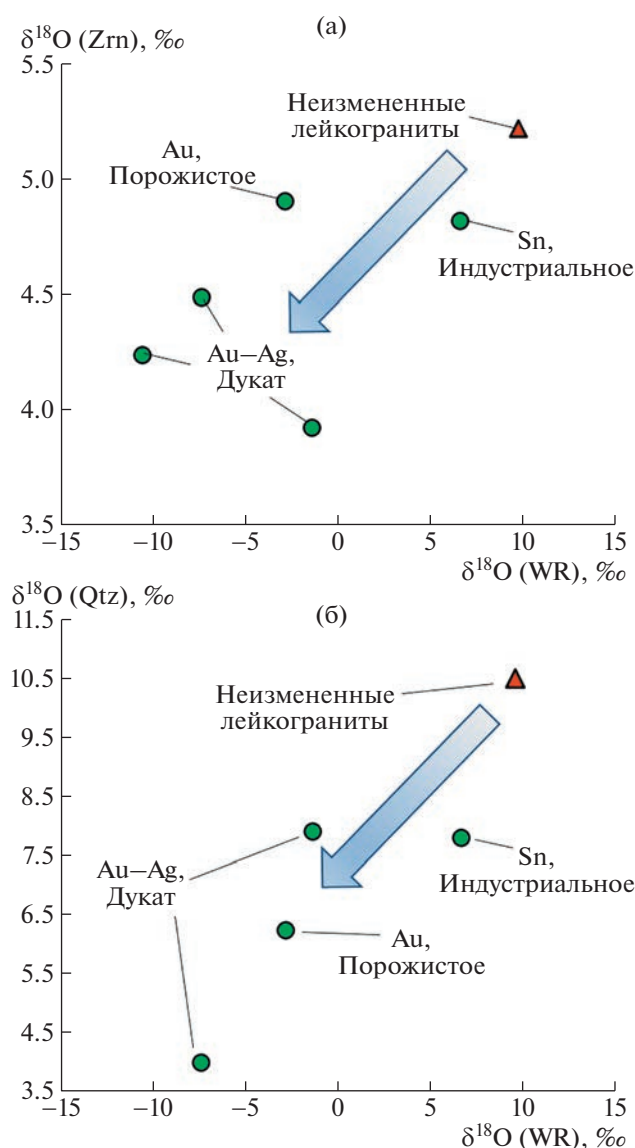


Рис. 2. Изотопный состав кислорода циркона ($\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$, а) и кварца ($\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz})$, б) относительно валового изотопного состава кислорода измененных порфировых лейкогранитов ($\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$). Стрелка — направление, в котором возрастает степень флюидного воздействия на породу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдаемые величины $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$ указывают на изменение изотопного состава кислорода позднемеловых лейкогранитов с участием изотопно-легкого флюида, который, с наибольшей вероятностью, имеет метеорное происхождение. Мы провели расчет соотношения флюид–порода для процесса изменения гранитной породы и соотнесли расчет с наблюдаемыми характеристиками позднемеловых лейкогранитов ДРП (рис. 3). При расчете были заданы следующие условия: 1) изотопный обмен пород с водным флюидом

протекает в открытой системе (“проточная” система Тэйлора, [15]); 2) интервал температуры составляет 400...750°C (от верхних границ гидротермальных условий до магматических температур); 3) величина $\delta^{18}\text{O}$ водного компонента флюида составляет –15‰. Заданные условия отвечают ситуации, когда тела внедрившихся лейкогранитов по мере остывания активно взаимодействуют с флюидом метеорного происхождения, циркулирующим в окружающих вулканогенно-осадочных толщах. Принятый изотопный состав кислорода метеорных вод близок к величинам $\delta^{18}\text{O}$ термоминеральных вод Таватумского месторождения (–16.3...–14.0‰), залегающего в позднемеловых вулканогенных породах региона [16].

Из расчетов следует, что в широком интервале температуры взаимодействие с флюидом не требует высоких соотношений флюид–порода. Величины W/R составляют 0.9–1.6 (обр. 53), 0.6–0.9 (обр. 20) и 0.3–0.45 (обр. 25) для лейкогранитов, расположенных в пределах ДРП, 0.35–0.55 для Au-рудопоявления Порожистое (обр. 5) и являются экстремально низкими для лейкогранитов Sn-месторождения Индустриальное (менее 0.1, обр. 106).

Согласованное снижение величин $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ и $\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz})$ по мере снижения $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$ указывает на то, что изотопные системы полевого шпата, кварца и циркона изменяются в едином процессе флюидной переработки пород. В случае кварца возможен заметный изотопный обмен с флюидом из-за вполне ощутимых скоростей диффузии кислорода, особенно при температуре, близкой к магматической. Например, при 750°C в присутствии водного флюида коэффициент диффузии кислорода в кварце составляет $\approx 1.8 \times 10^{-14} \text{ см}^2 \text{ сек}^{-1}$ [17]. В этих условиях кристалл кварца размером 0.5 мм полностью придет в равновесие с флюидом за 110 тыс. лет. Однако более крупные размеры кристаллов и остывание системы в целом приводят к закрытию изотопной системы кислорода кварца раньше, чем он придет в равновесие с флюидом, что и наблюдается в лейкогранитах ДРП. Например, в образце 20 изотопный сдвиг для кварца составляет 6.5‰, что соответствует всего лишь 40%-ной степени протекания реакции изотопного обмена, если предположить, что он шел при 750°C.

В отличие от кварца, для циркона характерны крайне низкие (практически “нулевые”) скорости диффузии кислорода [4], и закономерное изменение величин $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ по мере возрастания степени изменения породы должно быть связано не с диффузионным изотопным обменом, а с процессами массопереноса — растворением одних зон циркона и кристаллизацией других. Мы провели оценку количества циркона, которое могло быть перекристаллизовано в процессе флюидного воз-

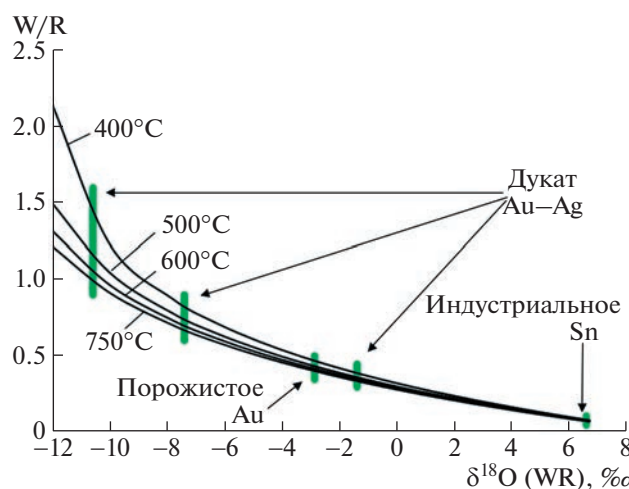


Рис. 3. Отношения флюид/порода (W/R), рассчитанные для измененных в разной степени лейкогранитов при взаимодействии с флюидом метеорного происхождения ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$). Сплошные кривые — взаимодействие флюид/порода при разных T (указаны около линий). Расчет проведен для открытой по флюиду системы [15] с использованием коэффициентов фракционирования в системе “гранит–вода” [18]. Вертикальные линии — измеренные величины $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$, приведенные в табл. 1.

действия, чтобы получить наблюдаемые величины $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ в измененных лейкогранитах ДРП. При расчете допускалось, что циркон в измененных породах первоначально соответствовал по составу циркону в неизменной породе ($\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})^0 = 5.2\text{‰}$), а дальнейшее снижение величин $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ происходит за счет добавки гидротермально переротложенного циркона (hZrn):

$$X(\text{hZrn}), \% = [\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})^0 - \delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})] / [\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})^0 - \delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})] \times 100$$

Величины $\delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})$ рассчитывались из условия локального равновесия новообразованного циркона с флюидом, находящимся в равновесии с лейкогранитами при двух крайних температурах (400 и 750°C). При расчетах использованы термодинамические уравнения для системы “гранит–вода” [18] и циркон–вода (согласованная база [19]). Результаты расчета величин $\delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})$ и $X(\text{hZrn})$ представлены в табл. 2, из которой следует, что

Таблица 2. Величины $\delta^{18}\text{O}$ новообразованного циркона и его содержание (мас. %) в общей массе циркона

Номер образца	106	5	20	53	25
$\delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})$					
400°C	2.9	−6.6	−11.1	−14.3	−5.1
750°C	2.0	−7.5	−12.0	−15.2	−6.0
$X(\text{hZrn}), \%$					
400°C	16	3	4	5	12
750°C	12	2	4	5	11

содержание новообразованного циркона должно быть очень небольшим. В основном, это первые проценты (2–5%), и только в образцах месторождения Индустриальное и восточной части ДРП (обр. 106 и 25) величина $X(\text{hZrn})$ поднимается до 11–16%. Такое количество переротложенного циркона трудно увидеть на CL-изображениях, и, по видимому, этот материал трудно выявить при локальных изотопных исследованиях. Легко подсчитать, что для изометричного зерна циркона размером 100 мкм 16%-ный перенос материала может дать равномерную кайму толщиной не более 2.7 мкм, при 5%-ном массопереносе толщина каймы составит 0.8 мкм. Пространственного разрешения современных приборов SIMS (3–10 мкм) будет недостаточно для локального изотопного анализа кислорода таких тонких кайм, особенно если учесть существенно меньшие размеры зерен циркона в изучаемых породах. Морфология зерен циркона (рис. 4) показывает отсутствие видимых следов их перекристаллизации — сохранность первично-магматической осцилляторной зональности и отсутствие включений “дочерних” фаз [6]. Поверхность кристаллов циркона резорбирована, и интенсивность этого процесса согласуется на качественном уровне с интенсивностью флюидного воздействия на породы (снижения величин $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$, рис. 4), хотя процессы резорбции не обязательно могли быть связаны с флюидным воздействием на породу. Таким образом, критерий наличия видимых изменений не всегда является абсолютным доказательством сохранности изотопной системы минерала.

Рассчитанные составы перекристаллизованного циркона характеризуются низкими величинами

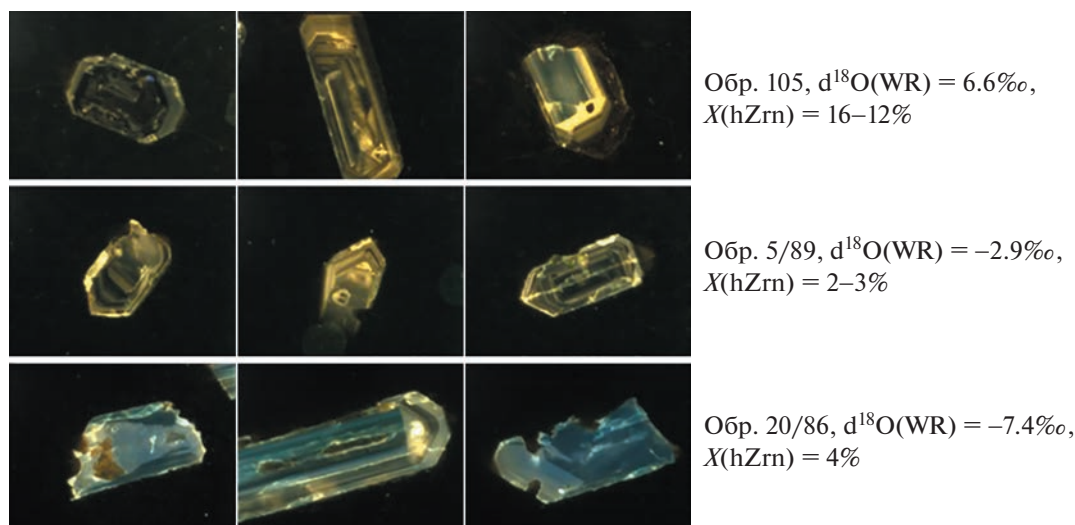


Рис. 4. CL-изображения цирконов, выделенных из изученных лейкогранитов. Рядом указан валовый изотопный состав кислорода породы, отражающий степень ее переработки флюидом. Величины $X(hZrn)$ – рассчитанная доля новообразованного циркона (табл. 2).

нами $\delta^{18}O(hZrn)$: в наименее измененных породах они еще являются положительными (2...2.9‰, обр. 106, табл. 2), но в максимально измененных могут опускаться ниже $-15‰$ (обр. 53, табл. 2). Если не брать во внимание процесс флюидного воздействия на породы, то пониженные величины $\delta^{18}O(Zrn)$ и $\delta^{18}O(Qtz)$ могут быть ошибочно интерпретированы как доказательство пониженных величин $\delta^{18}O$ в источнике расплавов.

Необходимо отметить, что изученный нами образец другого возраста, но расположенный в районе ДРП – раннемеловые лейкограниты аскольдинской серии – также показывает высокую степень изменения флюидной фазой, хотя для него отмечается высокая сохранность изотопной системы кварца ($\delta^{18}O = 9.8‰$) и нет признаков изотопного облегчения циркона. По-видимому, этот образец испытывал аналогичное флюидное воздействие, которое почти не сказалось на изотопной системе данных минералов. Вполне возможно, что в других образцах раннемеловых пород могут быть найдены кварц или циркон, измененные в большей степени. Например, для нижнемеловых К-риолитов аскольдинской серии была опубликована величина $\delta^{18}O$ в кварце, равная 5.18‰ [11], на основании чего авторами был сделан вывод об изотопно-легком исходном расплаве данных пород (4.73‰). Однако, как следует из наблюдаемых зависимостей и приведенных расчетов (рис. 2, 3), снижение величины $\delta^{18}O$ кварца (как и циркона) в гранитных породах вполне может быть связано с процессами флюидной проработки и не требует привлечения изотопно-легкого источника магматических расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы впервые представили данные по изотопному составу кислорода позднемеловых порфировых лейкогранитов Омсукчанского прогиба, расположенных как в пределах, так и за пределами месторождения Дукат. Изотопная система кислорода этих пород нарушена, что указывает на масштабное воздействие флюида, в составе которого преобладали воды метеорного происхождения. Наиболее сильно изменены изотопно-легким флюидом лейкограниты, расположенные в пределах Дукатского рудного поля (ДРП) – для них характерны существенные отрицательные величины $\delta^{18}O$. Очень часто при получении отрицательных величин $\delta^{18}O$ в силикатных породах (особенно гранитах) обсуждается проблема изотопно-легкого источника расплавов. Для этого привлекаются модели плавления материала, гидротермально переработанного изотопно-легким флюидом [20]. Однако в случае лейкогранитов Омсукчанского прогиба есть весомые аргументы против привлечения подобных моделей. Во-первых, это “нормальные” для лейкогранитов величины $\delta^{18}O$ неизмененных пород, расположенных за пределами ДРП. Во-вторых, это присутствие в измененных лейкогранитах кварца с реликтовыми изотопными характеристиками. Несмотря на небольшой фактический материал, практически нет сомнений, что отрицательные величины $\delta^{18}O$ лейкогранитов ДРП связаны исключительно с процессом воздействия на породы изотопно-легкого флюида метеорного происхождения.

Полученные результаты находят адекватное объяснение с позиций ограниченного взаимодействия флюид–порода, когда изотопная система

полевых шпатов претерпевает резкие изменения, а изотопные системы кварца и циркона оказываются изменены лишь частично. При этом частичный изотопный обмен для кварца, вероятно, реализуется по механизму диффузии, а для циркона — по механизму растворения-кристаллизации. Признаки частичного изотопного обмена кварца с флюидом в порфировых лейкогранитах ДРП позволяют использовать величины $\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz})$ в качестве геохронометра. Для этого достаточно иметь точное представление о температуре обмена и быть уверенным в его диффузионном механизме.

Рассмотрение величин $\delta^{18}\text{O}$ циркона относительно изотопных параметров остальных минералов и валовых проб лейкогранитов дает важнейшую информацию о механизме изотопного обмена. Расчеты показывают, что при флюидном воздействии на породы могла происходить частичная перекристаллизация циркона, при этом заметные (около 1–1.5‰) сдвиги в величине $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ могут быть получены при крайне небольшом массопереносе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Государственное задание ИГЕМ РАН. Изотопные и CL-исследования циркона проведены при поддержке проекта РНФ № 22-17-00052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Farver J.R.* Oxygen and Hydrogen Diffusion in Minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2010. V. 72. P. 447–507.
2. *Harris C., Faure K., Diamond R.E., Scheepers R.* Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa // *Chemical Geology*. 1997. V. 143 P. 95–114.
3. *Jenkin G.R.T., Farrow C.M., Fallic A.E., Higgins D.* Oxygen isotope exchange and closure temperatures in cooling rocks // *Journal of Metamorphic Geology*. 1994. V. 12. P. 221–215.
4. *Watson E.B., Cherniak D.J.* Oxygen diffusion in zircon // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 148. P. 527–544.
5. *Chen W.T., Zhou M.-F.* Hydrothermal alteration of magmatic zircon related to NaCl-rich brines: diffusion-reaction and dissolution-precipitation processes // *American Journal of Science*. 2017. V. 317. P. 177–215.
6. *Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Зингер Т.Ф. и др.* Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны САХ (6°–13°с.ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 4. С. 335–361.
7. *Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И. и др.* Золотосеребряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 202 с.
8. *Банникова Л.А.* Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 207 с.
9. *Дубинина Е.О., Филимонова Л.Г., Коссова С.А.* Изотопные ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) характеристики вкрапленной минерализации магматических пород Дукатского рудного поля (Северо-Восток России) // *Геология рудных месторождений*. 2019. Т. 61. № 1. С. 39–51.
10. *Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 318 с.
11. *Акинин В.В., Биндеман И. Н.* Вариации изотопного состава кислорода в магмах Охотско Чукотского вулканогенного пояса // *ДАН*. 2021. Т. 499. № 1. С. 26–32.
12. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Буюндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России // *Тихоокеанская геология*. 2004. Т. 23. № 1. С. 3–19.
13. *Valley J.W.* Oxygen isotopes in zircon. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W. O. (Eds.), *Zircon. / Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53. P. 343–385.
14. *Wei C.-S., Zi-Fu Zhao, Spicuzza M.J.* Zircon oxygen isotopic constraint on the sources of late Mesozoic A-type granites in eastern China // *Chemical Geology*. 2008. V. 250. P. 1–15.
15. *Taylor H.P., Sheppard S.M.-F.* Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics// *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 1986. V. 16. P. 227–272.
16. *Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонова Н.А.* Новые изотопно-геохимические данные по Таватумским термальным водам (Магаданская область) // *Тихоокеанская геология*. 2021. Т. 40. № 5. С. 104–114.
17. *Dennis P.F.* Oxygen self-diffusion in quartz under hydrothermal conditions // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89. P. 4047–4057.
18. *Zhao Zi-Fu, Yong-Fei Zheng.* Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // *Chemical Geology*. 2003. V. 193. P. 59–80.
19. *Vho A., Lanari P., Rubatto D.* An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // *Journal of Petrology*. 2020. <https://doi.org/10.1093/petrology.egaa001>
20. *Zheng Y.F., Gong B., Zhao Z.F., Wu Y.B., Chen F.K.* Zircon U-Pb age and O isotope evidence for Neoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ magmatism during Supercontinental rifting in South China: implications for the snowball Earth event // *American Journal of Science*. 2008. V. 308. P. 484–516.

OXYGEN ISOTOPE SYSTEM OF LEUCOGRANITES OF THE OMSUKCHAN TROUGH (NE RUSSIA): CONDITIONS AND MECHANISMS OF WATER-ROCK INTERACTION

Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina^{a, #}, L. G. Filimonova^a, A. S. Avdeenko^a, Yu. N. Chizhova^a, S. A. Kossova^a, O. M. Zhilicheva^a, and Academician of the RAS L. Ya. Aranovich^a

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

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

The oxygen isotopic composition of minerals (Qtz, Zrn, Kfs) and bulk samples of Late Cretaceous porphyritic leucogranites of the Omsukchan trough, which are associated with the formation of tin and Sn-polymetallic mineralization, was studied. The $\delta^{18}\text{O}$ values of bulk samples of leucogranites decrease from +9.7‰ (outside the Dukat ore field) to 10.6‰ (within the ore field), and the light isotope characteristics are mainly an attribute of feldspars and correspond to isotope exchange with meteoric fluid ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$), over a wide range of T at limited fluid-to-rock ratios (W/R from 0.9–1.6 to 0.3–0.1). Unlike feldspars, the $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz and zircon are partially changed, in the former, probably, by the diffusion mechanism, and in the later, by the dissolution-precipitation one.

Keywords: isotope exchange, fluid-rock interaction, zircon, oxygen diffusion, zircon dissolution-precipitation, Dukat ore field, meteoric fluid

УДК 551.24:550.93

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА КАК ЛЕТОПИСЬ ЭВОЛЮЦИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕНА

© 2023 г. А. В. Травин^{1,2,*}, М. М. Буслов¹, Ю. А. Бишаев¹, А. А. Цыганков^{3,4}

Представлено академиком РАН В. В. Ярмолюком 17.10.2022 г.

Поступило 17.10.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

Для позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ) на основе комплексного подхода, включающего U/Pb-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - и трековый методы датирования, реконструирована термическая история. Исследованы породы баргузинского, чивыркуйского комплексов на участках в юго-западной, северо-восточной частях батолита, а также на полуострове Святой нос и восточном берегу озера Байкал. Термохронологические данные для пород всех участков в целом согласуются между собой, располагаясь на одной кривой. Быстрое охлаждение на графике сразу после формирования пород АВБ свидетельствует об эпохе интенсивной денудации с амплитудой порядка 7–5 км, связанной с позднепалеозойской орогенцией. После эпохи тектонической стабилизации, характеризующейся постепенным закрытием изотопной системы биотита в интервале 170–295 млн лет, происходит закрытие изотопной системы полевого шпата в узком интервале 140–167 млн лет. Этот интервал совпадает с закрытием Монголо-Охотского океана и началом формирования одноименного орогена и характеризуется амплитудой денудации около 3 км. Далее, в период 60–3 млн лет на территории Забайкалья происходила медленная денудация, закончившаяся относительно резким охлаждением пород в течение последних 3 млн лет и денудацией с амплитудой порядка 3–2 км. Это может быть связано с откликом на тектоническое воздействие Индо-Евразийской коллизии. Полученные данные о тектоно-термальной эволюции пород АВБ могут послужить основой для сопоставления с динамикой формирования Монголо-Охотского орогена с одной стороны, с другой – динамикой осадконакопления в юрско-раннемеловых Иркутском, Канско-Ачинском, Тувинском, Кузнецком и Западно-Сибирском бассейнах.

Ключевые слова: U/Pb-датирование, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, трековое датирование, термохронологические реконструкции, гранитоидные батолиты, Монголо-Охотский ороген, денудация

DOI: 10.31857/S2686739722602447, EDN: SVOGTN

При реконструкции эволюции орогенов, к числу которых относится мезозойский Монголо-Охотский ороген, наряду с прямыми исследованиями осадочных комплексов, активных разломов и форм рельефа (например, [1]), актуальным является изучение термической истории магматических пород. Изучение включает использование

комплекса геохронологических методов, характеризующихся различными температурами закрытия изотопных систем минералов: от U/Pb-датирования циркона (температура закрытия $T_c \sim 900^\circ\text{C}$), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования амфибола ($T_c \sim 550^\circ\text{C}$), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования биотита ($T_c \sim 320^\circ\text{C}$), полевого шпата/плагиоклаза ($T_c \sim 300^\circ\text{C}$), до трекового датирования апатита ($T_c \sim 110^\circ\text{C}$) [2]. Сопоставление фиксируемых значений возраста изотопных систем минералов с температурами их закрытия позволяет оценить последовательно глубины залегания пород (учитывая усредненный температурный градиент в 25–30°/км) на различных промежутках времени, начиная от их формирования и заканчивая выводом к земной поверхности в результате тектонических событий. Такой мультисистемный подход использован нами для изучения тектоно-термальной эволюции позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный технический
университет, Новосибирск, Россия

³Геологический институт Сибирского отделения
Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

⁴Бурятский государственный университет,
Улан-Удэ, Россия

*E-mail: travin@igm.nsc.ru

батолита (АВБ), расположенного на юго-восточной окраине Северо-Азиатского континента [3]. В мезозое ([1, 4–6] и другие) Северо-Азиатский континент, включая и рассматриваемый Забайкальский сегмент, претерпел интенсивную тектоническую реактивацию (начавшуюся около 180 млн лет назад), связанную с закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна и последующей коллизией Северо-Китайского континента. В результате был сформирован мезозойский Монголо-Охотский орогенный пояс, сутурная зона которого протягивается на расстояние свыше 3000 км от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря.

С целью выявления влияния мезозойских событий на термическую историю пород АВБ, а также — реконструкции истории их вывода к поверхности рассмотрены результаты комплексного U/Pb-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - и трекового датирования образцов баргузинского и чивыркуйского комплексов батолита на трех ключевых участках батолита: а) в юго-западной части, б) на полуострове Святой нос, восточном берегу оз. Байкал, в) в северо-западной части (рис. 1).

Формирование магматических комплексов региона, включая АВБ, связывается с субдукционным процессом и возможным вкладом обогащенных мантийных источников [3]. По данным [7–12] специфика позднепалеозойского магматизма Забайкалья определяется совмещением мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. Показано, что становление интрузий региона происходило на глубинах 20–13 км 320–290 млн лет назад на коллизионной (10%), и 310–280 млн лет назад — на постколлизионной (90%) стадиях развития территории.

Сводка опубликованных [7–12] и новых данных изотопного и трекового датирования приведена на термохронологической диаграмме (рис. 2). Характерно, что для пород юго-западного, восточного и северо-восточного изученных участков реконструируется в целом одинаковая термическая история.

Значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста, полученные по роговой обманке, попадают в возрастной диапазон формирования гранитоидов (310–290 млн лет), фиксируемый U/Pb-методом по циркону (рис. 2). Это позволяет считать, что глубина формирования изученных пород не превышала 15 км, что согласуется с представлениями, основанными на геологических данных [7, 8, 11, 12]. В северо-восточной части АВБ практически сразу (рис. 1, 2), учитывая возраст закрытия изотопных систем биотита, произошло остывание гранитоидов до интервала температур 300–350°C. Это соответствует глубинам 10–7 км, принимая усредненный температурный градиент в 30°/км. Кру-

тое положение графика термической истории для некоторых пород АВБ в этот период времени свидетельствует о крупной эпохе денудации, связанной с позднепалеозойской орогенией. Амплитуда денудации оценивается по разнице между глубинами, при которых происходит закрытие роговой обманки, и биотита, что составляет 7–5 км. Столь существенная денудация территории Забайкалья может быть связана с крупной тектонической фазой, которая отчетливо проявилась в покровно-сдвиговых структурах Восточного Саяна, расположенных вблизи и к востоку от оз. Байкал, а в целом — на огромной территории Алтае-Саяна и Восточного Казахстана [13, 14]. В Восточных Саянах Главный Саянский разлом, проявленный как правосторонний сдвиг, ассоциирует с покровными структурами Тункинских Гольцов и, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования синтетектонических минералов, характеризуется позднекарбонно-раннепермским возрастом формирования (316–286 млн лет), который полностью совпадает с фиксируемым ранним эпизодом вывода к поверхности пород АВБ (рис. 2).

Далее, в период 290–180 млн лет, породы АВБ находились в температурном интервале 250–350°C, в котором изотопные системы амфибола были полностью закрыты (рис. 2), при этом в различных частях батолита происходило растянутое во времени закрытие изотопной системы биотита. Пологое поведение графика термической истории пород свидетельствует в пользу тектонической стабилизации в регионе в этот период времени.

Закрытие изотопных систем полевого шпата/плагиоклаза ($T_c \sim 250\text{--}200^\circ\text{C}$) начинает фиксироваться в интервале 170–140 млн лет (поздняя юра–ранний мел). Разница значений температур около 100°C между закрытием изотопной системы биотита и полевого шпата может быть объяснена тем, что породы АВБ в это время испытали денудацию около 3 км мощности, которая по времени совпадает с закрытием Монголо-Охотского океана и началом формирования одноименного орогена [1, 4–6]. Крутое положение графика (рис. 2) в период 140–125 млн лет между температурой закрытия изотопной системы полевой шпат/плагиоклаз и трековым возрастом апатита (разница значений температур 150–100°C) свидетельствует о продолжающемся формировании Монголо-Охотского орогена, в результате роста которого было подвержено денудации еще около 4–3 км мощности пород.

В период 140–35 млн лет (трековый возраст апатита) различные части АВБ пересекли изогладу в $110 \pm 10^\circ\text{C}$, соответствующую закрытию трековой системы апатита. На основании результатов обратного моделирования длин треков деления апатита (врезка на рис. 2) в период 80–60 млн лет

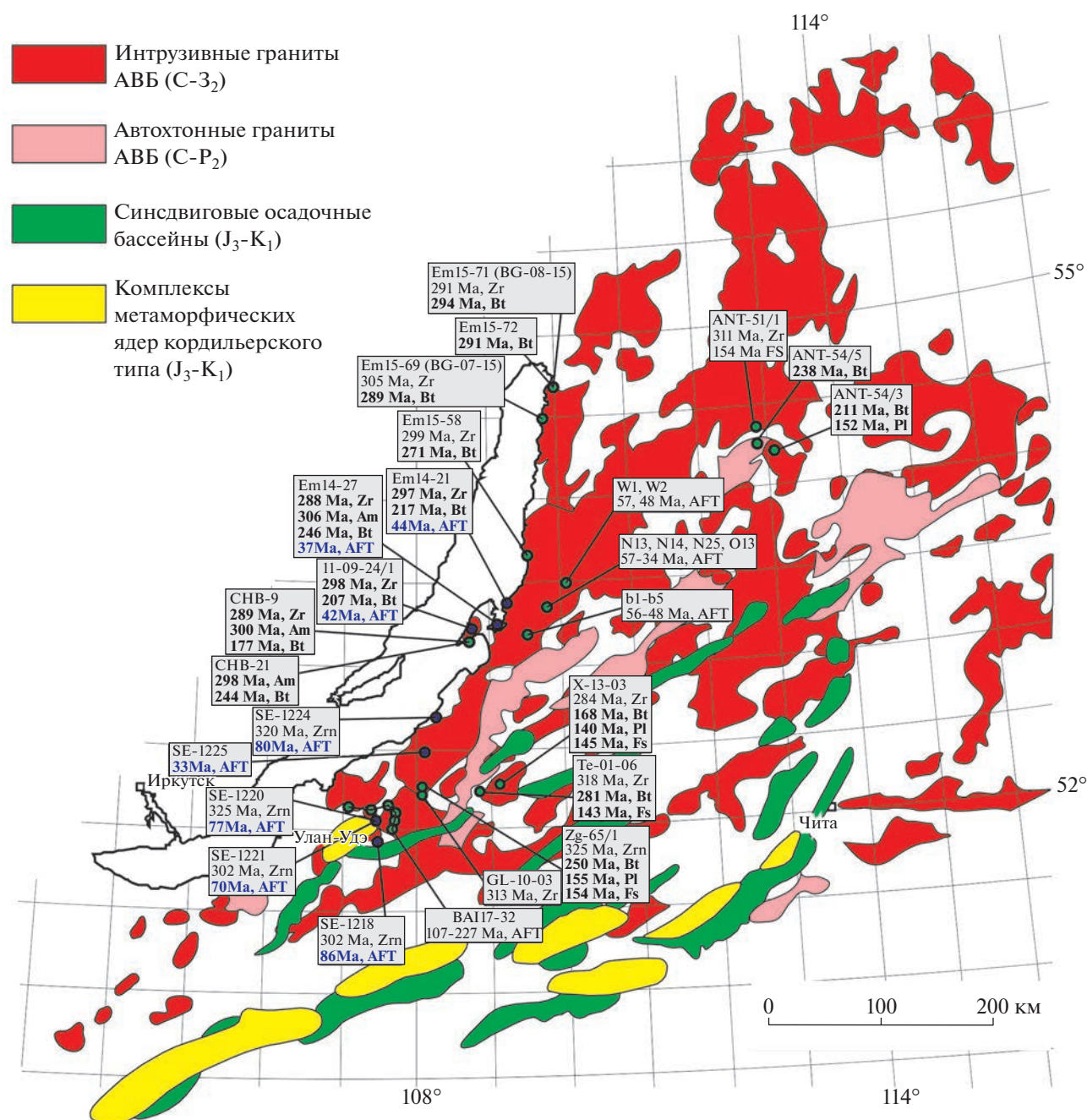


Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья [7, 8]. Кружками показаны места отбора проб для Кривыми показаны места отбора проб для термохронологических исследований. Приведены результаты U/Pb-датирования по циркону (Zr) [7, 8], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования по амфиболу (Am), биотиту (Bt), полевому шпату (Fs), плагиоклазу (Pl) [9], использованы опубликованные результаты трекового датирования (AFT) [10] и новые данные (выделены синим шрифтом).

назад гранитоиды, отобранные на современном эрозионном срезе в средней части АББ, были выведены до температур в 80°C (глубина залегания 3–2 км), что соответствует мощности денудации около 1.5–1 км. Далее в период 60–3 млн лет на территории Забайкалья происходила медленная денудация менее чем 0.5 км мощности пород, что

свидетельствует в пользу тектонической стабилизации в регионе. Крутое поведение графика термической истории пород АББ (врезка на рис. 2) фиксируется в период последних 3 млн лет. Резкое охлаждение пород может быть связано с дальним тектоническим воздействием Индо-Евразийской коллизии, которая привела к выво-

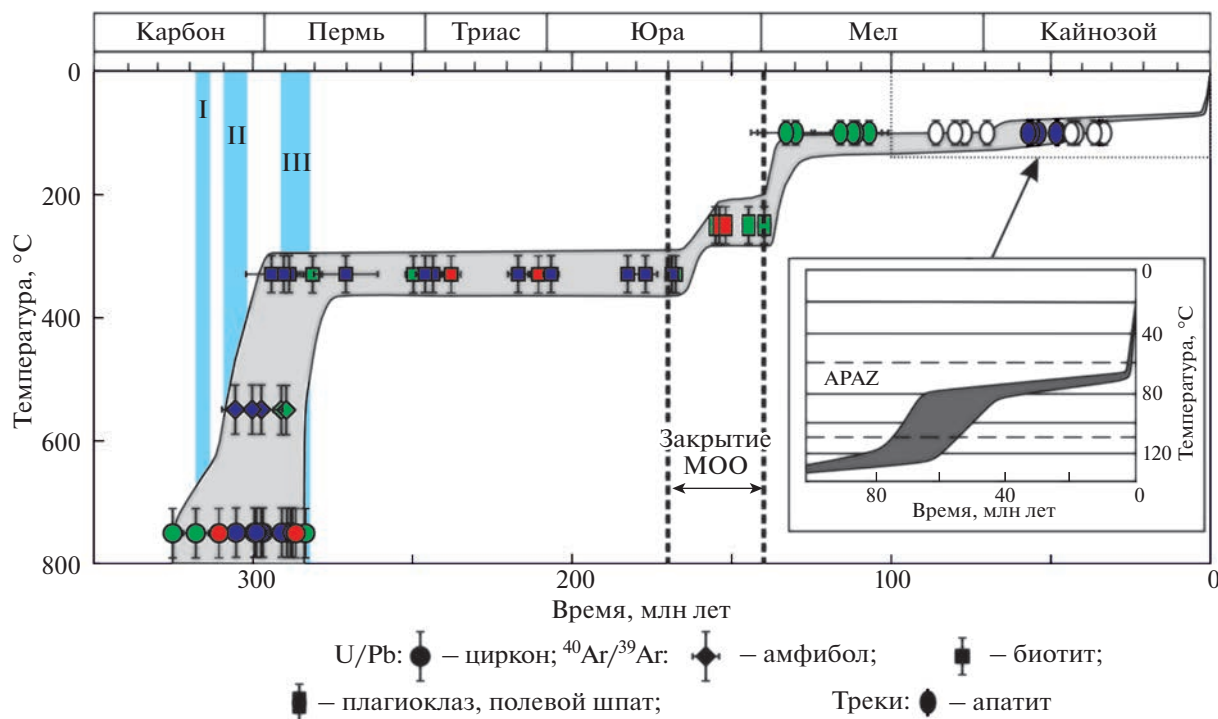


Рис. 2. Термохронологическая диаграмма эволюции гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Цветом выделены образцы юго-западной части батолита (зеленый), полуострова Святой нос и восточного берега озера Байкал (синий), северо-восточной части батолита (красный). Голубые линии соответствуют возрасту этапов формирования покровно-сдвиговых структур Восточного Саяна: I – покровный, II – покровно-складчатый, III – складчато-сдвиговый [13, 14]. Белым цветом выделены новые данные трекового возраста апатита. На врезке показаны результаты обратного моделирования длин треков деления апатита с использованием программного обеспечения AFTSolve1 [15]. APAZ – зона частичного отжига апатита.

ду на дневную поверхность пород АВБ в результате денудации около 3–2 км их мощности.

Таким образом, в период проявления Монголо-Охотской орогении (170–140 млн лет назад) произошло поднятие пород АВБ с глубин 10–7 км до глубин 4–3 км, что может быть связано с интенсивным горообразованием в Забайкалье и денудацией около 6–4 км мощности земной коры. Это вывод согласуется с данными о проявлении процессов коллизионных и постколлизионных преобразований утолщенной континентальной коры в Забайкалье с формированием многочисленных комплексов метаморфических ядер в поздней юре–раннем мелу [1, 6]. Полученные данные о тектоно-термальной эволюции пород АВБ позволяют проводить взаимосвязи с формированием Монголо-Охотского орогена и осадконакоплением в юрско-раннемеловых Иркутском, Канско-Ачинском, Тувинском, Кузнецком и Западно-Сибирском бассейнах.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-17-00038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., et al.* Late Mesozoic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol-Okhotsk collision to widespread rifting // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11. P. 1695–1709.
2. *Hodges K.V.* Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems // In: *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
3. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 79–97.
4. *Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.* Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.
5. *Shevchenko B.F., Popeko L.I., Didenko A.N.* Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the MongolOkhotsk orogenic belt // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5 (3). P. 667–682.
6. *Wang T., Guo L., Zheng Y., et al.* Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting

- of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos*. 2012. V. 154. P. 315–345.
7. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
 8. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
 9. Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А., Ханчук А.И., Эрнст Р., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б. Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, Забайкалье, Россия // *Доклады академии наук*. 2020. Т. 494. № 1. С. 53–59.
 10. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., et al. How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. V. 28. TC3008.
 11. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамические условия формирования Ангаро-Витимского батолита // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
 12. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 5. С. 694–702.
 13. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбонovo-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // *Доклады академии наук*. 2009. Т. 428. № 4. С. 1–4.
 14. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д.Ч., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э. Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54 (10). С. 1600–1627.
 15. Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B. (AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data // *Geol Mat Res*. 2000. 2:(electronic).

THERMOCHRONOLOGY OF THE ANGARA-VITIM GRANITOID BATHOLITH AS A CHRONICLE OF THE EVOLUTION OF THE MONGOL-OKHOTSK OROGEN

A. V. Travin^{a,b,#}, M. M. Buslov^a, Yu. A. Bishaev^a, and A. A. Tsygankov^{c,d}

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

^bNovosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russian Federation

^cN.L. Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^dBuryat State University, Ulan-Ude, Russian Federation

[#]E-mail: travin@igm.nsc.ru

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk October 17, 2022

The thermal history of the Late Paleozoic granitoids of the Angara-Vitim batholith (ABB) was reconstructed using a multi-system approach including U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, and fission track dating methods. The rocks of the Barguzinsky and Chivyrkuysky complexes were studied at sites in the southwestern and northeastern parts of the batholith, as well as on the Svyatoy Nose Peninsula and the eastern shore of Lake Baikal. The similar thermal history is reconstructed for the rocks of all sites as a whole. The steep position of the thermal history graph immediately after the formation of the ABB rocks indicates a major denudation epoch with an amplitude of about 7–5 km associated with the Late Paleozoic orogeny. After the epoch of tectonic stabilization, characterized by the time-stretched closure of the biotite isotope system, the closure of the feldspar/plagioclase isotope system occurs in the range of 170–140 Ma. This interval coincides with the closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and the beginning of the formation of the orogen of the same name and is characterized by an amplitude of denudation of about 3 km. Further, in the period of 60–3 Ma, a slow denudation took place on the territory of Transbaikalia, which ended with a relatively sharp cooling of rocks during the last 3 Ma and denudation with an amplitude of about 3–2 km. This may be due to the long-range tectonic impact of the Indo-Eurasian collision. The obtained data on the tectonic-thermal evolution of AVB rocks can serve as a basis for identifying the relationship with the formation of the Mongol-Okhotsk orogen and sedimentation in the Jurassic-Early Cretaceous Irkutsk, Kansk-Achinsk, Tuva, Kuznetsk and West Siberian basins.

Keywords: U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, fission track dating, thermochronological reconstructions, granitoid batholiths, Mongol-Okhotsk orogen, denudation

УДК 550.93:548.4:550.9

РЕНТГЕНОВСКАЯ КОМПЬЮТЕРНАЯ МИКРОТОМОГРАФИЯ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ: ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ И СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ Sm–Nd-ДАТИРОВАНИЯ РУДОГЕНЕЗА

© 2023 г. П. А. Серов^{1,*}, Р. И. Кадыров², А. О. Калашников¹

Представлено академиком РАН С.В. Кривовичевым 08.09.2022 г.

Поступило 08.09.2022 г.

После доработки 05.10.2022 г.

Принято к публикации 31.10.2022 г.

Проведено микротомографическое изучение внутреннего строения сульфидных минералов из рудных разновидностей пород двух промышленных месторождений Арктической зоны РФ – вкрапленной руды Пильгуярвинского Cu–Ni-месторождения Печенги и рудных габброноритов платиноносного Федорово-Панского комплекса (Кольский полуостров). Показано, что все изученные образцы сульфидов имеют однородную структуру без явных дефектов или силикатных включений размером более 1 мкм. Отсутствие в сульфидах силикатных микровключений размером более одного микрона позволяет предполагать изоморфную форму нахождения редкоземельных элементов (РЗЭ) в сульфидах и в некоторой степени устраняет дискуссионную проблему влияния микровключений на результаты Sm–Nd-изотопно-геохронологических исследований сульфидов. Присутствие силикатных микровключений более мелкого (10–500 нм) размера с высокой долей вероятности не способно контролировать общий бюджет РЗЭ в сульфидном минерале. Вывод об отсутствии значимого влияния микровключений на получаемые возрасты подтверждается результатами Sm–Nd-датирования с использованием сульфидов из тех же минеральных навесок: Sm–Nd-возрасты руд Пильгуярвинского Cu–Ni-месторождения составили 1965 ± 87 млн лет; рудных габброноритов Федорово-Панского комплекса – 2482 ± 61 млн лет, что находится в хорошем соответствии с датировками, полученными ранее с использованием иных изотопных систем (U–Pb, Re–Os).

Ключевые слова: рентгеновская компьютерная микротомография, сульфиды, минеральные включения, РЗЭ, Sm–Nd-возраст, геохронология, рудогенез

DOI: 10.31857/S2686739722601855, EDN: SVYOPD

С накоплением новых знаний о поведении и фракционировании химических элементов в природных процессах, совершенствованием аналитической техники и методик изотопно-геохронологических исследований, постулируемые ранее возможности и ограничения некоторых актуальных изотопных систем подвергаются пересмотру в сторону расширения областей их использования. В частности, область применения Sm–Nd-системы за последние десятилетия вышла далеко за пределы классического датирования древних основных пород и слагающих их минералов. В настоящее время активно ведутся работы по использованию самарий-неодимовой системы рудных минералов (сульфидов) для датирования золоторудных и

Cu–Ni–PGE-месторождений, а получаемые результаты предполагают достаточно оптимистичную перспективу этого метода [2, 4, 6, 7, 14, 16, 17]. Многие исследования, связанные с изучением эволюции рудно-магматических систем, как правило, не обходятся без изотопно-геохронологических методов. Полученные результаты вносят большой вклад в познание рудогенерирующих процессов и источников рудных компонентов и позволяют вплотную подойти к построению генетических моделей месторождений.

Однако, несмотря на успешное использование Sm–Nd-метода при датировании рудных минералов, некоторые вопросы остаются дискуссионными. Например, одной из главных проблем при Sm–Nd-датировании сульфидных минералов является обоснование формы нахождения РЗЭ в сульфидном минерале. В разное время разными исследователями предлагались несколько гипотез нахождения редкоземельных элементов (РЗЭ) в сульфидах: изоморфное замещение главных катионов в решетке [3, 15], силикатные микровклю-

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

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: serov@geoksc.apatity.ru

чения с определенным составом РЗЭ [11, 13], нахождение РЗЭ в дефектах кристаллической решетки минерала [8], сорбция легких РЗЭ на его поверхности [3] и флюидные включения с наследованием состава РЗЭ из рудонесущего расплава [7, 20]. В совокупности анализ современных представлений позволяет предполагать, что силикатные включения являются лишь частью общего баланса РЗЭ в сульфидных минералах, а редкоземельный состав сульфида, по-видимому, отражает состав рудообразующего флюида [17]. Исследования по изучению разделения РЗЭ между сульфидными минералами и материнским расплавом или силикатными жидкостями подтверждают эту гипотезу [12, 17, 19]. Наиболее дискуссионным является вопрос влияния силикатных включений внутри сульфидных минералов на результат их Sm–Nd-датирования – если исследуемый сульфид содержит большое количество включений, то полученная изотопно-геохронологическая информация может быть искажена, а установленный возраст не будет соответствовать возрасту самого сульфида. Согласно методике пробоподготовки [4, 17], чтобы минимизировать влияние силикатных включений перед проведением масс-спектрометрического анализа, вручную под бинокулярным микроскопом проводится тщательная доочистка мономинеральной фракции (общей массой 150–200 мг), в итоге состоящая из сульфидов без видимых включений. Однако, ввиду непрозрачности анализируемых сульфидных минералов, оптические методы не позволяют контролировать отсутствие включений во внутреннем объеме минерала.

В настоящей работе основной целью проведенных исследований является изучение внутреннего строения сульфидных минералов с помощью рентгеновской компьютерной микротомографии (КТ-исследования) для определения возможных включений внутри сульфида. Для исследований были выбраны несколько зерен сульфидных минералов размером около 100 мкм из мономинеральных навесок, отобранных из вкрапленной руды Пильгуйярвинского месторождения Печенги и из рудных габброноритов Нижнего расслоенного горизонта платиноносного Федорово-Панского комплекса. Сульфидные минералы извлекались из тех же навесок, которые использовались для определения Sm–Nd-возраста пород и руд этих месторождений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

КТ-исследования. Для проведения томографического изучения использовалась микро- и нанофокусная исследовательская рентгеновская система для компьютерной томографии “General Electric” V|tomeX S 240 (Германия). Методика и

характеристики рентгеновской системы более детально приведены в работах [9, 10].

Съемка образцов производилась с помощью нанофокусной трубки при напряжении 90 кВ, силе тока 100 мА. Условия съемки для каждого образца подстраивались оператором отдельно в зависимости от плотностных характеристик минералов, слагающих образец. В результате исследования получается объемное (трехмерное) изображение, каждому вокселю которого присваивается значение рентгеновской плотности, измеряемое в условных единицах шкалы линейного ослабления излучения по отношению к воздуху (для данной исследовательской системы она изменяется от 0 до 65 535 единиц). Визуальным отображением является шкала оттенков серого цвета.

Для томографических исследований пород разрешение съемки для всех образцов составило 770–900 нм. Значения погрешности метода определяются величиной разрешения: пустоты меньших размеров не определяются. Также к незначительным ошибкам в расчете объемов может приводить наличие вокселей с переходными рентгеноплотностными характеристиками при переходе от воздуха к скелету породы. В данном исследовании к пустотам строго отнесены лишь воксели, имеющие рентгеноплотностные значения, наиболее близкие к значениям воздуха.

Sm–Nd-метод. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились в Центре Коллективного Пользования ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре “Finnigan-MAT” 262 в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Ошибки определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили 0.3%, изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – 0.003%, и до 0.01% для минералов с низкими концентрациями неодима и самария (сульфиды). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd – 0.3 нг, по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций неодима и самария $\pm 0.5\%$. Более детальное описание методик химической пробоподготовки и масс-спектрометрического анализа приведено в работе [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

В пределах комплекса Печенги (возраст 1.98 млрд лет [5, 18]) была исследована вкрапленная руда Пильгуйярвинского Cu–Ni-месторождения, которое расположено в центральной части Восточного рудного узла Печенгско-Аллареченского рудного района [4, 5]. Центральное рудное тело, откуда была отобрана проба вкрапленной руды, является наиболее крупным на месторож-

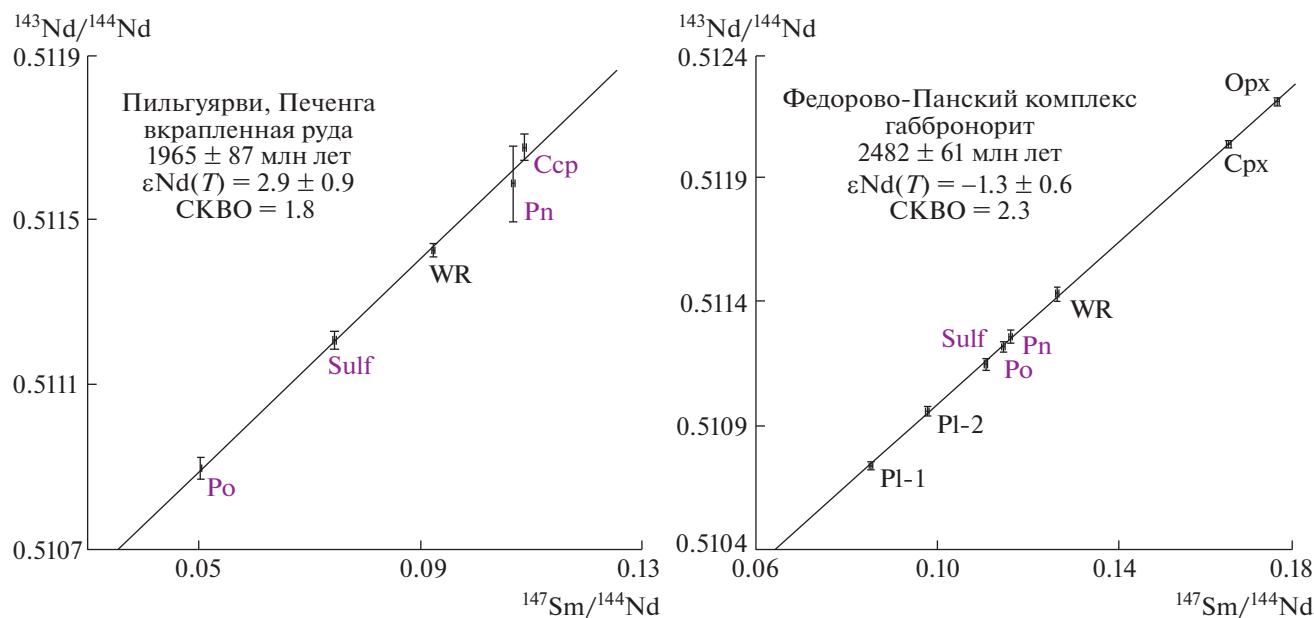


Рис. 1. Минеральные Sm–Nd-изохроны для вкрапленных руд месторождения Пильгуйярви (Печенга) и габброноритов расслоенного Федорово-Панского комплекса. Красным обозначены сульфидные минералы. WR – порода в целом, Po – пирротин, Pn – пентландит, Csp – халькопирит, Sulf – смесь сульфидов.

дении. В пределах палеопротерозойского платиноносного Федорово-Панского комплекса (возраст 2.53–2.45 млрд лет [2, 14]) были проанализированы рудные габбронориты из Нижнего расслоенного горизонта, к которому приурочена Pt–Pd-минерализация, одна из наиболее значимых в промышленном плане [14]. Более подробная информация о геологическом строении упомянутых месторождений приводится в работах ([1, 2, 4, 5, 14, 17, 18] и ссылки в них).

Для вкрапленной руды Пильгуйярвинского Cu–Ni-месторождения Sm–Nd-минеральная изохрона по породе в целом, халькопириту, пирротину, пентландиту и смесовой фракции сульфидов соответствует возрасту 1965 ± 87 млн лет (рис. 1, табл. 1), который согласуется с ранее полученными U–Pb- (1985 ± 10 млн лет) и Re–Os- (1970 ± 45 млн лет) возрастными данными для этих пород [5, 18]. Близкий возраст подтверждает в данном случае синхронность процессов поро- и рудообразования.

Из рудных габброноритов Нижнего расслоенного горизонта Федорово-Панского комплекса наряду с породообразующими пироксенами и плагиоклазами были проанализированы чистые монофракции пирротина, пентландита и смесовая фракция сульфидов. Минеральная Sm–Nd-изохрона для габброноритов соответствует возрасту 2482 ± 61 млн лет (рис. 1, табл. 1), который в пределах ошибок согласуется с ранее установленным U–Pb-возрастом 2476 ± 9 млн лет [1].

В целом измеряемые при масс-спектрометрическом анализе концентрации неодима и самария в сульфидах не превышают долей ppm [4, 6, 17], что подтверждается нашими измерениями (табл. 1), поэтому влияние возможных включений во внутреннем объеме сульфидных минералов на баланс РЗЭ становится критичным.

С целью исследования внутреннего строения сульфидных минералов методом рентгеновской компьютерной томографии было проведено изучение 5 образцов сульфидов: зерна халькопирита (№ 1, 2; Пильгуйярвинское месторождение), пирротина № 3, 4 и пентландита № 5 из габброноритов Федорово-Панского комплекса (табл. 2).

Для каждого образца получены рентгенотомографические срезы образца в трех плоскостях пространства и трехмерная визуализация (рис 2). Образцы имеют однородную структуру без явных дефектов или рентгеноплотных включений. В образцах № 1, 3 и 5 отмечаются отдельные небольшие трещины в периферийной части.

Разрешение съемки для всех образцов составило 770–900 нм (0.77–0.90 мкм). Это дает основание уверенно предполагать отсутствие силикатных включений крупнее 1 микрона. Зная объем исследованных образцов сульфидных минералов (табл. 2), нетрудно посчитать, что вероятные силикатные включения субмикронного размера могли бы занимать относительный объем не более 0.00025% каждое, что при наличии даже десятков таких включений пренебрежимо мало и не может значимо влиять на суммарный бюджет

Таблица 1. Результаты Sm–Nd-изотопных исследований пород и минералов Пильгуярвинского и Федорово-Панского комплексов

	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T_{DM} , млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
Вкрапленная руда, Пильгуярвинское месторождение						
WR	0.259	1.700	0.0922	0.511824 ± 14	2160	+2.9
Ccp	0.040	0.222	0.1086	0.511993 ± 47		
Pn	0.042	0.238	0.1065	0.511966 ± 91		
Po	0.183	2.181	0.0503	0.511396 ± 27		
Sulf	0.088	0.717	0.0744	0.511406 ± 20		
Габбронорит, Федорово-Панский комплекс						
WR	1.044	4.99	0.1263	0.511441 ± 10	2967	−1.0
Po	0.029	0.153	0.1144	0.511217 ± 21		
Pn	0.008	0.042	0.1160	0.511259 ± 23		
Pl-2	0.378	2.339	0.0977	0.510957 ± 19		
Pl-1	0.325	2.302	0.0853	0.510738 ± 17		
Opx	4.75	16.44	0.1747	0.512203 ± 7		
Cpx	2.54	9.35	0.1641	0.512033 ± 9		
Sulf	0.022	0.120	0.1106	0.511143 ± 20		

РЗЭ сульфидов, даже при условии высоких содержаний РЗЭ в таком включении. С другой стороны, не исключается присутствие более мелких, размером 10–500 нм, включений. Однако влияние таких микровключений, по-видимому, должно быть еще менее значительным. Дополнительным аргументом может служить результат предварительного исследования отдельных зерен из “грязной” (отбракованные минералы, непригодные для Sm–Nd-анализа) монофракции сульфидных минералов в обратно-отраженных электронах (BSE): основными минералами силикатных включений в такой фракции являются минералы материнских пород – пироксены (орто- и клинопироксены), амфиболы и кварц – имеющие невысокие концентрации РЗЭ (до пер-

вых ppm [4]). С учетом минимального размера силикатных включений в чистой сульфидной монофракции и тщательной предварительной доочистки перед проведением изотопного анализа, вклад таких возможных включений в сумму РЗЭ является ничтожным.

Таким образом, проведенные исследования показали, что все изученные образцы сульфидных минералов однородны и не имеют в своем внутреннем объеме значимых включений с размерами более микрона. Это свидетельствует о том, что влияние примесных включений в данных образцах не способно значительно исказить изотопно-геохронологические данные, что подтверждается результатами Sm–Nd-датирования с использованием сульфидов из тех же навесок. Полученные возрасты хорошо согласуются с датировками на основе других изотопных систем (U–Pb, Re–Os). Отсутствие заметных флюидных или минеральных включений в изученных зернах, а также сходимость результатов датирования, позволяет с большой долей уверенности принять гипотезы, что РЗЭ изоморфно входят в структуру минерала и/или находятся в дефектах кристаллической решетки [3, 8, 15]. Присутствие микровключений более мелкого размера (10–500 нм) с высокой долей вероятности не способно контролировать общий бюджет РЗЭ в сульфидном минерале. Этот постулат выходит за рамки данных исследований, но открывает перспективу дальнейшего изучения с использованием электронной техники высокого разрешения. Сохранение же сорбированных РЗЭ на поверхности сульфидов в

Таблица 2. Значения объемов изученных образцов

№	Минерал, объект	Объем, мм ³
1	Халькопирит, Пильгуярвинское месторождение	0.0004
2	Халькопирит, Пильгуярвинское месторождение	0.0010
3	Пирротин, Федорово-Панский комплекс	0.0007
4	Пирротин, Федорово-Панский комплекс	0.0013
5	Пентландит, Федорово-Панский комплекс	0.0006

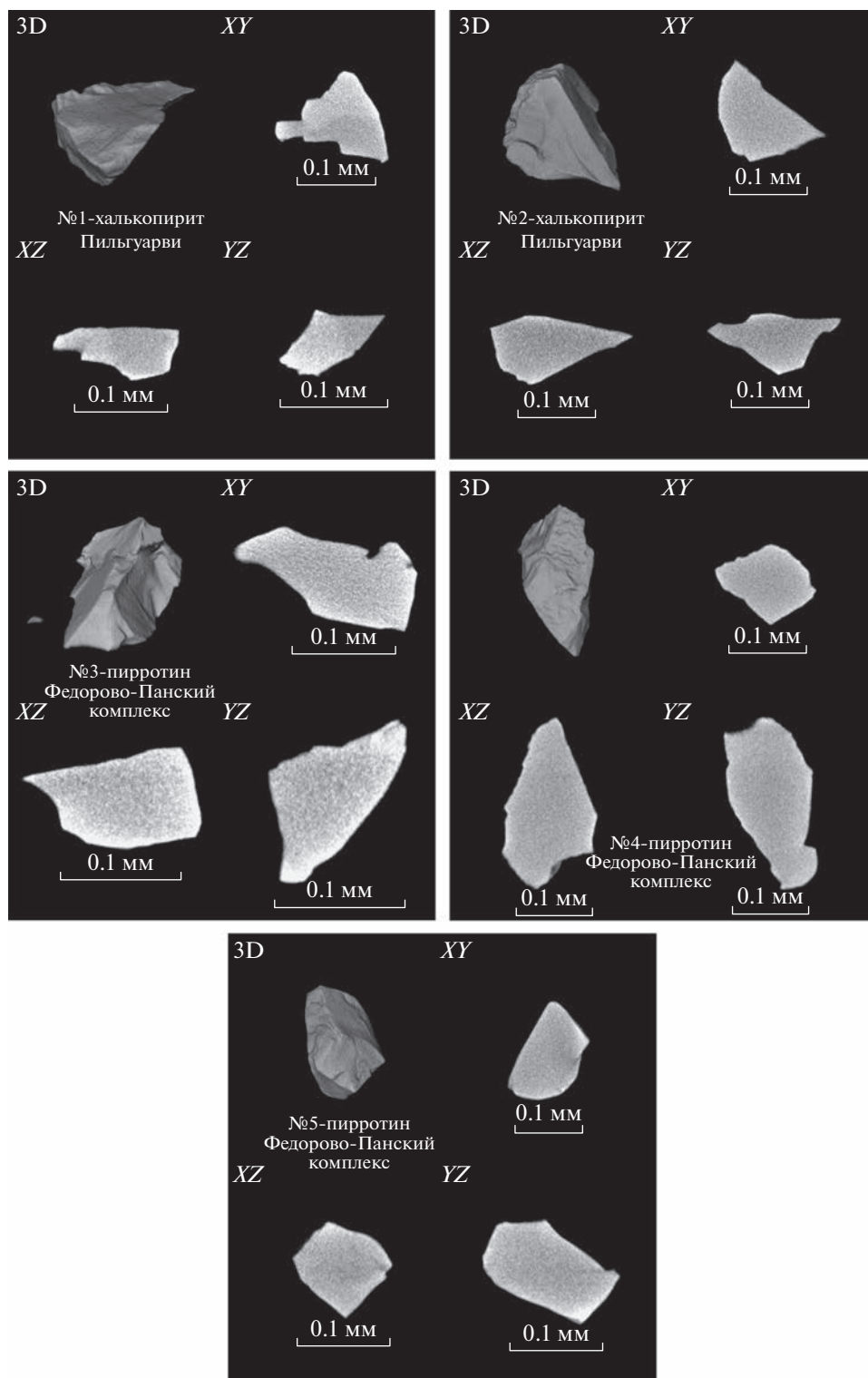


Рис. 2. Ортогональные рентгенплотностные срезы образцов и трехмерная визуализация изученных образцов. Образцы № 1, 2 — халькопирит из вкрапленной руды Пильгуярвинского месторождения, образцы пирротина № 3, 4 и пентландита № 5 из габброноритов Федорово-Панского комплекса.

течение сотен миллионов лет представляется маловероятным. Проведенные исследования обосновывают перспективность использования сульфидов

для Sm—Nd-датирования рудогенеза в промышленно значимых рудных комплексах, позволяя получать ценную изотопно-геохроно-

логическую информацию для дальнейших металлогенических построений и расширения перспектив развития минерально-сырьевых комплексов регионов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность двум анонимным рецензентам, замечания которых позволили улучшить первоначальный вариант рукописи. За помощь при подготовке проб для проведения аналитических исследований авторы благодарны О.Г. Шерстениковой, О.В. Придановой, Н.А. Екимовой.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем НИР Ги КНЦ РАН № 0226-2019-0053 и № 0226-2019-0051.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука. 2004. 174 с.
2. Баянова Т.Б., Рундквист Т.В., Серов П.А., Корчагин А.У., Карнов С.М. Палеопротерозойский Федорово-Панский расслоенный ЭПГ-комплекс северо-восточной части Арктического региона Балтийского щита: новые U–Pb (по бадделеиту) и Sm–Nd (по сульфидным минералам) данные // ДАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 52–56.
3. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // ДАН. 2003. Т. 389. № 5. С. 672–676.
4. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы — новые геохронометры при Sm–Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11–21.
5. Смолькин В.Ф., Лохов Д.К., Скублов С.Г., Сергеева Л.Ю., Сергеев С.А. Палеопротерозойский рудоносный габбро-перидотитовый комплекс Кеулик-Кенирим (Кольский регион) — новое проявление ферропикритового магматизма // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 164–197.
6. Aibai A., Deng X., Pirajno F., Han S., Liu W., Li X., Chen X., Wu Y., Liu J., Chen Y. Origin of ore-forming fluids of Tokuzbay gold deposit in the South Altai, northwest China: Constraints from Sr–Nd–Pb isotopes // Ore Geol. Rev. 2021. V. 134. 104165.
7. Bai Z.J., Zhong H., Hu R.Z., Zhu W.G. Early sulfide saturation in arc volcanic rocks of southeast China: Implications for the formation of co-magmatic porphyry-epithermal Cu–Au deposits // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2020. V. 280. P. 66–84.
8. Chen G., Shao W., Sun D. Genetic mineralogy of gold deposits in Jiaodong region with emphasis on gold prospecting. Chongqing Publishing House, Chongqing. 1989. 452 p.
9. Kadyrov R., Glukhov M., Statsenko E., Galliulin B. Enigma of ferruginous inclusions in Permian evaporites // Arab. J. Geosci. 2020. V. 13. 1058.
10. Kadyrov R., Statsenko E., Galliulin B. The porous space structure of domanik shales in the east of Russian plate // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2018. V. 18. № 1.4. P. 907–914.
11. Kong P., Deloule E., Palme H. REE-bearing sulfide in Bishunpur (LL3.1), a highly unequilibrated ordinary chondrite // Earth Plan. Sci. Lett. 2000. V. 177. P. 1–7.
12. Lodders K. An experimental and theoretical study of rare-earth-element partitioning between sulfides (FeS, CaS) and silicate and applications to enstatite achondrites // Meteoritics and Planetary Science. 1996. V. 31. P. 149–166.
13. Mao G., Hua R., Gao J., Li W., Zhao K., Long G., Lu H. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // J. Rare Earths. 2009. V. 27. P. 1079–1087.
14. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Ludden J.N., Korchaгин A.U., Chashchin V.V., Nerovich L.I., Serov P.A., Mitrofanov A.F., Zhirov D.V. Origin and Exploration of the Kola PGE-bearing Province: New Constraints from Geochronology / Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation / Edited by Sophie Decree and Laurence Robb // Geophysical Monograph Series. Wiley. 2019. P. 3–36.
15. Morgan J.W., Wandless G.A. Rare earth element distribution in some hydrothermal elements: evidence for crystallographic control // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 973–980.
16. Ni Z.-Y., Chen Y.-J., Li N., Zhang H. Pb–Sr–Nd isotope constraints on the fluid source of the Dahu Au–Mo deposit in Qinling Orogen, central China, and implication for Triassic tectonic setting // Ore Geology Reviews. 2012. V. 46. P. 60–67.
17. Serov P.A., Bayanova T.B. The Sulfide/Silicate Coefficients of Nd and Sm: Geochemical “Fingerprints” for the Syn- and Epigenetic Cu–Ni–(PGE) Ores in the NE Fennoscandian Shield // Minerals. 2021. V. 11. 1069.
18. Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J., Smolkin V.F. Re–Os systematics of early proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, northwestern Russia: Evidence for ancient ¹⁸⁷Os-enriched plumes // Geochim. et Cosmochim. Acta 1997. V. 61. P. 3145–3160.
19. Wohlers A., Wood B.J. Uranium, thorium and REE partitioning into sulfide liquids: Implications for reduced S-rich bodies // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2017. V. 205. P. 226–244.
20. Zeng Z., Ma Y., Yin X., Selby D., Kong F., Chen S. Factors affecting the rare earth element compositions in massive sulfides from deep-sea hydrothermal systems // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 18. P. 1541–1576.

X-RAY COMPUTED MICROTOMOGRAPHY OF SULFIDE MINERALS: MICROINCLUSION STUDIES AND IMPLICATIONS FOR ORE GENESIS Sm–Nd DATING

P. A. Serov^{a, #}, R. I. Kadyrov^b, and A. O. Kalashnikov^a

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

^b*Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation*

[#]*E-mail: serov@geoksc.apatity.ru*

Presented by Academician of the RAS S.V. Krivovichev September 8, 2022

A microtomographic study of the internal structure of sulfide minerals from ore varieties of rocks of two industrial deposits of the Arctic zone of the Russian Federation – disseminated ore of the Pilgjarvi Cu–Ni deposit of Pechenga and ore gabbro-norites of the platinum-bearing Fedorovo–Pansky complex (Kola Peninsula) was carried out. It is shown that all studied sulfide samples have a homogeneous structure without obvious defects or silicate inclusions larger than 1 μm . The absence of silicate microinclusions larger than one micron in sulfides suggests an isomorphic form of REE occurrence in sulfides and, to some extent, eliminates the debatable problem of the influence of microinclusions on the results of Sm–Nd isotope-geochronological studies of sulfides. The presence of smaller (10–500 nm) silicate microinclusions is highly likely to be unable to control the total REE budget in a sulfide mineral. The conclusion about the absence of a significant effect of microinclusions on the obtained ages is confirmed by the results of Sm–Nd dating using sulfides from the same mineral samples: the Sm–Nd ages of the ores of the Pilgjarvi Cu–Ni deposit were 1965 ± 87 Ma; ore gabbro-norites of the Fedorovo–Pansky complex – 2482 ± 61 Ma, which is in good agreement with the dates obtained earlier using other isotopic systems (U–Pb, Re–Os).

Keywords: X-ray computed microtomography, sulfides, mineral inclusions, REE, Sm–Nd age, geochronology, ore genesis

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 550.93:552.3 (571.53)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТАЛЛАИНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО ПЛУТОНА (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)

© 2023 г. Е. Ю. Рыцк¹, С. Д. Великославинский¹, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹,
Е. В. Толмачева¹, Н. В. Родионов³, Н. Г. Бережная³, П. А. Львов³,
Е. С. Богомолов¹, А. А. Андреев^{2,*}, А. М. Федосеенко¹

Поступило 15.09.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

Представлены результаты геохронологического исследования (U–Pb SHRIMP-II) циркона из гранодиоритов и плагиогранитов главной фазы Таллаинского плутона Байкало-Витимского пояса. Полученные оценки возраста магматических ядер циркона гранодиорита и плагиогранита в пределах ошибок совпадают друг с другом и интерпретируются как возраст кристаллизации пород главной фазы Таллаинского плутона 661 ± 6 млн лет. Средневзвешенное значение возраста метаморфических оболочек циркона этих пород составляет 637 ± 5 млн лет. Высокие положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(660)$ +7.2 и +7.3 в породах главной фазы указывают на ювенильный источник родоначальных расплавов. На основании новых и ранее опубликованных геохронологических данных сделан вывод о формировании однотипных позднебайкальских ювенильных габбро-гранитных ассоциаций Байкало-Витимского пояса на рубеже 660 млн лет (таллаинский комплекс) и 603–615 млн лет (падоринский комплекс).

Ключевые слова: U–Pb-возраст, циркон, гранодиорит, плагиогранит, Байкало-Витимский пояс

DOI: 10.31857/S2686739722601934, **EDN:** SVLQNE

ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс является одним из тектонотипов неопротерозойских складчатых поясов Центральной Азии [1], однако в геологии этой ключевой структуры гетерогенного строения остается много дискуссионных вопросов. Один из них связан с неопределенностью тектонической позиции и возраста габбро-гранитных интрузий, которые, несмотря на очевидно различные оценки возраста (U–Pb по циркону) [2], объединяются в единый “таллаинский” магматический комплекс “верхнерифейского” возраста [3]. Учитывая важное значение габбро-гранитных ассоциаций для палеогеодинамических реконструкций складчатых зон ([4]; др.), а также принимая во внимание установ-

ленное многоэтапное формирование габбро-гранитных интрузий в типичных раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) [5], решение отмеченных выше проблем многофазного габбро-гранитоидного магматизма неопротерозойского вулcano-плутонического пояса представляется крайне актуальным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ

Согласно нашим геологическим данным, на территории Муйского региона, охватывающей восточный сегмент “Байкало-Муйского пояса” в его границах по [6], выделяются две тектонические структуры – Байкало-Витимский пояс (БВП) и Анамакит-Муйский террейн (АМТ) (рис. 1 а). В предложенной схеме тектонического районирования Муйского региона Байкало-Витимский пояс является крупной пограничной системой структур между краевой частью кратона и Анамакит-Муйским террейном ЦАОП. Широко развитые в регионе габбро-гранитные интрузии находятся в составе позднебайкальских и ранне-

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

²Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, Москва, Россия

³Всероссийский геологический институт,
Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: axel-foley@yandex.ru

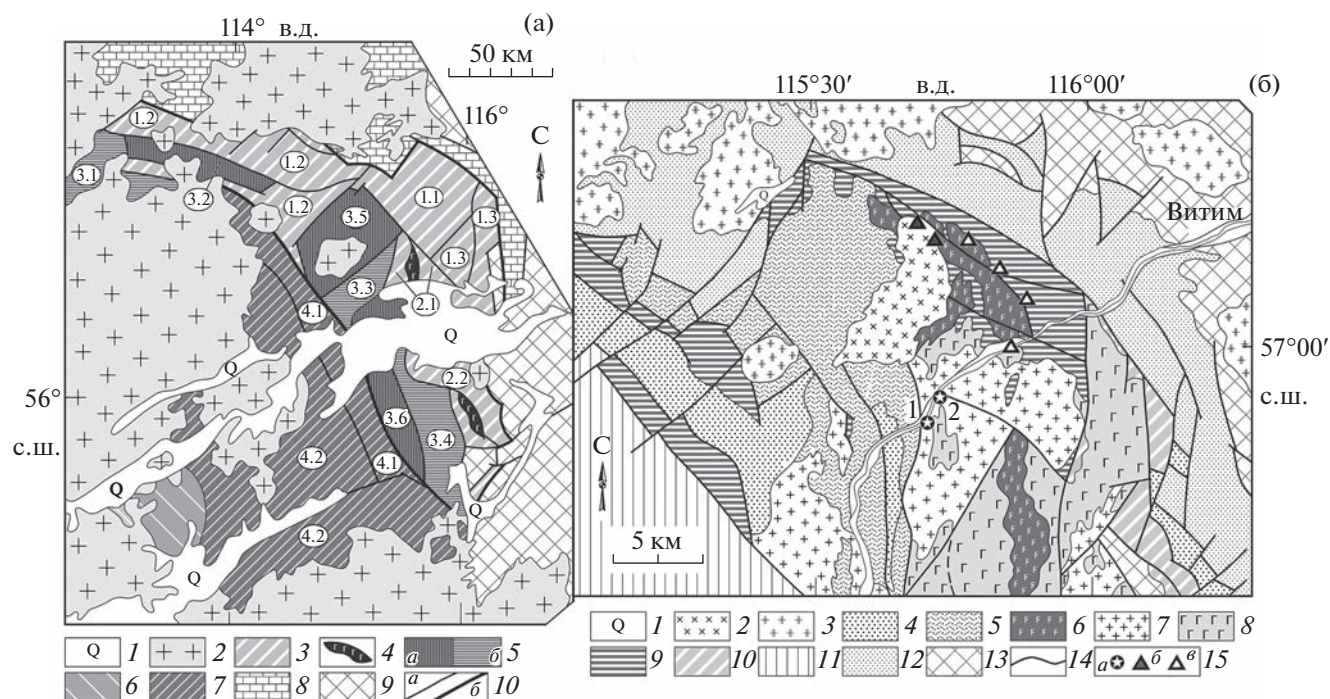


Рис. 1. (а) — Схема тектонического районирования Муйского региона (восточная часть “Байкало-Муйского пояса” в его границах по [6]) и (б) схема геологической позиции габбро-гранитных ассоциаций в строении Каралон-Мамаканской зоны (Средневитимская горная страна). (а): 1 — Байкало-Витимский пояс четвертичные впадины; 2 — позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; (3–5): 3 — позднебайкальские структуры; 4 — ультрабазиты; 5 — раннебайкальские блоки метаморфических (а), метасадочных и вулканоплутонических комплексов (б); Структуры северного фланга Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) (6–8): 6 — Уакитский блок; 7 — раннебайкальский Анамакит-Муйский террейн; Сибирский кратон (8–11). 8 — Делюн-Уранский осадочный бассейн; 9 — выступы фундамента; 10 — тектонические швы и границы (а), в том числе главные (б). Цифры в кружках: зоны, подзоны и блоки. Байкало-Витимский пояс. Каралон-Мамаканская зона, подзоны — Каралонская (1.1), Якорная (1.2); Таллаинский блок (1.3); Парам-Шаманская зона, подзоны — Парамская (2.1) и Шаманская (2.2). Раннебайкальские блоки: Верхнеконкудерский (3.1), Конкудерский (3.2), Самокутский (3.3), Кедровский (3.4), Северо-Муйский (3.5) и Киндиканский (3.6). Анамакит-Муйский террейн. Келяно-Иракиндинская зона (4.1); Бамбукойский блок (4.2). (б): 1 — четвертичные отложения; 2 — позднепермские габбро, диориты и гранодиориты Догаддынского массива; 3 — позднепалеозойские гранитоиды; 4 — падроканский терригенно-карбонатный комплекс позднего эдиакария — раннего кембрия; 5 — падринская терригенно-базальт-риолитовая серия позднего эдиакария; 6 — падринский габбро-диорит-гранодиорит-гранитоидный комплекс раннего эдиакария в бассейне р. Каралон и Талла; Таллаинский плутон (7–8): 7 — кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты главной фазы; 8 — габбро, габбро-диориты, апогаббровые blastsмилониты; 9 — метабазальты и метариолиты каралонской толщи; 10 — метавулканиты и ортосланцы нерасчлененные; 11 — метаморфические толщи Северо-Муйского блока; 12 — карбонатно-терригенная серия Делюн-Уранского осадочного бассейна; 13 — фундамент кратона; 14 — главные тектонические швы; 15 — местоположение точек отбора проб, для которых получены оценки возраста (U–Pb по циркону): (а) — представленные в настоящей работе для гранодиорита (1) и плагиогранита (2) Таллаинского плутона; (б) — опубликованные для Догаддынского массива [11]; (в) — то же, для габбро, плагиогранитов, гранодиоритов и гранитоидов бассейна реки Каралон [11].

байкальских тектонических зон как Байкало-Витимского пояса, так и Анамакит-Муйского террейна. При таком подходе понятие “Байкало-Муйский пояс” (в его традиционных границах) для обозначения тектонических структур Муйского региона является избыточным.

Породы габбро-диорит-плагиогранитных интрузий БВП, обладающие исключительно положительными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (от +4.6 до +8) [7, 8], формировались за счет позднебайкальских ювенильных источников в диапазоне времени 600–665 млн лет [2, 9–11]. В отличие от них, породы габбро-диорит-плагиогранитных массивов

Анамакит-Муйского террейна, имеющие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (от –1.4 до –8.3), формировались с участием древнекоровых источников на рубеже 800–830 млн лет [7]. Таким образом, габбро-гранитные интрузии имеют различные источники и формировались на ранне- и позднебайкальском этапах тектоно-магматической эволюции Анамакит-Муйского террейна и Байкало-Витимского пояса.

Вместе с тем оценки возраста пород позднебайкальских габбро-гранитных ассоциаций БВП, полученные в различное время и различными методами [2, 9–11], заметно отличаются друг от дру-

га. Так, первая опубликованная оценка возраста плагиогранитов Таллаинского массива отвечала нижнему пересечению дискордии 625 ± 14 млн лет [2], полученной по результатам анализа неабрадированных зерен циркона, не учитывая таким образом присутствие циркона различного происхождения и возраста (см. ниже). Принимая во внимание более древние оценки возраста метадiorитов Кичерской зоны (ID TIMS) 641 ± 4 млн лет [10] и метагabbро и плагиогранитов Янской зоны (SHRIMP-II) 650 ± 11 млн лет и 646 ± 4 млн лет [9], а также более молодые значения возраста (ID TIMS) 615–603 млн лет для гabbро, плагиогранитов и гранодиоритов Каралон-Мамаканской зоны из бассейна реки Каралон [11] (рис. 1 б), представляется необходимым уточнить возраст наиболее значительного по своим размерам (площадь не менее 1500 км²) (см. рис. 1 б) позднебайкальского Таллаинского плутона Каралон-Мамаканской зоны. При этом задача геохронологического исследования состояла в оценке возраста не только формирования пород главной фазы Таллаинского плутона, но и их структурно-метаморфических преобразований, широко проявленных в позднебайкальских комплексах Байкало-Витимского пояса [8, 12].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАЛЛАЙНСКОГО ПЛУТОНА И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таллаинский плутон находится в среднем течении Витима, в междуречье Таллаи и Малой Падоры в пределах Каралонской подзоны Каралон-Мамаканской зоны БВП (см. рис. 1 б). По данным ГК/200-1 (Григоров, Григорова, 1962), центральная и восточная части плутона сложены гabbроидами, в которых отмечены многочисленные зоны высокотемпературных бластомилонитов. На северном и северо-западном флангах плутона развиты в различной степени катаклазированные и рассланцованные диориты, гранодиориты и плагиограниты главной фазы, содержащие ксенолиты гabbро и вмещающих metabазальтов. В бассейне р. Малая Падора породы главной фазы плутона трансгрессивно перекрыты полого залегающими вулканомиктовыми субконтинентальными осадками, базальтами и риолитами падринской серии [6] с возрастом 590 ± 5 млн лет [13].

Образцы для U–Pb-геохронологического исследования отобраны в долине Витима в районе устья рек 1-я и 2-я Кычига (см. рис. 1 б) в том же районе Таллаинского плутона, что и плагиограниты, для которых ранее была получена оценка возраста 625 ± 14 млн лет, не имеющая однозначной интерпретации [2]. Циркон выделен из массивного крупнозернистого гранодиорита с признаками катаклаза и эпидотизации (образец

91045-4) и рассланцованного лейкократового плагиогранита (образец 91046-6). Химический состав гранитоидов показан в табл. 1. По соотношению SiO₂ и (Na₂O + K₂O) изученные породы соответствуют низкокалиевым гранодиоритам и плагиогранитам нормальной щелочности с низким содержанием РЗЭ ($\Sigma_{\text{РЗЭ}} = 24\text{--}72$ г/т), слабо дифференцированным $(\text{La/Sm})_N = 1.5\text{--}2.8$ распределением легких и практически не дифференцированным $(\text{Gd/Yb})_N = 0.9\text{--}1.1$ – тяжелых РЗЭ. Отмечаются незначительные как отрицательные, так и положительные Eu-аномалии ($0.9 < \text{Eu}^*/\text{Eu} < 1.3$). По отношению к примитивной мантии породы существенно обеднены Ta, Nb, Th и Ti. Следует отметить, что геохимические характеристики изученных образцов Таллаинского плутона близки гранитоидам гabbро-гранитной ассоциации бассейна реки Каралон, достаточно полно рассмотренных в работе [11].

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопное датирование отдельных зерен циркона выполнено на ионном микрозонде “SHRIMP”-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [14]. Параметры измерений и расчетов приведены в примечании к табл. 2.

Циркон из гранодиорита (обр. 90045-4) по данным изучения в проходящем свете и в режиме катодолуминесценции (КЛ) (рис. 2) представлен идиоморфными и субидиоморфными бесцветными зернами и их обломками. Преобладают зерна с $K_y = 1.5\text{--}2.0$ и с тонкой (в режиме КЛ) осцилляторной зональностью (1, 111). В них наблюдаются многочисленные, частично раскристаллизованные расплавные включения и игольчатые включения апатита. В ряде случаев в таких зернах отмечаются резорбированные, трещиноватые, скорее всего ксеногенные ядра (рис. 2). На магматических и ксеноморфных ядрах наблюдаются светло-серые в режиме КЛ оболочки только с флюидными включениями. Эти оболочки, вероятно, имеют метаморфическое происхождение. Очень редко отмечаются идиоморфные зерна метаморфического, однородного в режиме КЛ циркона с $K_y = 4\text{--}5$, содержащие редкие флюидные включения.

Циркон, выделенный из рассланцованного плагиогранита (обр. 90046-6), представлен преимущественно субидиоморфными бесцветными слегка розоватыми кристаллами (рис. 2 VI). Встречаются также темно-бурые, почти черные зерна размером 150–250 мкм, $K_y = 1.5\text{--}2.5$. Зерна циркона состоят из резорбированных ядер и тонких бесцветных оболочек или их фрагментов (на-

Таблица 1. Химический и Nd-изотопный состав пород главной фазы Таллаинского плутона

	90045/4*	90045-1	90046-2	90046/6**
SiO ₂	66.43	74.04	72.00	72.30
TiO ₂	0.49	0.37	0.38	0.45
Al ₂ O ₃	14.22	13.20	13.40	13.80
Fe ₂ O ₃ *	2.88	1.37	2.73	3.08
MnO	0.09	0.05	0.06	0.06
MgO	3.62	1.95	0.86	0.76
CaO	3.94	1.65	1.8	2.31
Na ₂ O	4.09	5.30	6.53	4.45
K ₂ O	0.79	0.62	1.20	1.55
P ₂ O ₅	0.17	0.1	0.08	0.06
ппп	1.34	0.38	0.57	1.00
сумма	96.72	98.65	99.04	99.76
Sc	15.4	10.1	5.77	8.79
V	86	47	35.2	32
Cr	3.39	5.23	10.7	6.13
Co	11	5.25	2.85	4.93
Ni	4.42	5.4	8.51	9.55
Cu	102	56.8	9.98	76.3
Zn	96.9	57.7	30.1	62.6
Ga	13.5	8.37	14.5	14.1
Rb	29.8	22.9	23.7	21.2
Sr	264	170	250	319
Y	18.8	14.3	18.2	18.2
Zr	94	63.5	166	216
Nb	2.03	1.65	2.81	2.84
Ba	288	251	367	601
La	6.36	3.2	10	13.2
Ce	12.1	5.93	20.5	27
Pr	1.54	0.71	2.48	3.15
Nd	6.76	3.87	11.0	13.04
Sm	2.08	1.38	2.76	2.84
Eu	0.67	0.68	1.2	1.25
Gd	2.47	1.75	2.7	2.96
Tb	0.46	0.34	0.46	0.47
Dy	3.25	2.33	2.77	2.98
Ho	0.69	0.51	0.64	0.64
Er	2.11	1.51	2.06	1.92
Tm	0.31	0.21	0.33	0.28
Yb	2.13	1.35	1.92	1.96
Lu	0.32	0.22	0.22	0.31
Hf	2.48	1.82	5	5.57
Ta	0.16	0.15	0.12	0.14
Pb	3.87	2.85	9.26	2.52
Th	1.04	0.54	0.57	1.23

Таблица 1. Окончание

	90045/4*	90045-1	90046-2	90046/6**
U	0.35	0.25	0.35	0.51
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1863	—	—	0.1315
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512959 ± 5	—	—	0.512729
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	6.3	—	—	1.8
$\epsilon_{\text{Nd}}(660)$	7.2	—	—	7.3
$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$	1072	—	—	784
$t_{\text{Nd}}(\text{DM})-2$	780	—	—	769

Примечание. $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ — модельный возраст, $t_{\text{Nd}}(\text{DM})-2$ — модельный возраст (двухстадийная модель). * — данные по [7]; ** — новые данные; Методика Nd-изотопного анализа приведена в [7, 8].

ростов на дипирамидах ядер), придающих кристаллам субидиоморфный облик. Так же, как и в цирконе, из гранодиорита наблюдаются реликты интенсивно резорбированного (скорее всего, ксеногенного) магматического (осцилляторная зональность, расплавные включения) циркона. Таким образом, в изученных породах главной фазы плутона общее строение циркона оказалось практически одинаковым, за исключением значительно более широких метаморфических оболочек в цирконе катаклазированного гранодиорита.

Результаты геохронологических исследований циркона из гранодиорита (обр. 90045-4) и плагиогранита (обр. 90046-6) Таллаинского плутона приведены в табл. 2 (из рассмотрения исключены дискордантные данные ($D > 10$) и результаты с $^{206}\text{Pb}_c \geq 1\%$). На рис. 3 показаны положение эллипсов, полученных для магматических ядер и метаморфических оболочек на диаграмме с конкордией, и оценки значений их возраста. Средневзвешенные оценки возраста магматического циркона из плагиогранита 660 ± 9 млн лет и гранодиорита 661 ± 9 млн лет в пределах ошибок одинаковы. В связи с этим на диаграмме с конкордией геохронологические данные, полученные для двух проб, не разделены.

Обобщенная средневзвешенная оценка возраста магматического циркона плагиогранита и гранодиорита составляет 661 ± 6 млн лет ($\text{СКВО} = 1.3$, $n = 11$) и интерпретируется как возраст кристаллизации пород главной фазы Таллаинского плутона. Для трех зерен ксеногенного магматического циркона получена средневзвешенная оценка $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 677 ± 9 млн лет ($\text{СКВО} = 0.07$). Возможно, данные для ксеногенного циркона указывают на близкий возраст габброидов и гранитоидов Таллаинского плутона.

На диаграмме с конкордией (рис. 3) эллипсы для магматических ядер и метаморфических оболочек цирконов гранодиорита, так же как и эллипсы магматических и ксеногенных ядер ча-

стично пересекаются, указывая на недостаточность точности изотопного анализа при разделении сближенных во времени событий становления Таллаинского плутона и его структурно-метаморфических преобразований. Тем не менее полученные интервалы как средневзвешенных, так и конкордантных оценок возраста магматических ядер и метаморфических оболочек статистически различимы, позволяя оценить время метаморфизма пород плутона в 637 ± 5 млн лет.

Согласно Nd-изотопным данным (см. табл. 1), датированные гранодиориты и расщепленные плагиограниты Таллаинского плутона имеют высокие положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(660) = 7.2$ и 7.3 , близкие к DM этого возраста, что указывает на ювенильный источник их родоначальных расплавов, подобно всем позднебайкальским габбро-гранитным ассоциациям БВП [7, 8].

Обобщая результаты проведенных исследований, можно заключить, что магматические породы главной фазы Таллаинского плутона сформировались около 661 ± 6 млн лет назад и подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям на рубеже 637 ± 5 млн лет. Кроме этого, полученные к настоящему времени геохронологические и изотопно-геохимические данные [7–11] показывают, что позднебайкальские ювенильные габбро-диорит-плагиогранитные интрузии Байкало-Витимского пояса формировались как минимум на двух рубежах — 660 млн лет (“таллаинские”) и 615 – 603 млн лет (“падоринские”). Исходя из этого, за габбро-диорит-плагиогранитной ассоциацией пород Таллаинского плутона с возрастом 660 млн лет (см. рис. 1 б) и ее возрастными аналогами в других зонах БВП, очевидно, следует сохранить статус “таллаинского комплекса”, а габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии бассейна реки Каралон в Каралон-Мамаканской зоне с возрастом 603 – 615 млн лет (см. рис. 1 б) предлагается включить в состав падоринского комплекса раннего эдиакария, выделявшегося в Средневитимской горной стране В.А. Охотниковым (1968).

Таблица 2. Результаты U–Pb–геохронологических исследований циркона из плаггиогрита (90046-6) и гранодиорита (90045-4) Таллинского плутона

Образец и номер зерна циркона	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_*, \text{г/г}$	возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}_*$	± %	$^{207}\text{Pb}_*/^{206}\text{Pb}_*$	± %	$^{207}\text{Pb}_*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}_*/^{238}\text{U}$	± %	R	Примечание
90046_2.1	0.15	395	129	0.34	36.5	657.6	7	661	31	0	9.31	1.1	0.06161	1.4	0.912	1.8	0.1074	1.1	0.62102	Магматические ядра
90046_3.1	0.31	52	46	0.92	4.78	658	11	718	83	9	9.3	1.8	0.0633	3.9	0.938	4.3	0.1075	1.8	0.41144	
90046_3.2	0.18	189	276	1.51	17.2	647.9	8	662	44	2	9.46	1.2	0.0616	2.1	0.899	2.4	0.1057	1.2	0.51236	
90046_4.1	0.65	48	46	0.98	4.47	655	10	709	120	8	9.35	1.7	0.063	5.4	0.93	5.7	0.107	1.7	0.29668	
90046_4.2	0.33	206	102	0.51	19.2	660.7	8	659	51	0	9.27	1.3	0.0616	2.4	0.916	2.7	0.1079	1.3	0.4652	
90046_7.1	0.36	797	528	0.68	76.2	678.5	7	696	48	3	9.01	1.1	0.0626	2.2	0.958	2.5	0.111	1.1	0.44312	
90046_9.1	0.22	730	263	0.37	67.3	655.4	7	647	26	–1	9.34	1.1	0.06122	1.2	0.903	1.7	0.107	1.1	0.67168	
90046_11.1	0.34	37	27	0.74	3.5	664	11	673	98	1	9.22	1.8	0.062	4.6	0.927	4.9	0.1085	1.8	0.3633	
90046_12.1	0.14	167	115	0.71	15.7	667.1	8	677	46	2	9.17	1.3	0.0621	2.2	0.933	2.5	0.109	1.3	0.50042	
90046_14.1	0.48	48	35	0.76	4.33	646	10	686	120	6	9.48	1.7	0.0623	5.5	0.907	5.8	0.1055	1.7	0.28853	
90045-4-6.3	1	46	12	0.27	4.29	658.5	10	618	140	–6	9.21	1.5	0.0686	3.6	0.896	6.6	0.1075	1.6	0.242	
90045-4-4.1	0.51	96	52	0.56	8.92	659.6	8	665	95	1	9.23	1.2	0.0659	3.2	0.917	4.6	0.1077	1.2	0.26	
90045-4-6.2	0.38	126	67	0.55	11.8	664.2	8	643	66	–3	9.18	1.2	0.0642	2.1	0.914	3.3	0.1085	1.2	0.36	
90045-4-5.1	0.04	642	582	0.94	57.2	635.7	5	622	23	–2	9.646	0.8	0.06083	10	0.864	1.3	0.10363	0.84	0.623	Мета-морфические оболочки
90045-4-8.1	0.07	711	762	1.11	63.7	639.8	5	650	22	2	9.577	0.8	0.06188	0.93	0.882	1.3	0.10435	0.83	0.633	
90045-4-10.1	0.08	944	854	0.94	84.2	636.7	5	637	20	0	9.626	0.8	0.0616	0.83	0.872	1.2	0.1038	0.81	0.666	
90045-4-10.2	0.74	66	19	0.29	5.91	630.1	8	670	110	6	9.67	1.3	0.0679	2.9	0.876	5.3	0.1027	1.3	0.254	
90046_13.2	0.173	130.4	111.8	0.88594	12.4	675.1	8	709	57	4.97	9.06	1.3	0.063	2.7	0.959	3	0.1104	1.3	0.43635	Ксеногенные ядра
90046_15.1	0.09	405	842	2.15	38.6	676.9	7	669	28	–1	9.03	1.1	0.06185	1.3	0.944	1.7	0.1107	1.1	.650	
90046_7.2	0.42	56	46	0.85	5.36	680	10	696	93	2	8.98	1.6	0.0626	4.4	0.962	4.6	0.1113	1.6	.339	

Примечание. D – дискордантность, R – коэффициент корреляции ошибок, ± – ошибки. Ошибка при стандартной калибровке составила 0.40%. * – свинец скорректирован на измеренный ^{204}Pb . Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла ~3–4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID v.1.13 и v.2 [15], построение графиков с конкордией ISOPLOT/Ex v.3.41b. Уран-свинцовые отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов), а также погрешности рассчитанных конкордантных возрастов приведены на уровне 1σ. Для интерпретации использовались U–Pb-изотопные данные, удовлетворяющие содержанию обыкновенного $\text{Pb}_c \leq 1\%$ и с дискордантностью $\leq 10\%$.

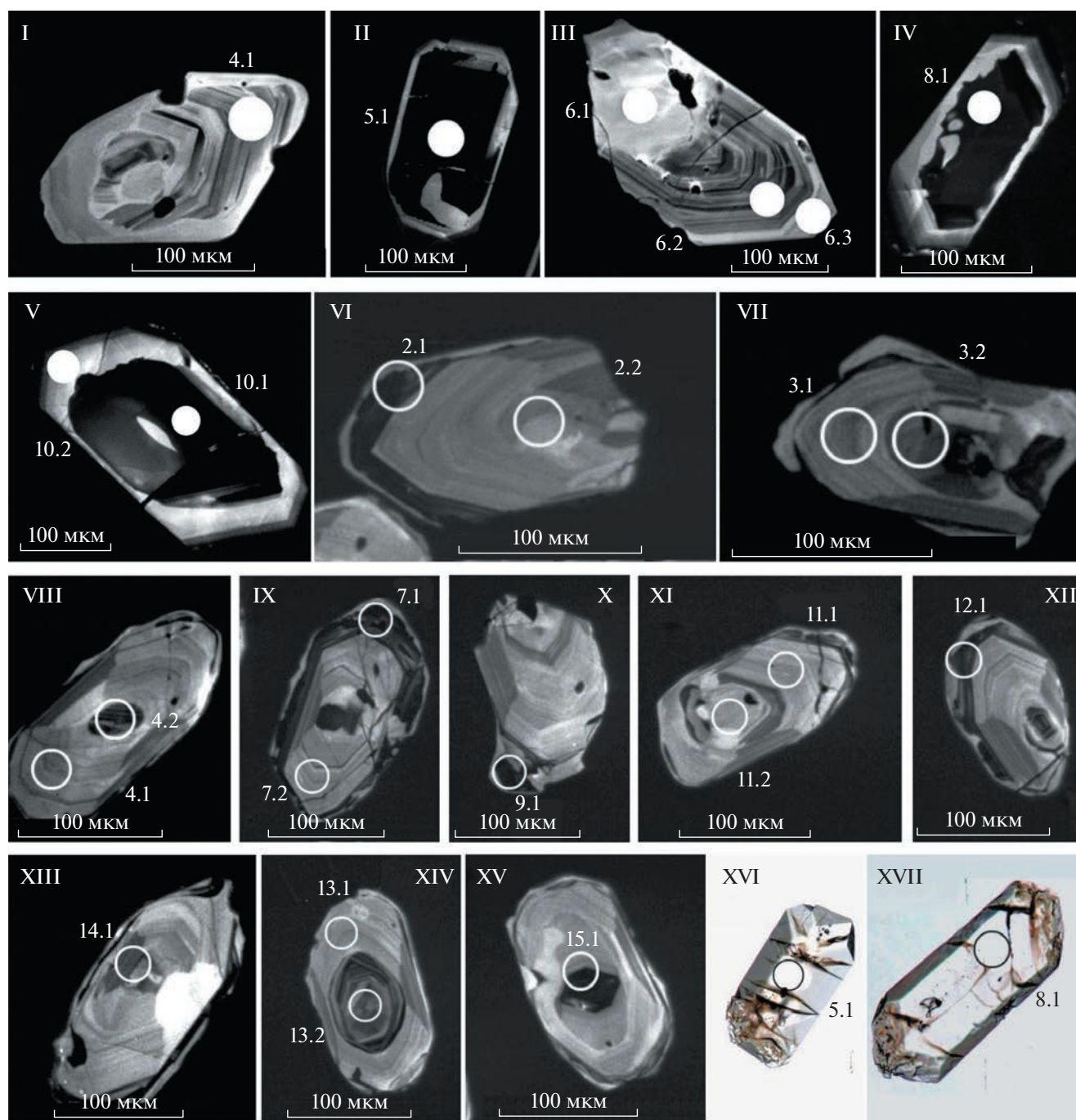


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из образцов 90045-4 (I–V, XVI, XVII) и 90046-6 (VI–XV) в режиме катодолуминесценции (I–XV) (выполнено на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500) и в проходящем свете (XVI–XVII). I – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (не датировано); II, IV, V – кристаллы циркона, состоящие из нескрытого (возможно, ксеногенного) ядра и датированной метаморфической оболочки, которые хорошо видны в проходящем свете (XVI, XVII); III, VI, VII, VIII, IX, XI, XII, XIII – кристаллы магматического циркона с осцилляторной зональностью; XI – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (не датировано); XIV – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (датировано); XV – магматический циркон с осцилляторной зональностью с ксеногенным ядром (датировано); XVI, XVII – микрофотографии зерен циркона, состоящих из нескрытых, возможно, ксеногенных ядер и метаморфических оболочек, обуславливающих идиоморфный облик кристаллов (ядра в данном случае не видны, поскольку сфокусирована поверхность кристаллов). Обозначения областей измерения на рисунке соответствуют номеру зерна циркона в табл. 2. Для областей измерения 2.2, 6.1, 10.2, 7.2, 11.2, 13.1 и 13.2 получены дискордантные данные, в связи с чем эти результаты измерений в табл. 2 не приведены.

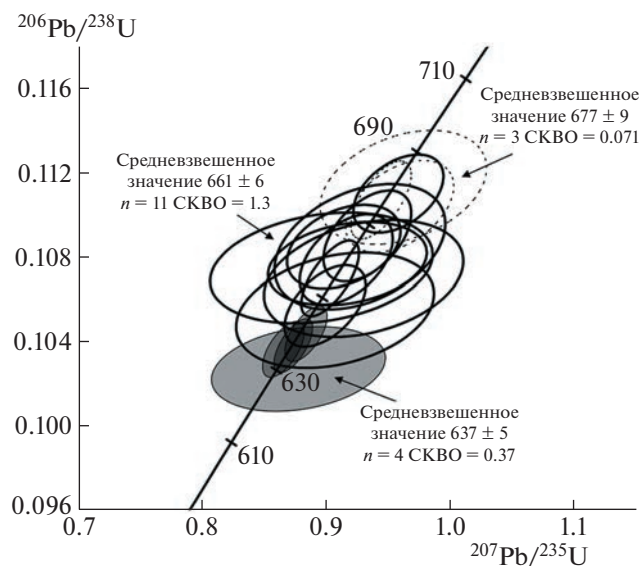


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из образцов плагиогранита (90046-6) и гранодиорита (90045-4) Таллайнского плутона. Незалитые эллипсы (жирные сплошные линии) — магматические ядра, залитые эллипсы — метаморфические оболочки, незалитые эллипсы (пунктирные линии) — ксеногенные ядра.

В итоге можно заключить, что позднебайкальские габбро-гранитные интрузии Байкало-Витимского пояса, так же, как и сходные с ними по составу интрузии ранних каледонид ЦАОП ([4, 5] и др.), формировались в несколько дискретных этапов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГД РАН — тема FMUW-2022-0004 и при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские терреймы Центрально-Азиатского Орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
2. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол.корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
3. Митрофанова Н.Н. Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2010. 648 с.
4. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.
5. Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
6. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. 1967. Т. II. 700 с.
7. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
8. Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 1–34.
9. Ванин В.А., Донская Т.В., Гладкокуб Д.П. Геохимическая характеристика, возраст и обстановки формирования магматических пород Верхнеянского рудного поля (Северное Забайкалье) / Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2017. Вып. 15. С. 24–25.
10. Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса / Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2012. Вып. 10. Т. 2. С. 57.
11. Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др. Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геол. рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 342–370.
12. Skuzovatov S., Shatsky V.I., Wang Kuo-Lung. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // Lithos. 2019. V. 342–343. P. 76–96.
13. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосенко А.М. Вендский (590 ± 5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.
14. Williams I.S., et al. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. 7. P. 1–35.
15. Ludwig K.R. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 2003. № 4. 70 p.

**GEOLOGICAL POSITION, AGE AND SOURCES OF TALLAIN
GABBRO-DIORITE-PLAGIOGRANITE PLUTON
(SREDNEVITIMSKAYA MOUNTAINOUS COUNTRY)**

**E. Yu. Rytsk^a, S. D. Velikoslavinsky^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kyznetsov^a, E. V. Tolmacheva^a,
N. V. Rodionov^c, N. G. Berejnaya^c, P. A. Lvov^c, E. S. Bogomolov^a,
A. A. Andreev^{b, #}, and A. M. Fedoseenko^a**

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

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

^c*Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russian Federation*

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

The results of a geochronological study (U–Pb SHRIMP-II) of zircon from granodiorites and plagiogranites of the main phase of the Tallain pluton of the Baikal-Vitim belt are presented. The obtained estimates of the age of the magmatic cores of zircon from granodiorite and plagiogranite coincide with each other within errors and are interpreted as the age of crystallization of rocks of the main phase of the Tallain pluton 661 ± 6 million years. The weighted average age of the metamorphic zircon shells of these rocks is 637 ± 5 million years. High positive values of $\epsilon_{\text{Nd}}(660)$ $+7.2$ and $+7.3$ in the rocks of the main phase indicate a juvenile source of the parent melts. Based on new and previously published geochronological data, a conclusion is made about the formation of similar late Neoproterozoic juvenile gabbro-granite associations of the Baikal-Vitim belt at the turn of 660 million years (Tallain complex) and 603–615 million years (Padorinsky complex).

Keywords: U–Pb geochronological studies, zircon, granodiorite and plagiogranite, Baikal-Vitim belt

УДК 551.3.051 (265.546)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СОВРЕМЕННЫХ СКОРОСТЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2023 г. К. И. Аксентов^{1,*}, М. С. Мельгунов², А. В. Алаторцев¹, Суэфа Ши³, Цзяньцзюнь Зоу³,
И. А. Прушковская¹, А. А. Босин¹, В. В. Саттарова¹

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 17.10.2022 г.

Поступило 18.10.2022 г.

После доработки 02.11.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

В условиях быстрых изменений окружающей среды, из-за антропогенного воздействия, и недостаточных данных инструментальных измерений перспективным для палеорекопструкций становится изучение природных архивов, таких как донные отложения озер и морей. На основе радиоизотопного датирования по неравновесному ^{210}Pb установлены современные скорости осадконакопления за последние 150 лет в южной части Татарского пролива. По результатам расчетов по двум наиболее используемым моделям (CIC и CRS) скорость осадконакопления составила 0.20–0.22 см/год.

Ключевые слова: донные отложения, радиоизотопное датирование, свинец-210, Татарский пролив

DOI: 10.31857/S2686739722602241, **EDN:** SVZTGN

Татарский пролив расположен между островом Сахалин и материком Евразия и имеет важное хозяйственное значение — через его акваторию проходят морские пути из Охотского и Японского морей в устье реки Амур, а также между материком и островом Сахалин. Пролив богат промысловыми водными биоресурсами, его недра обладают высоким нефтегазоносным потенциалом. В историческое время наблюдается снижение ледовитости пролива [1], которое в свою очередь влияет на динамику гидрологических показателей и продуктивности вод.

Натурные наблюдения за окружающей средой на Дальнем Востоке были начаты значительно позже, чем в других регионах России. По многим параметрам репрезентативные данные получены только с середины прошлого века. Восстановление условий природной среды возможно с помощью палеорекопструкций. Для этого необходимо оценить современные скорости осадконакопле-

ния, так как донные отложения являются депонирующей средой и тем самым своеобразным архивом, фиксирующим определенные параметры окружающей среды. В связи с этим нами проведено изучение верхних горизонтов донных отложений Татарского пролива радиоизотопными методами, которые позволяют провести их датирование на основе неравновесного ^{210}Pb за последние 100–200 лет.

Керн донных отложений станции LV87-18-3 был взят много-трубчатый пробоотборником с борта нис “Академик М.А. Лаврентьев” в южной части Татарского пролива осенью 2019 г. (рис. 1). Данный пробоотборник позволяет получить ненарушенный керн с придонной водой.

В экспедиционных условиях проводились первичная обработка, включающая визуальное описание, исследование микропрепаратов (мазков) под микроскопом, отбор проб на плотность и влажность. Для радиоизотопных и геохимических исследований керн нарезался по 1 см и замораживался. В дальнейшем осадок доводили до воздушно-сухого состояния в лиофильной сушилке при температуре минус 56°C. Измерения активности ^{210}Pb , ^{226}Ra осуществляли с помощью полупроводниковой низкофононой гамма-спектрометрии на коаксиальном Ge-детекторе с низкофоновым криостатом EGPC-192-P21, на спектрометре с процессором FP-6300B (EURISYS MESURES) в ИГМ СО РАН [3]. Для получения

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

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

³Первый институт океанографии Министерства природных ресурсов КНР, Циндао, 266061 КНР

*E-mail: aksentov@poi.dvo.ru

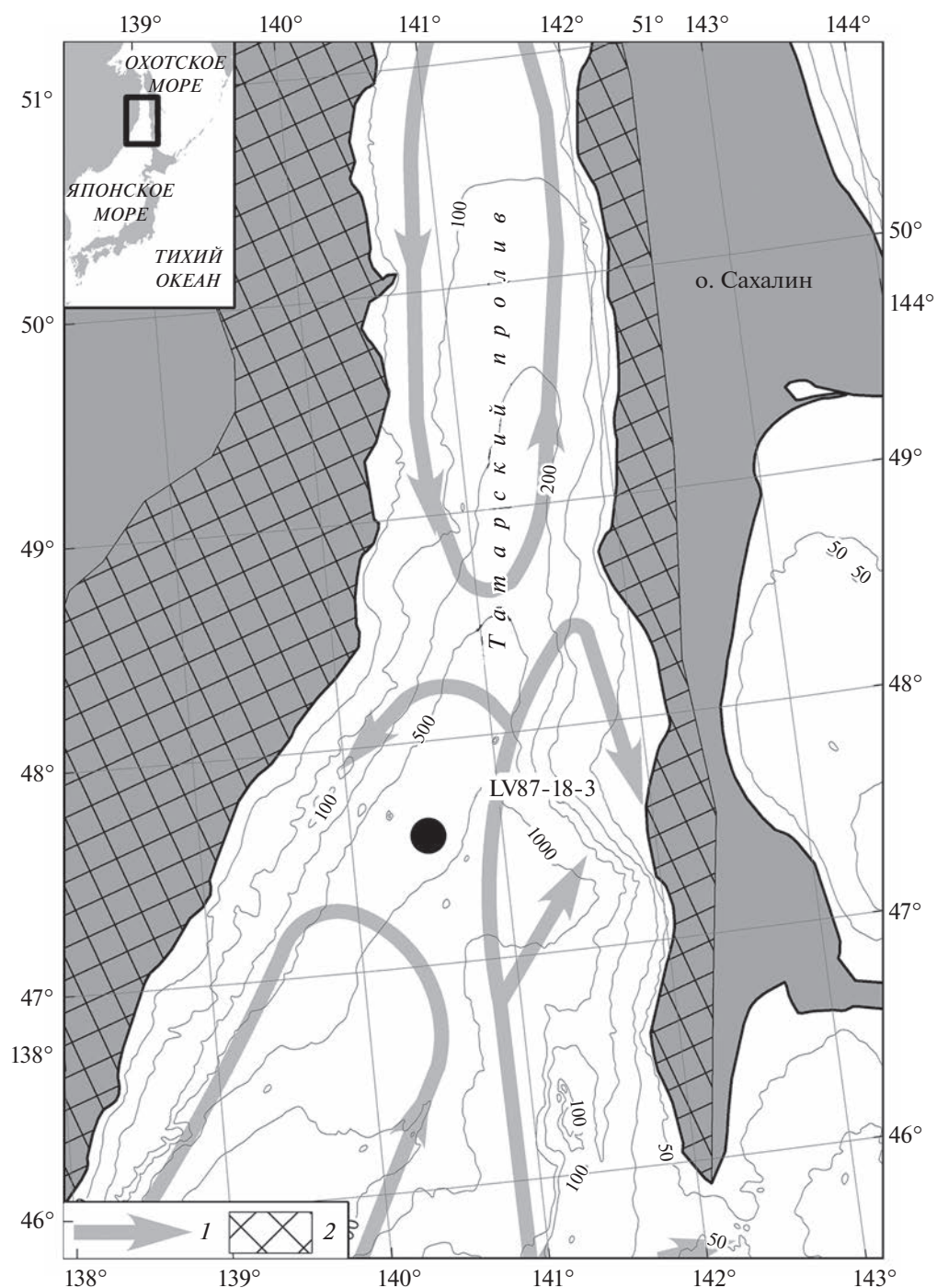


Рис. 1. Местоположение станции LV87-18-3. 1 – поверхностные течения [2]; 2 – водосборная площадь.

неравновесного ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) значения активности ^{226}Ra вычитали из значений активности ^{210}Pb по общей методике [3]. Определение органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) проводилось на анализаторе общего углерода “Shimadzu” TOC-V с приставкой SSM-5000A для анализа твердых проб. Гранулометрический состав определялся на лазерном анализаторе частиц Analysette 22 “NanoTec

Fritsch” с предварительной диспергацией ультразвуком.

Исследуемый керн имеет однородную текстуру светло-серого цвета с оливковым оттенком (5Y 6/2 по международной шкале цветов почв Манселла). Верхний горизонт (0–1 см) полужидкий, далее 2–10 см – от очень мягкого до мягкого и 10–36 см – уплотненный. Консистенцию осад-

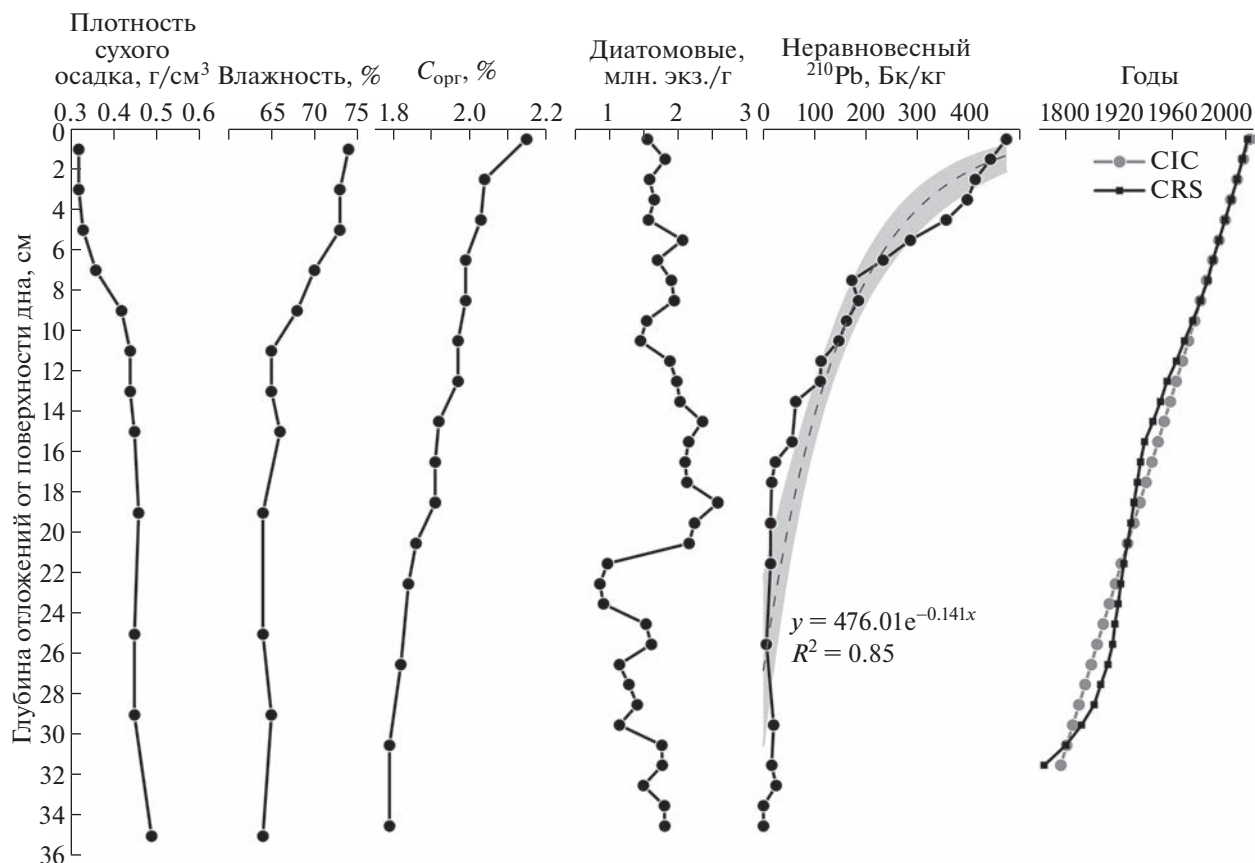


Рис. 2. Основные параметры вещественного состава керна LV87-18-3.

ка отражают распределения плотности сухого осадка и влажности (рис. 2). По структуре керн на всю свою длину также однороден. Преобладают частицы алевритовой размерности (4–63 мкм согласно международной шкале) от 73 до 80%. Содержание глинистых частиц (0–4 мкм) колеблется в пределах 20–27%. Содержание песчаных частиц (63–2000 мкм) составляет меньше 1%. Следы биотурбации и различные включения (галька, ракуша) не обнаружены. Тем самым данный керн подходит для датирования радиометрическим методом по неравновесному ^{210}Pb .

Вертикальное распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ аппроксимируется экспоненциальной зависимостью с коэффициентом детерминации 0.85 (рис. 2). На основании этого правомерно использовать упрощенную модель постоянной начальной концентрации (constant initial concentration – CIC) [4]. С другой стороны, в нижних горизонтах керна активность $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ достигает нулевых значений (рис. 2). Используя плотность сухого осадка, представляется возможность провести расчеты по модели постоянного потока (constant rate of supply – CRS) [5]. По модели CIC скорость осадконакопления составила 0.22 см/год, по модели CRS (если усреднить

для всего керна по крайним точкам) – 0.20 см/год. Оценки скорости осадконакопления по обоим моделям сопоставимы (рис. 2). С учетом того, что для верхних горизонтов (0–10 см) вычисленные значения совпадают до одного календарного года по обоим моделям, следует принять скорость осадконакопления 0.22 см/год для данной локации.

Ранее оценка современной скорости осадконакопления была проведена только для вершины Татарского пролива (северная часть) на основе балансовых расчетов поступления твердого стока р. Амур и составила 0.038 см/год [6], что на порядок меньше полученной нами для южной части. Такое различие связано с условием распространения взвеси на расчетную площадь осаднения. Но перераспределение терригенного материала осуществляется неравномерно, а в пелагических частях возрастает роль биогенного фактора. На акватории Татарского пролива существуют аседиментогенные зоны, приуроченные к шельфу, где современное осадконакопление не происходит [7]. Исследования стока р. Амур за последние десятилетия показывают, что в безледный период активный вынос вод амурского плюма в Татарский пролив происходил только во время

паводков, при этом в отдельные годы продолжительность выноса может составлять всего несколько дней [8]. Тем самым в северной части пролива скорости седиментации должны резко различаться согласно течениям и морфологии дна. С другой стороны, южная часть пролива имеет большую площадь депонирования, пелагические условия седиментации с низким влиянием терригенного материала, вследствие геолого-геоморфологических особенностей водосборной площади (горный рельеф, малая территория). Также в южной части пролива увеличивается влияние биогенного фактора. Содержание диатомей в изучаемом керне находится на уровне 1–2 млн. экз./г (рис. 2), а в донных осадках северной части пролива 0–1 млн. экз./г [9]. Вероятно, что скорости седиментации в южной части пролива выросли за последние десятилетия за счет увеличения продуктивности вод, на что косвенно указывает увеличение содержания органического углерода и количества диатомовых в верхних горизонтах датированного керна (рис. 2).

В настоящее время для Японского моря данные по современным скоростям осадконакопления носят фрагментарный характер. В глубоководной части Японской (Центральной) котловины и на возвышенности Ямато (всего три станции) современные скорости осадконакопления находятся в пределах 0.02–0.05 см/год [10, 11]. Больше определений имеется в котловине Улындо и прилегающей акватории Корейского полуострова. Здесь вариации современных скоростей осадконакопления составляют от 0.02–0.07 см/год в абиссали до 0.20–0.22 см/год на шельфе и склоне котловины [10, 11]. Недавние оценки указывают на скорости 0.30 см/год в донных отложениях акватории между островами Садо и Хонсю (глубина расположения точки опробования 540 м), а также 0.16 см/год на склоне Японского желоба со стороны острова Хонсю (глубина точки опробования 566 м) [12].

В сравнении с другими регионами скорости осадконакопления оказались сопоставимы. Так, для Курильской котловины скорости осадконакопления составили 0.13 см/год [13], а для шельфа Берингова моря в районе о. Св. Лаврентия – 0.35 см/год [14]. Наиболее детальные исследования скоростей осадконакопления на основе неравновесного ^{210}Pb проведены в Карском море, где высокие значения обнаружены в эстуариях рек Оби и Енисея (0.76–1.06 см/год), а в глубоководных районах не превышали 0.11–0.24 см/год [15].

Проведенные исследования указывают на равномерный характер осадконакопления в южной части Татарского пролива. Полученное значение современных скоростей осадконакопления сопоставимо с оценками в других районах дальневосточных и арктических морей. Вследствие этого

появляются перспективы дальнейших исследований верхней толщи донных отложений в целях реконструкции изменения окружающей среды и влияния антропогенного воздействия, как в региональном, так и глобальном масштабах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность экипажу НИС “Академик М.А. Лаврентьев” за помощь в получении научного материала.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспедиционные работы были выполнены при финансовой поддержке Министерство науки и высшего образования (тема № 121021700342-9) и Морского научно-технического фонда Провинции Шаньдун для пилотной национальной лаборатории морских наук и технологий (Циндао) (№ 2022QNL050203). Радионуклидные исследования, определение гранулометрического состава, интерпретация результатов и концептуализация статьи выполнены при поддержке гранта РНФ 18-77-10017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Еременко И.В., Дорофеева Д.В., Романюк В.А., Пищальник В.М. Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования земли // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2017. Т. 23. Ч. 3. С. 20–31.
2. Андреев А.Г. Особенности циркуляции вод в южной части Татарского пролива // Исследование земли из космоса. 2018. № 1. С. 3–11.
3. Melgunov M.S., et al. Fallout traces of the Fukushima NPP accident in southern West Siberia (Novosibirsk, Russia) // Environ. Sci. Pollut. Res. 2012. V. 19. № 4. P. 1323–1325.
4. Krishnaswamy S., et al. Geochronology of lake sediments // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 11. № 1–5. P. 407–414.
5. Appleby P.G., Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment // CATENA. 1978. V. 5. № 1. P. 1–8.
6. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Якунин Л.П., Колесов Г.М. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 3. С. 30–43.
7. Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Боцул А.И. Литодинамическая дифференциация донных отложений в седиментационных бассейнах разного морфоструктурного типа (на примере Татарского пролива) // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнацка, 2002. С. 5–24.
8. Осадчиев А.А. Распространение плюма реки Амур в Амурском лимане, Сахалинском заливе и Татарском проливе // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 417–424.

9. Обрезкова М.С. Диатомеи поверхностных осадков Амурского лимана и прилегающих акваторий Японского и Охотского морей // Биология моря. 2009. Т. 35. № 2. С. 107–118.
10. Hong G.H., Kim S.H., Chung C.S., Kang D.-J., Shin D.-H., Lee H.J., Han S.-J. ^{210}Pb -derived sediment accumulation rates in the southwestern East Sea (Sea of Japan) // Geo-Marine Letters. 1997. V. 17. № 2. P. 126–132.
11. Hong G.H., U, Lee S.H., Kim S.H., Chung C.S., Basakaran M. Sedimentary fluxes of ^{90}Sr , ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ and ^{210}Pb in the East Sea (Sea of Japan) // Science of the Total Environment. 1999. V. 237–238. P. 225–240.
12. Yamada M., Oikawa S. ^{239}Pu , ^{240}Pu , ^{241}Pu , ^{241}Am , ^{137}Cs , and ^{210}Pb in seafloor sediments in the western North Pacific Ocean and the Sea of Japan: distributions, sources and budgets // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2022. V. 331. P. 2689–2703.
13. Aksentov K.I., Sattarova V.V. Mercury geochemistry of deep-sea sediment cores from the Kuril area, northwest Pacific // Prog. Oceanogr. 2020. T. 180. P. 102235.
14. Hu L., et al. Sedimentary records of bulk organic matter and lipid biomarkers in the Bering Sea: A centennial perspective of sea-ice variability and phytoplankton community // Mar. Geol. 2020. V. 429. P. 106308.
15. Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb и ^{137}Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.

FIRST DATA OF MODERN SEDIMENTATION RATE IN THE SOUTHERN TATAR STRAIT OF THE SEA OF JAPAN

K. I. Aksentov^{a, #}, M. S. Melgunov^b, A. V. Alatorsev^a, Xuefa Shi^c, Jianjun Zou^c, I. A. Prushkovskaya^a,
A. A. Bosin^a, and V. V. Sattarova^a

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russian Federation*

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

^c*First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources of China, 6 Xianxialing Road, Qingdao, China*

[#]*E-mail: aksentov@poi.dvo.ru*

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh October 17, 2022

The study of natural archives, such as bottom sediments of lakes and seas, becomes promising for paleoreconstructions due to the conditions of rapid changes of the environment, anthropogenic impact, and insufficient data of instrumental measurements. Based on a radioisotope dating using the non-equilibrium ^{210}Pb , the modern sedimentation rates for the last 150 years in the southern part of the Tatar Strait have been established. According to the two models (CIC and CRS), the sedimentation rate was 0.20–0.22 cm/year.

Keywords: bottom sediments, radioisotope dating, lead-210, Tatar Strait

УДК 568.192:551.763.33(571.61)

ЗАВРОПОД ИЗ ПОЗДНЕГО МЕЛА АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2023 г. А. О. Аверьянов^{1,*}, Ю. Л. Болотский², И. Ю. Болотский²

Представлено академиком РАН А.В. Лопатиным 30.09.2022 г.

Поступило 10.10.2022 г.

После доработки 13.10.2022 г.

Принято к публикации 13.10.2022 г.

Узкокоронковый зуб завропода из местонахождения удурчуканской свиты (маастрихт) Благовещенск (Амурская область, Россия) морфологически почти идентичен зубам *Nemegtosaurus* из нэмег-этинской свиты (маастрихт) Монголии и может быть отнесен к титанозаврам семейства *Opisthocelicaudiidae*. Этот зуб является единственной находкой завропод для позднего мела России.

Ключевые слова: динозавры, завроподы, поздний мел, Амурская область, Россия

DOI: 10.31857/S2686739722602174, **EDN:** SWFXHV

Одно из богатейших по количеству остатков местонахождение динозавров в России приурочено к отложениям верхнемеловой удурчуканской свиты (маастрихт) в г. Благовещенск, Амурская область. Большинство костей динозавров из этого местонахождения принадлежат ламбеозаврину *Amurosaurus riabinini* Bolotsky et Kurzanov, 1991 [1, 2]. Реже встречаются кости плоскоголового гадрозаврида *Kerberosaurus manakini* Bolotsky et Godefroit, 2004 [3]. В Благовещенске найдены также редкие остатки хищных динозавров (изолированные кости и зубы) и один зуб завропода (экз. АЕИМ 1/316, Амурский естественноисторический музей, Благовещенск). Этот зуб представляет исключительный интерес, поскольку является единственной находкой завропод в верхнемеловых отложениях России. Данная находка впервые была упомянута в литературе Л.А. Несовым [4]. Зуб определялся как *Titanosauridae* indet. [5] и был отнесен к *Arkharavia heterocoelica* Alifanov et Bolotsky, 2000, таксону, описанному по хвостовым позвонкам из удурчуканской свиты местонахождения Кундур (Амурская область) и отнесенному первоначально к завроподам [6]. Впоследствии этот таксон был отнесен к *Hadrosauridae* [7]. Зуб завропода из Благовещенска был кратко описан и определен как *Sauropoda* indet. В.Р. Алифановым [7]. В настоящей работе приводится детальное описание экз. АЕИМ 1/316 и обсуждается его возможная таксономическая принадлежность.

Зуб является скорее всего верхнечелюстным (максиллярным или премаксиллярным), поскольку фасетка стирания расположена на вогнутой лингвальной стороне [8, 9]. Сохранилась только апикальная часть коронки АЕИМ 1/316 (рис. 1). Высота сохранившейся части коронки 20.5 мм. Зуб узкокоронковый, почти цилиндрический. Коронка немного уплощена лабиолингвально. Ее переднезадний диаметр 5.4 мм, поперечный диаметр 4.2 мм. Коронка слабо изогнута лингвально. Ее передний и задний края образуют слабо выраженные гребни. В поперечном сечении линия, проведенная через эти гребни, разделяет коронку на большую лингвальную и меньшую лабиальную части (рис. 1 д). Лингвальная сторона коронки включает три уплощенные поверхности, большую центральную и две более узкие, примыкающие к переднему и заднему гребням. Лабиальная сторона коронки равномерно выпуклая. Морщинистая структура эмали неравномерно распределена по коронке. Она разделена продольными участками гладкой эмали нерегулярной формы. Апикальная фасетка стирания овальной формы, занимает почти треть сохранившейся высоты коронки. Она расположена на вогнутой (лингвальной) стороне коронки. Угол фасетки [8] 78°. Фасетка расположена косо к продольной оси зуба, она примыкает к краю коронки (переднему или заднему). Стирание одного из краев коронки придает асимметричный вид ее апикальному концу с лингвальной и лабиальной стороны (рис. 1 б, г). Полость пульпы на сохранившемся базальном конце зуба очень маленькая.

Узкокоронковые зубы развились независимо в двух группах завропод: *Diplodocoidea* и *Titanosauria* [10]. В позднем мелу сохранились только титанозавры, поэтому отнесение АЕИМ 1/316 к этой

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

²Институт геологии и природоведения
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Благовещенск, Россия

*E-mail: dzharakuduk@mail.ru



Рис. 1. Зуб завропода *Opisthocoelicaudiidae* indet., экз. АЕИМ 1/316, вид спереди или сзади (а, в), с лингвальной стороны (б), с лабиальной стороны (г) и поперечное сечение на базальном конце (д). Благовещенск, Амурская область, Россия; удурчуканская свита, верхний мел (маастрихт).

группе представляется вполне надежным. Узко-коронковые цилиндрические зубы титанозавров встречаются во многих местонахождениях первой половины мела (сеноман-сантон) в Центральной Азии [11]. Большая выборка таких зубов из бисектинской свиты (турон) Узбекистана показывает большое разнообразие паттернов стирания зубов, однако в ней преобладают зубы с одной апикальной фасеткой, как на экз. АЕИМ 1/316 [8]. Апикальные и латеральные фасетки стирания встречаются также на зубах *Nemegtosaurus mongoliensis* Nowinski, 1971 из нэмэгтинской свиты (маастрихт) Монголии [12]. Экз. АЕИМ 1/316 морфологически почти не отличим от зубов нэмэгтозавра. Похожие зубы завропод известны также из бостобинской свиты (сантон-кампан) Казахстана [13]. Эти зубы сходны с экз. АЕИМ 1/316 тонкой текстурой морщинистой эмали, но отличаются более изогнутой коронкой, ее лабиолингвальным уплощением и переднезадним расширением близ апикального конца. Изгиб коронки может варьировать в зубном ряду, однако уплощение и расширение апикального конца коронки, очевидно, свидетельствуют о принадлежности этих зубов разным таксонам. Как обсуждалось в цитированной статье [13], титанозавры позднего мела Азии

с цилиндрическими зубами могут быть отнесены к семейству *Opisthocoelicaudiidae*. Вероятно, экз. АЕИМ 1/316 также может быть отнесен к этому семейству.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Godefroit P., Bolotsky Y.L., Van Ifferbeeck J. The lambeosaurine dinosaur *Amurosaurus riabinini*, from the Maastrichtian of Far Eastern Russia // *Acta Palaeontol. Polonica*. 2004. V. 49. № 4. P. 585–618.
2. Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления. Материалы международного симпозиума “Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления” Часть III. Благовещенск: ДВО РАН, 1991. С. 94–103.
3. Bolotsky Y.L., Godefroit P. A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of Far Eastern Russia // *J. Vertebr. Paleontol.* 2004. V. 24. № 2. P. 351–365.
4. Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. Санкт-Петербург: Издательство СПбГУ, 1995. 156 с.
5. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. Ископаемые рептилии Приамурья. Хабаровск: Амур НЦ ДВО РАН, 1997. 53 с.
6. Алифанов В.Р., Болотский Ю.Л. *Arkharavia heterocoelica* gen. et sp. nov. – новый завроподный динозавр из верхнего мела Дальнего Востока России // *Палеонтол. журн.* 2010. № 1. С. 76–83.
7. Алифанов В.Р. Надотряд Dinosauria / Курочкин Е.Н., Лопатин А.В. Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые рептилии и птицы. Часть 2. Москва: Геос, 2012. С. 153–309.
8. Averianov A.O., Sues H.-D. Sauropod teeth from the Upper Cretaceous Bissekty Formation of Uzbekistan // *Hist. Biol.* 2017. V. 29. № 5. P. 641–653.
9. Wilson J.A., Pol D., Carvalho A.B., Zaher H. The skull of the titanosaur *Tapuiasaurus macedoi* (Dinosauria: Sauropoda), a basal titanosaur from the Lower Cretaceous of Brazil // *Zool. J. Linn. Soc.* 2016. V. 178. № 3. P. 611–662.
10. Chure D.J., Britt B.B., Whitlock J.A., Wilson J.A. First complete sauropod dinosaur skull from the Cretaceous of the Americas and the evolution of sauropod dentition // *Naturwissenschaften*. 2010. V. 97. № 4. P. 379–391.
11. Averianov A.O., Sues H.-D. Review of Cretaceous sauropod dinosaurs from Central Asia // *Cret. Res.* 2017. V. 69. P. 184–97.
12. Nowinski A. *Nemegtosaurus mongoliensis* n. gen., n. sp. (Sauropoda) from the uppermost Cretaceous of Mongolia // *Palaeontol. Polon.* 1971. V. 25. P. 57–81.
13. Аверьянов А.О., Лопатин А.В. Новые данные о позднемиловых завроподах из бостобинской свиты Северо-Восточного Приаралья (Казахстан) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 27–30.

A SAUROPOD FROM THE LATE CRETACEOUS OF AMUR OBLAST**A. O. Averianov^{a,#}, Yu. L. Bolotsky^b, and I. Yu. Bolotsky^b**^a*Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*^b*Institute of Geology and Natural History, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russian Federation*[#]*E-mail: dzharakuduk@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS A.V. Lopatin September 30, 2022

A narrow-crowned sauropod tooth from the Udurchukan Formation (Maastrichtian) at Blagoveshchensk locality (Amur oblast, Russia) is morphologically identical with the teeth of *Nemegtosaurus* from the Nemegt Formation (Maastrichtian) Mongolia and can be referred to the titanosaurs of the family Opisthocelicaudidae. This tooth is the only sauropod find from the Late Cretaceous of Russia.

Keywords: Dinosauria, Sauropoda, Upper Cretaceous, Amur oblast, Russia

УДК 551.77:569.322.3

ПЕРВЫЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ БОБР *Castor fiber* (CASTORIDAE, RODENTIA) ИЗ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ, МОНГОЛИЯ

© 2023 г. А. М. Клементьев^{1,2,*}, А. М. Хаценович^{1,4,*}, Д. Базаргур³,
Я. Цэрэндагва³, Д. В. Марченко¹, Е. П. Рыбин¹, Б. Гунчинсүрэн³,
Д. У. Олсен⁴, член-корреспондент РАН А. И. Кривошапкин¹

Поступило 05.10.2022 г.
После доработки 02.11.2022 г.
Принято к публикации 02.11.2022 г.

Из пещерного местонахождения Цагаан-Агуй (Гобийский Алтай, Монголия) описан фрагмент локтевой кости бобра *Castor fiber* Linnaeus, 1758. Это первая находка данного вида в Монголии в ископаемом состоянии. Сейчас этот вид является вымершим в пустыне Гоби, но находка его в отложениях пещеры является свидетельством благоприятных условий его обитания в некоторый период плейстоцена. На окружающих территориях (Сибирь и Дальний Восток) плейстоценовые находки *C. fiber* также являются довольно редкими. Приводится географический обзор находок ископаемых бобров в Центральной Азии, Южной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Ключевые слова: плейстоцен, *Castor fiber*, Монголия, Гобийский Алтай

DOI: 10.31857/S2686739722602095, **EDN:** SWAFNF

В 2021 г. были возобновлены раскопочные работы на пещерном местонахождении Цагаан-Агуй в Гобийском Алтае с целью уточнения строения разреза и отбора естественнонаучных проб [1]. Было заложено два раскопа, материалы которых содержали археологические и палеозоологические находки. В раскопе 21/1 обнаружена смесь ископаемых, полуископаемых и современных остатков костей млекопитающих, птиц и рептилий Гобийского Алтая. Среди материала совершенно неожиданно для этой природной зоны (пустыня) был обнаружен единственный фрагмент кости евразийского бобра. Ранее этот вид в ископаемом состоянии для пещеры, так же, как и в целом для Монголии, был не известен. Приводим описание этой находки, возможную ее датировку и сведения об ископаемых и субфоссильных бобрах сопредельных территорий.

В работе представлено описание фрагмента левой локтевой кости евразийского бобра из пе-

щеры Цагаан-Агуй (Гобийский Алтай). При обработке материала использовались литературные данные и сравнительная коллекция по современному бобру *Castor fiber*, а также ископаемые сборы на раннечетвертичном местонахождении Малые Голы.

Ulna sin. (ЦА 21/1, Level 2, № 665), рис. 1, табл. 1. Сохранилась верхняя половина кости, поврежден локтевой бугор. Кость имеет типичные признаки, характерные для евразийского бобра [2]: задний край кости в верхней части сильно выпукл назад, выше прос. согасоидеус он резко отклоняется вперед; латеральная поверхность диафиза от середины incisura semilunaris и ниже имеет продольное желобообразное углубление с гребневидно выступающими краями в верхней его части; передняя поверхность диафиза ниже incisura semilunaris заострена в продольный гребень; ширина перехвата сустава incisura semilunaris посередине составляет 61% ширины ее в нижней части; медиальная поверхность кости у incisura semilunaris вогнута в передне-заднем и верхне-нижнем направлениях. Этими признаками она ничем не отличается от голоценовых и современных *C. fiber*. Небольшие отличия касаются, вероятно, индивидуальной изменчивости (меньшая массивность валика, ограничивающего впадину на медиальной поверхности кости у incisura semilunaris, вогнутость переднего края olecranon). Заметные отличия наблюдаются только в размерных характеристиках — найденная кость заметно меньше совре-

¹Институт археологии и этнографии
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

²Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук, Иркутск, Россия

³Институт археологии Монгольской академии наук,
Улан-Батор, Монголия

⁴Аризонский университет, 1009 Тусон, 85721-0030 США

*E-mail: klem-al@yandex.ru



Рис. 1. а–в — фрагмент левой локтевой кости ископаемого бобра *Castor fiber* (ЦА21/1, L2, № 655) из пещеры Цагаан Агуй (Гобийский Алтай, Монголия): а — вид с латеральной стороны; б — вид спереди; в — вид с медиальной стороны. г–е — верхний отдел левой локтевой кости современного бобра *C. fiber* (Калининградская обл.): г — вид с латеральной стороны; д — вид спереди; е — вид с медиальной стороны.

менных (табл. 1). Сохранность костного вещества отличается от основной массы ископаемых костей — ткань прокрашена в кремово-розовый цвет с пятнами окислов марганца, плотная, издает при постукивании характерный для сильно фоссилизированных костей фарфоровый звон [3]. По этим признакам образец значительно древнее остального материала из пещеры, является переотложенным и предварительно отнесен к раннему–среднему плейстоцену. На поверхности кости также имеются белесые корочки от выпота почвенных карбонатов. Ископаемый плиоценовый бобр из Эртэмте (Внутренняя Монголия) был описан в работе М. Шлоссера [4], но для локтевой кости приводится только высота локтевого отростка, для кости из Цагаан-Агуй этот промер измерить не удастся. В связи с возможным присутствием ископаемого бобра-трогонтерия на этой территории также приводим отличия этой кости от подобной кости *Trogontherium* [5]. В первую очередь, это уплощенная выпуклая поверхность заднего края (у *Trogontherium* этот край не выпуклый и заостренный); широкая фасетка для плечевой кости (у *Trogontherium* она уже и не простирается над фасеткой для локтевой); узкая ровная фасетка для локтевой кости (у *Trogontherium* она широкая и вогнутая); значительно меньшие размеры (табл. 1).

Раскоп 2021/1, в котором была найдена кость бобра (слой 2), расположен в устье маленькой галереи, соединяющей Большой и Малый гроты. Стратиграфическая последовательность включает три слоя: два верхних — голоценовые, содержащие смешанные археологические и палеонтологические материалы времени плейстоцена и голоцена, и нижний, эфемерный — плейстоценовый. Материал верхних двух слоев был перемещен из Большого и Малого грота, но также, в результате деятельности животных, из узких меандров галереи. Нижние слои 12 и 13 Большого грота датируются около 500–700 тыс.л.н. палеомагнитным методом [6], и, нельзя исключать, что из них может происходить кость бобра, однако, эти даты, как и хронологические определения для других слоев, полученные в 1990-е гг., требуют пересмотра, именно на это направлен новый цикл работ в пещере. О существовании в окрестностях пещеры Цагаан-Агуй ландшафтов, благоприятных для евразийских бобров, со смешанно-широколиственными и хвойно-широколиственными лесами, свидетельствуют палинологические данные низов разреза отложений [6]. На основании сохранности и палеоботанических данных можно сделать вывод об окончательном исчезновении *C. fiber* в пределах Гобийского Алтая (и вероятно, всей Гоби) в результате исчезновения речной сети, обеспечивавшей существование пойменных лесов и кустарников.

Таблица 1. Размеры проксимальных элементов локтевой кости у речных бобров

Промеры, в мм	<i>Castor fiber</i>		
	Цагаан-Агуй, (ЦА21/1, L2, № 655)	Современный, Калининградская область	[Громова, 1950]
1. Ширина сустава	7.7	11.4	10–15
2. Высота сустава	13.6	14.5	13–19
3. Поперечник у прос. coracoideus	9.4	15.2	—
4. Поперечник у прос. coronoideus	10.1	15.6	—
5. Поперечник диафиза	7.3	11.0	9–13
6. Перехват incisura semilunaris	4.7	5.9	—
Отношение 6:1	61	51.8	<65

В пределах Центральной Азии ископаемый бобр *C. fiber* представлен малочисленным ископаемым материалом (рис. 2). На сегодняшний день ископаемые бобры рода *Castor* известны в близлежащем Китае и представлены тремя видами, из которых вид *C. (Sinocastor) anderssoni* является достоверно миоцен-плиоценовым [7, 8]. Этот вид

также известен из плиоцена Забайкалья, в бассейне р. Селенги [9]. Указание на присутствие *C. (S.) cf. zdanskyi* в местонахождении Шамар [10] не подтверждено морфологическим описанием. Вероятно, эти мио-плиоценовые представители подрода *Sinocastor* были указаны по единичным экземплярам в Монголии: *Castor* sp. (без подроб-



Рис. 2. Расположение пещеры Цагаан Агуй и местонахождения остатков ископаемых и субфоссильных бобров в Центральной Азии, Южной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

ного описания) в районе озера Орог Нуур [11] и *C. (Chalicomys) sp.* из холмов Оши котловины Дзерген на юго-западе Монголии [12]. В Центральной Азии к западу от Монголии древнейший ископаемый бобр *C. aff. fiber* указан для плиоценовых отложений Есекарткана [13]. Непосредственно *C. fiber*, ископаемые и голоценовые, известны в соседней Сибири из многих местонахождений [14–18]. На Дальнем Востоке их остатки встречаются значительно реже [19–21]. Интересными находками являются остатки ископаемых бобровых плотин в бассейне реки Лены [14, 22]. В северном Китае остатки евразийских бобров также очень редки. Они известны для среднелейстоценовых отложений Чжоукоудяня I [23] и упомянуты из позднеплейстоценовых отложений (местонахождение Харбин) в провинции Хэйлунцзянь [24]. Отдельные находки плейстоценового возраста *C. anderssoni* из Китая требуют систематической ревизии [25]. Небольшая популяция местных бобров в настоящее время выживает на реке Булган на крайнем западе Монголии и в соседнем Синьцзяне в Китае [26].

Таким образом, бобры рода *Castor* являются для Монголии автохтонным родом по крайней мере с плиоценового времени. Этот вид существовал даже на территории Гобийского Алтая вплоть до начала аридизации в некоторый период плейстоценовой эпохи. Во время обитания *C. fiber* в Гобийском Алтае существовала постоянная речная сеть и по крайней мере, кустарниковая растительность в поймах рек. Время исчезновения бобров в Гоби и оптимальных для них биотопов еще предстоит выяснить.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-78-10112.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Khatsenovich A.M., Tserendagva Y., Bazargur D., et al. Shelter in an extreme environment: the Pleistocene occupation of Tsagaan Agui Cave in the Gobi Desert // *Antiquity*. 2022. P. 1–9. <https://doi.org/10.15184/aqy.2022.51>
2. Громова В.И. Определитель млекопитающих СССР по костям скелета. Вып. 1. Определитель по крупным трубчатым костям. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1950. Вып. IX. 240 с.
3. Верещагин Н.К. От ондатры до мамонта. Путь зоолога. СПб.: Астерион, 2002. 336 с.
4. Schlosser M. Tertiary vertebrates from Mongolia // *Palaeontologica Sinica. Ser. C*. 1924. V. 1. P. 1–119.
5. Schreuder A. *Conodontes (Trogontherium)* and *Castor* from the Teglian Clay compared with the *Castoridae* from other localities // *Arch. du Musee Teilor*. 1929. V. 6. Ser. 3. P. 99–318.

6. Деревянко А.П., Олсен Д., Цзвээндорж Д. и др. Многослойная пещерная стоянка Цаган Агуй в Гобийском Алтае (Монголия) // *Археология, этнография и антропология Евразии*. 2000. № 1. С. 23–36.
7. Xu X. Evolution of Chinese *Castoridae*. In: Tomida Y., Li C.K., Setoguchi T. (eds.). *Rodent and Lagomorph Families of Asian Origins and Diversification*. National Science Museum Monographs, Tokyo. 1994. P. 77–97.
8. Xu X., Li Q., Flynn L.J. The Beavers (*Castoridae*) of Yushe Basin. In: Lawrence J. Flynn and Wen-Yu Wu (eds.). *Late Cenozoic Yushe Basin, Shanxi Province, China: Geology and Fossil Mammals. Volume II: Small Mammal Fossils of Yushe Basin*. *Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology*. 2017. P. 71–80. https://doi.org/10.1007/978-94-024-1050-1_6
9. Kawamura Y., Takai M. Pliocene lagomorphs and rodents from Udunga, Transbaikalia, eastern Russia // *Asian Paleoprimatology*. 2009. V. 5. P. 15–44.
10. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии: (Стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 196 с.
11. Berkey C.P., Morris F.K. Geology of Mongolia: a reconnaissance report based on the investigations of the years 1922–1923. *Natural history of Central Asia. Vol. 2*. American Museum of Natural History. 1927. 475 p. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.12102>
12. Беляева Е.И. Материалы к характеристике верхнетретьичной фауны млекопитающих северо-западной Монголии // *Труды Монгольской комиссии*. № 33. 1937. С. 5–52.
13. Тлеубердина П.А. Основные местонахождения гиппарионовой фауны Казахстана и их биостратиграфическая корреляция // *Материалы по истории фауны и флоры Казахстана*. Т. 10. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 38–73.
14. Арембовский И.В. Ископаемые бобры Восточной Сибири // *Труды ИГУ им. А.А. Жданова*. Т. 6. Вып. 2. 1954. С. 6–9.
15. Клементьев А.М. Голоценовые фаунистические группировки Северного Приангарья // *Материалы III Всерос. науч. конф. (12–15 марта 2013 г.)*. Казань: Отечество, 2013. С. 182–185.
16. Васильев С.К., Кривошапкин А.И., Зенин В.Н., Шалагина А.В. Предварительные итоги исследования остатков мегафауны из отложений пещеры Страшной (Северо-Западный Алтай) // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Т. XXII. 2016. С. 15–22.
17. Васильев С.К., Козликин М.Б., Колясникова А.С., Шуньков М.В. Костные остатки из голоценовых отложений в южной галерее Денисовой пещеры (материалы 2017 и 2018 годов) // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Т. XXV. 2019. С. 53–58.
18. Rudaya N., Vasiliev S., Viola B., et al. Palaeoenvironments during the period of the Neanderthals settlement in Chagyrskaya Cave (Altai Mountains, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. 467. P. 265–276. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.12.007>

19. Алексеева Э.В. Водились ли бобры в Приморье? // Природа. 1974. № 5. С. 81.
20. Kuzmin Y.V. Vertebrate animal remains from Prehistoric and Medieval settlements in Primorye (Russian Far East) // International Journal of Osteoarchaeology. 1997. V. 7. P. 172–180.
21. Choe R.S., Han K.S., Kim S.C., et al. Late Pleistocene fauna from Chongphadae Cave, Hwangju County, Democratic People's Republic of Korea // Quaternary Research. 2020. V. 97. P. 1–13. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.9>
22. Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968. 460 с.
23. Young C.C. On the Insectivora, Chiroptera, Rodentia and Primates other than Sinanthropus from Locality 1 at Choukoutien // Palaeontologia Sinica. Ser. C. 1934. V. 8. P. 9–134.
24. Yang Y., Li Q., Fostowicz-Frelik L., Ni X. Last record of *Trogontherium cuvieri* (Mammalia, Rodentia) from the late Pleistocene of China // QI. 2019. V. 513. P. 30–36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.025>
25. Zhang Z.H. The human and the culture of the Paleolithic period from Liaoning District // Vert. PalAs. 1981. 19 (2). P. 184–192. (in Chinese).
26. Монгол улсын улаан ном. Улаанбаатар, 2013. С. 94–96.

THE FIRST REPORTED PLEISTOCENE BEAVER, *Castor fiber* (CASTORIDAE, RODENTIA), FROM THE GOBI ALTAI REGION OF MONGOLIA

A. M. Klementiev^{a,b,#}, A. M. Khatsenovich^{a,d,#}, D. Bazargur^c, Y. Tserendagva^c, D. V. Marchenko^a,
E. P. Rybin^a, B. Gunchinsuren^c, J. W. Olsen^d, and Corresponding Member of the RAS A. I. Krivoschapkin^a

^aInstitute of Archeology and Ethnography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^bInstitute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^cInstitute of Archeology, Mongolian academy of Sciences, Zhukova St., 77, Ulaanbaatar, 13343 Mongolia

^dUniversity of Arizona, School of Anthropology, Tucson, 85721-0030 USA

[#]E-mail: klem-al@yandex.ru

Here, we report a fragmentary *Castor fiber* (Linnaeus, 1758) proximal ulna from Tsagaan Agui Cave (Gobi Altai Mountains, southern Mongolia). This constitutes the first fossil evidence of this species from Mongolia. *C. fiber* is currently regarded as extinct in the Gobi Desert but fossilized remains recovered from cave deposits provide evidence that optimal habitat conditions for *C. fiber* existed in the Gobi Desert during some periods of the Pleistocene. Pleistocene *C. fiber* remains are relatively rare in neighboring regions, including Siberia and the Russian Far East. Here, we review the geographical distribution of fossil *C. fiber* in Central Asia, southern and eastern Siberia, and the Russian Far East.

Keywords: Pleistocene, *Castor fiber*, Mongolia, Gobi Altai

УДК 550.34.098

РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ ГАЗОГИДРАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ШЕЛЬФА

© 2023 г. В. А. Чеверда^{1,*}, Д. С. Братчиков¹, К. Г. Гадылышин², Е. Н. Голубева³,
В. В. Малахова³, Г. В. Решетова³

Представлено академиком РАН М.И. Эповым 21.09.2022 г.

Поступило 21.09.2022 г.

После доработки 06.10.2022 г.

Принято к публикации 13.10.2022 г.

Одним из возможных механизмов, вызывающих значительные выбросы метана в атмосферу в пределах арктического шельфа, может быть разложение газогидратов. Их скопления в пределах арктического шельфа формировались практически одновременно с формированием вечной мерзлоты, что способствовало возникновению зоны стабильного существования газогидратов. Последующее затопление шельфа привело к деградации мерзлоты и нарушению условий существования гидратов. Для оценки текущего состояния зоны стабильности используются методы численного моделирования. Для локализации скопления газовых гидратов широко применяются стандартные сейсмические методы, однако мониторинг их физического состояния требует развития принципиально новых подходов на основе решения многопараметрических обратных задач сейсмики. В частности, степень затухания сейсмической энергии является одним из объективных параметров для оценки консолидации газовых гидратов: чем ближе они к началу разложения, тем выше затухание, а значит, тем ниже добротность. Таким образом, методы сейсмического мониторинга состояния газогидратов в целях прогнозирования возможности развития опасных сценариев, должны основываться на решении многопараметрической обратной задачи сейсмики.

Ключевые слова: гидраты метана, многолетнемерзлые породы, деградация мерзлоты, вязкоупругие среды, поглощение сейсмической энергии, добротность

DOI: 10.31857/S2686739722601995, **EDN:** SWANGI

ВВЕДЕНИЕ

Арктический шельф является одним из крупнейших источников выбросов метана в атмосферу [1]. Одним из возможных физических механизмов, ответственных за этот процесс, является разложение газогидратов, законсервированных в криолитозоне континентальных отложений на шельфе арктических морей [2]. Несмотря на отсутствие надежных геологических данных о наличии скоплений газогидратов на северном шельфе России, существуют косвенные признаки, подтверждающие возможность их образования, а

именно, наличие термобарических условий, благоприятных для формирования и сохранения залежей газогидратов. Так, существование в настоящее время субаквальной мерзлоты, сформировавшейся в ледниковую эпоху вследствие понижения уровня моря, в донных отложениях Восточно-Сибирского шельфа подтверждается результатами буровых работ [3]. Присутствие в толще донных отложений многолетнемерзлых пород (ММП) обеспечивает условия для формирования в них зон стабильности гидратов метана (ЗСГМ) при глубине воды менее 100 м [4].

Реликтовые гидраты, связанные с существованием многолетнемерзлых пород, находясь на небольшой глубине, особенно чувствительны к изменениям климата. Повышение уровня моря и последующее затопление шельфа привели к повышению температуры осадочного слоя и заглублению верхней границы этих пород. Современные процессы, связанные с глобальным потеплением, способствуют проникновению дополнительного тепла в осадочный слой, что усиливает процесс деградации многолетнемерзлых пород и может приводить к дестабилизации газовых гидратов.

¹Институт математики им. С.Л. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука Сибирского отделения
Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³Институт вычислительной математики
и математической геофизики Сибирского отделения
Российской академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: vova_chev@mail.ru

Данные наблюдений для 1920–2009 гг. в мелководной части шельфа и прибрежной зоне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря отражают значительное повышение придонной температуры (аномалии до 2.1°C), начавшееся с середины 1980-х годов [5]. Второе десятилетие 21 столетия оказалось для сибирских арктических морей значительно теплее первого, а летом 2019 и 2020 г. поверхностная температура в Карском море, в море Лаптевых и прилегающих глубоководных акваториях достигала максимальных значений, превышающих порог в 90% всех среднемесячных значений за период с 1981 по 2010 г. [6]. Накопленный морскими водами в летний период запас тепла реализуется как потоками в атмосферу, так и способствует прогреву придонного слоя шельфовых морей за счет осенне-зимнего перемешивания. Устойчивое повышение температуры придонных вод и передача тепла в осадочный слой могут приводить к дестабилизации газогидратных залежей с последующим поднятием огромного количества газа.

Для оценки состояния многолетнемерзлых пород и стабильности газогидратов в донных отложениях мы использовали численное моделирование. Локализация газовых гидратов успешно определяется по стандартным промышленным сейсмическим методам, таким как метод общей глубинной точки и разнообразные миграционные процедуры. Однако мониторинг их состояния требует развития принципиально новых методов на основе решения многопараметрических обратных задач сейсмики.

1. ЗОНЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И СТАБИЛЬНОСТЬ ГАЗОГИДРАТОВ

Численное моделирование процессов формирования многолетнемерзлых пород проводилось применительно к шельфовой области моря Лаптевых в районе Новосибирских островов с современными глубинами порядка 20 м. Выбор области исследования определялся следующими факторами:

- наличием данных по геологическому строению, а также геотермических наблюдений до глубины 200 м;
- возможностью верификации палеогеографического сценария и численной модели для данной области на основе имеющихся данных по скважинам в этом районе [7];
- информацией о том, что в рассматриваемой области фиксируются повышенные эмиссии метана, как по данным корабельных измерений, так и по спутниковым [8].

Для исследования процессов формирования многолетнемерзлых пород была использована одномомерная модель теплофизических процессов в

донных отложениях с учетом фазовых переходов между мерзлым и талым грунтом [7, 9]. Граничное условие на поверхности донных отложений определялось периодами трансгрессий-регрессий с учетом изменения уровня моря за последние 200 тыс. лет [7]. В восточном секторе Арктики отсутствуют палеотемпературные данные по целому ряду временных интервалов. Это обстоятельство не позволяет построить сценарий динамики температуры воздуха или пород, используя только региональные данные. В этих целях для его построения применяется методика использования изотопных палеотемпературных кривых, полученных по ледниковым кернам Восточной Антарктиды и Гренландии, которые отражают ход глобальных колебаний климата. Применение изотопных палеотемпературных кривых обеспечивает построение непрерывных во времени региональных кривых динамики температуры воздуха и пород при использовании дискретных региональных данных [7] (рис. 1).

Для задания геологического строения и физических свойств пород использовались буровые данные по строению Новосибирских островов [7]. Интенсивность геотермального потока задавалась 60 мВт/м^2 в соответствии с данными для рассматриваемой области, представленными в работе [10]. Для обеспечения отсутствия влияния нижней границы расчетной области на динамику подошвы мерзлоты задаваемая по вертикали область геологической модели составила 1.5 км. Для решения задачи Стефана использовался метод ловли фронта в узел пространственной сетки. Численная реализация модели основана на методе прогонки на дискретной вычислительной сетке с вертикальным шагом 0.5 м и неявной схеме по времени с шагом 1 мес. Одновременно с вычислением термического состояния донных отложений вычислялись термодинамические границы зоны стабильности гидратов метана [9].

В работе [7] была проведена верификация данной модели с использованием реальных геологических разрезов по двум скважинам на Новосибирских островах. Геологический разрез, в верхних 80 и 200 м был задан в соответствии с результатами бурения, а ниже – в соответствии с данными геологических исследований. Коррекция свойств пород позволила получить соответствие натурных и расчетных данных.

С использованием модели теплопереноса в донных отложениях при изменениях граничных условий на верхней границе по построенному палеогеографическому сценарию [7] мы оценили изменения мощности многолетнемерзлых пород и зоны стабильности гидратов метана до 1950 г. (рис. 1). В численных расчетах для периода 1950–2200 гг. учитывался рост среднегодовой температуры придонной воды в 0.02°C за год. Изменение

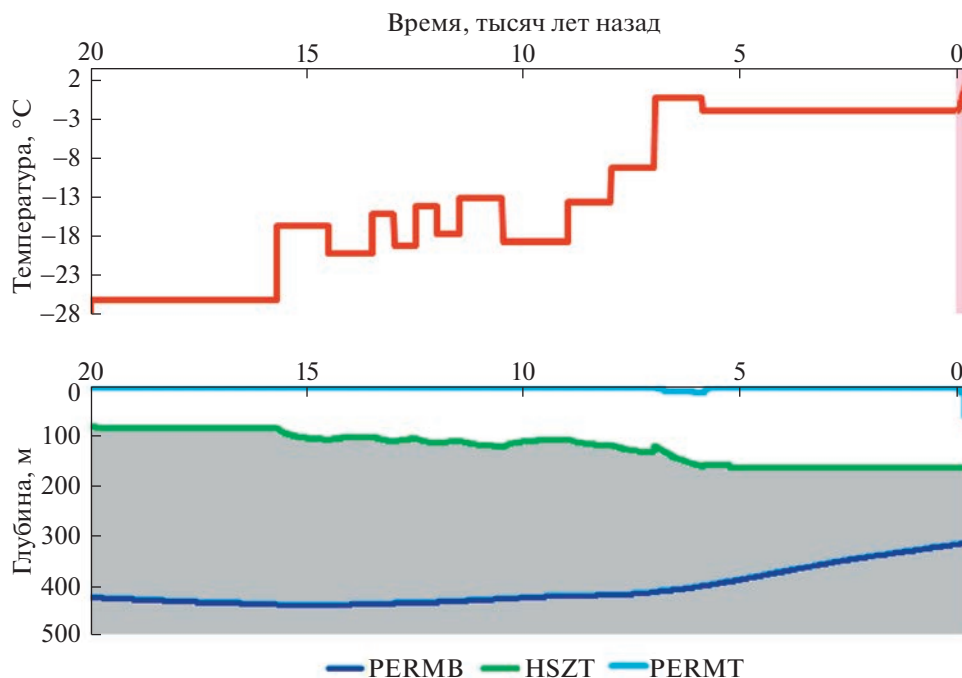


Рис. 1. Результаты численного моделирования на основе модели теплопереноса. На верхней панели — палеотемпературный сценарий для периода 20 тыс. лет назад — 1950 г. и 1950–2200 гг. (выделен розовым цветом). На нижней — эволюция ММП и ЗСГМ за последние 20 тыс. лет: нижняя граница ММП (PERMB) — синяя линия, верхняя граница ММП (PERMT) — голубая линия, верхняя граница ЗСГМ (HSZT) — зеленая линия. Область возможного существования ГГ выделена серым цветом.

мощности многолетнемерзлых пород за последние 20 тыс. лет, по результатам численного эксперимента, представлено на рис. 1. В период последнего ледникового максимума (около 20 тыс. лет назад) мощность мерзлых пород достигала 440 м. Согласно полученным результатам, максимальные различия в состоянии многолетнемерзлых пород происходят после затопления шельфа семь тысяч лет назад и перехода континентальных многолетнемерзлых пород в субаквальное состояние. Последующее потепление и затопление шельфа морской водой привели к росту температуры донных пород и оттаиванию мерзлого слоя. По модельным оценкам мощность реликтовых многолетнемерзлых пород в донных отложениях рассматриваемой области шельфа в современных условиях составила 300 м (рис. 1). Дальнейшее потепление до 2200 г. приводит к ускорению их деградации со стороны верхней границы, которая заглубляется к 2200 г. до глубины 75 м (рис. 1).

Эволюция зоны стабильности гидратов метана и конфигурация ее верхней границы связаны с динамикой термобарических условий, которые определяются динамикой многолетнемерзлых пород и изменения уровня моря. За последние 20 тыс. лет моделирования происходит рост среднегодовой температуры атмосферы на 15°C. Это приводит к заглублению верхней границы ЗСГМ на 20 м (см. рис. 1). Дальнейший рост температу-

ры поверхности донных отложений в период затопления шельфа до -1.8°C усиливает этот процесс. Нарушение условий для формирования зоны стабильности гидратов метана за последние несколько тыс. лет, а следовательно, возможная деградация газовых гидратов на глубине до 160 м ниже дна приводит к скоплению метана в мерзлых горизонтах донных отложений. Существование ММП может также способствовать переходу гидратных залежей в метастабильное состояние за счет эффекта самоконсервации в условиях отрицательной температуры пород [11]. Последующее разрушение мерзлоты, которое происходит в современный период и в будущем, может стать причиной разрушения таких залежей. Верхняя граница ЗСГМ в современный период находится на глубине 160 м ниже морского дна и постепенно заглубляется, что также способствует разрушению газовых гидратов при их существовании на этих глубинах (см. рис. 1).

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В СРЕДАХ С ПОГЛОЩЕНИЕМ

Математическая формулировка задачи обнаружения и мониторинга скоплений газогидратов базируется на теории распространения сейсмических волн в средах с поглощением [12]. Изменчивость поглощения позволяет судить о состоя-

нии изучаемого объекта. Для оценки изменчивости поглощения необходимо рассмотрение многопараметрической обратной задачи сейсмоки, заключающейся в восстановлении двух семейств неизвестных параметров:

- скорости распространения Р- и S-волн;
- добротности Р- и S-волн.

Единственность решения динамической обратной задачи сейсмоки для вязкоупругих сред доказана в работе [13], однако в ней не были рассмотрены вопросы чувствительности результатов к помехам в данных и точности проведенных вычислений.

Основной параметр вязкоупругой среды, характеризующий поглощение сейсмической энергии и называемый добротностью и обозначаемый Q , определяется формулой:

$$Q^{-1} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (1)$$

Здесь E задает сейсмическую энергию в единице объема в единицу времени, а ΔE характеризует ее потерю в единице объема за единицу времени. В результате многочисленных натурных экспериментов установлен замечательный факт: добротность в сейсмическом диапазоне частот для очень широкого спектра геологических сред постоянна [14].

В данной работе использовалась наиболее распространенная в настоящее время модель вязкоупругой среды: Обобщенная Стандартная Линейная Модель Твердого Тела (Generalized Standard Linear Solid model или GSLS) [15]. Достоинство этой модели заключается в возможности введения поглощения независимо для продольных и поперечных волн путем использования следующих частотно-зависимых коэффициентов Ламэ:

- Для поперечных волн

$$\mu(\omega) = \mu_r \left(1 + \frac{i\omega\tau^S}{L} \sum_{l=1}^L \frac{\tau_l}{1 + i\omega\tau_l} \right) = \mu_r (1 + \tau^S S(\omega)). \quad (2)$$

- Для продольных волн

$$\begin{aligned} \lambda(\omega) + 2\mu(\omega) &= (\lambda_r + 2\mu_r) \left(1 + \frac{i\omega\tau^P}{L} \sum_{l=1}^L \frac{\tau_l}{1 + i\omega\tau_l} \right) = \\ &= (\lambda_r + 2\mu_r) (1 + \tau^P S(\omega)). \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь μ_r и λ_r обозначают коэффициенты Ламэ, соответствующие нулевой частоте, т.е. статической теории упругости, τ_l задают времена релаксаций для напряжений, обеспечивающие постоянство добротности в заданном частотном диапазоне, а $\tau^{S,P}$ — времена релаксаций для смещений, которые определяют изменчивость добротности по пространству, L — количество релаксационных механизмов. Символ r здесь означает, что

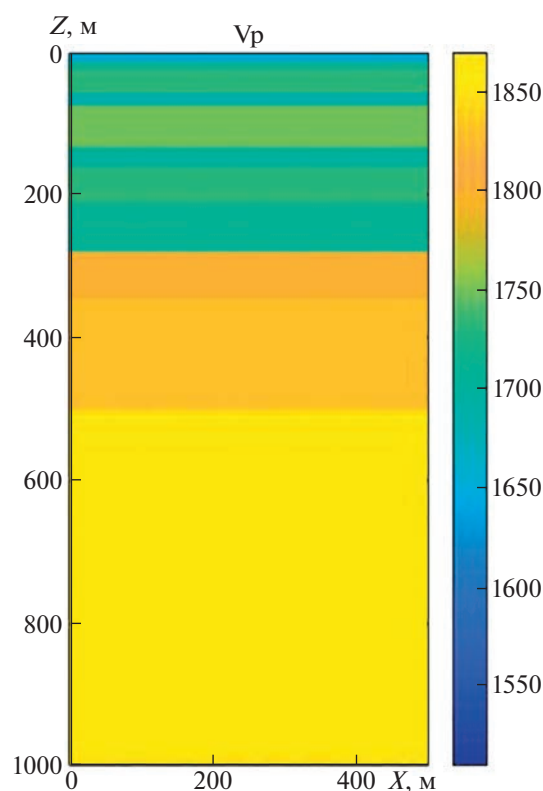


Рис. 2. Распределение скоростей продольных волн.

данная величина берется на нулевой частоте. Путем прямолинейных вычислений получаем, что добротности Р- и S-волн в рамках GSLS выражаются следующим образом:

$$Q_{P,S} = \frac{\sum_{l=1}^L \left(1 + \omega\tau^{P,S} \frac{\omega^2\tau_l^2}{1 + \omega^2\tau_l^2} \right)}{\omega\tau^{P,S} \sum_{l=1}^L \frac{\omega\tau}{1 + \omega^2\tau_l^2}} \quad (4)$$

Параметры τ_l определяют времена релаксации напряжений и имеют размерности времени. Величины $\tau^{P,S}$ определяют значения добротности Q для Р- и S-волн. Таким образом, построение математической модели вязкоупругой среды для заданного распределения добротностей $Q_{P,S}$ производится в два шага:

1. Вычисление времен релаксаций τ_l , обеспечивающих постоянство добротности путем минимизации функционала¹:

$$\tau_l = \arg \min \| \text{const} - Q_{P,S} \|_2.$$

¹ Заметим, что одни и те же времена релаксации τ_l обеспечивают постоянство добротности и для продольных, и для поперечных волн.

2. Определение пространственного распределения величин τ^P и τ^S , обеспечивающих заданное значение добротностей в целевой области.

Рассмотрим теперь волновой процесс, вызванный действием точечного источника в вязко-упругой среде. В области временных частот он описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{cases} \omega^2 \rho u_x + \frac{\partial}{\partial x} \left((\lambda + 2\mu) (1 + S^P \tau^P) \operatorname{div} \vec{u} - 2\mu (1 + S^S \tau^S) \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu (1 + S^S \tau^S) \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \right) = \\ = F(\omega) G_x(\vec{x} - \vec{x}_0); \\ \omega^2 \rho u_z + \frac{\partial}{\partial z} \left((\lambda + 2\mu) (1 + S^P \tau^P) \operatorname{div} \vec{u} - 2\mu (1 + S^S \tau^S) \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu (1 + S^S \tau^S) \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \right) = \\ = F(\omega) G_z(\vec{x} - \vec{x}_0), \end{cases} \quad (5)$$

где u_x, u_z — компоненты скорости смещений. Параметры Ламэ здесь зависят от частоты в соответствии с соотношениями (2) и (3). Форма волны, излучаемой источником, определяется функцией $F(\omega)$, а его тип (источник типа сосредоточенной силы, объемного расширения, тензор сейсмического момента и др.) задается функциями G_1, G_2 .

3. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ДОБРОТНОСТИ НА СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ: ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Для того, чтобы оценить, насколько изменчивость добротности влияет на сейсмические волновые поля, была проведена серия численных экспериментов, в которых изменялась добротность в целевой группе слоев. Для этого использовались вязкоупругая модель (раздел 2) и результаты анализа данных моделирования зоны стабильности газогидратов (раздел 1).

Используемое при моделировании распределение скоростей продольных волн можно видеть на рис. 2. Ввиду отсутствия данных о распределении скоростей поперечных волн в этой области, был применен стандартный прием, предполагающий скорость поперечных волн равной скорости продольных, деленной на $\sqrt{3}$. Точно также нам недоступны данные прямых измерений добротности, однако по данным бурения, слой, залегающий на глубине 160–210 м, содержит залежи газогидратов. В исходном замороженном состоянии газогидраты по своим механическим параметрам очень близки к идеально-упругой среде, однако при повышении температуры они становятся все менее и менее консолидированными, пока не произойдет их полное разложение на газ и воду. Естественно, что при этом существенно изменяются и механические свойства породы. В частности, уменьшается добротность упругой среды. Именно это свойство газогидратов, проявляющееся в процессе их растепления, и представляется нам перспективным в качестве прогностического признака приближения высво-

бождения значительных объемов метана. Для того, чтобы оценить, как сильно уменьшение добротности влияет на сейсмические волновые поля, была выполнена серия численных экспериментов, описывающих поведение сейсмического волнового поля в геологической среде с изменяющейся добротностью в слое на глубине 160–210 м. Расчеты проводились для трех значений добротности: соответствующей идеально-упругой среде (добротность 1000) и двум значениям температуры, найденным в результате численного моделирования (см. раздел 2) для задачи формирования областей с термобарическими условиями, обеспечивающими стабильность газогидратов. Изменчивость добротности мы брали, исходя из полученного в результате численного моделирования прогноза повышения температуры группы слоев с соответствующими термобарическими условиями.

Как уже было отмечено ранее, при растеплении газогидратов добротность для продольных волн уменьшается медленнее, чем для поперечных. В итоге в слое на глубине 200 м мы использовали следующие значения добротности, соответствующие возрастающей температуре:

- $Q_P, Q_S \gg 1$, соответствует идеально-упругой среде;
- $Q_P = 30, Q_S = 25$;
- $Q_P = 20, Q_S = 10$.

На рис. 3 приведены синтетические сейсмические трассы, рассчитанные для точечного источника типа вертикальной силы в точке, расположенной на расстоянии 250 м от источника. Как видно, изменчивость добротности проявляется и в динамике, и в кинематике волнового поля. Проведенные нами прямые расчеты показали, что относительное среднеквадратичное отклонение волновых полей при переходе от идеально-упругой среды к вязкоупругой с указанными выше добротностями достигает 10%.

Таким образом, изменчивость добротности даже в таком сравнительно узком слое ведет к значимому изменению сейсмических волновых

полей, что позволяет надеяться на достоверную реконструкцию добротности и, следовательно, на эффективную реализацию сейсмического мониторинга процесса растепления газогидратов.

4. СВЯЗАННОСТЬ ИЗМЕНЧИВОСТИ ДОБРОТНОСТИ С ИЗМЕНЧИВОСТЬЮ ДРУГИХ УПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ

Одной из трудностей, возникающих при построении численного решения многопараметрических обратных задач, является так называемая связанность параметров. Под этим понимается ложное проявление их изменчивости. Другими словами, если вносится изменение в одну группу параметров, например, в скорости распространения волн, на результатах решения обратной задачи могут проследиваться возмущения не только в этой, но и в других группах параметров, например, добротностях. Естественно, это приводит к ложным выводам об изменчивости параметров среды, что неприемлемо при проведении мониторинга.

Для анализа наличия такой связанности в изучаемой многопараметрической обратной задаче по определению изменчивости скорости и добротности мы провели специальный численный эксперимент. При этом использовалась модель (см. рис. 2), в которой будет определяться добротность среды и изучаться связанность ее возмущений с возмущениями скоростей распространения волн. Для этого использовался метод обращения полного волнового поля.

Напомним кратко его основные моменты. Заметим, прежде всего, что система уравнений (5) определяет нелинейный оператор, устанавливающий отображение из пространства коэффициентов Ламэ λ, μ и времен релаксации τ^P, τ^S в пространство данных, полученных для заданных источников (x_s, z_s) и приемников (x_r, z_r) :

$$\bar{u}(x_r, z_r; x_s, z_s; \omega) = B[\lambda, \mu, \tau^P, \tau^S] \quad \omega_1 \leq \omega \leq \omega_2. \quad (6)$$

Решение уравнения (6) ищется нелинейным методом наименьших квадратов, заключающемся в отыскании минимума целевого функционала:

$$\begin{aligned} \Phi[\lambda, \mu, \tau^P, \tau^S] = \\ = \left\| \bar{u}(x_r, z_r; x_s, z_s; \omega) - B[\lambda, \mu, \tau^P, \tau^S] \right\|^2, \end{aligned} \quad (7)$$

где в правой части берется L_2 -норма по всем переменным $(x_r, z_r; x_s, z_s; \omega)$.

Для решения такой задачи, как правило, применяются методы градиентного типа. Одним из самых простых и популярных подходов для этого является метод наискорейшего спуска, когда следующее приближение вычисляется вдоль направ-

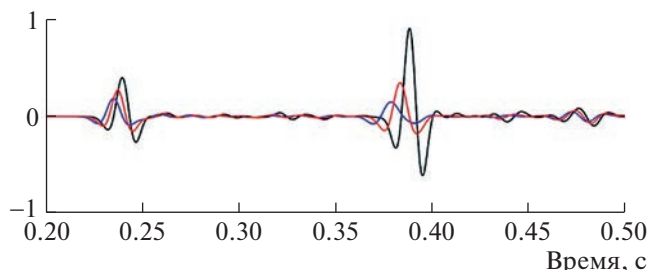


Рис. 3. Сейсмические трассы для трех значений добротности. Черная — идеально-упругая среда, красная — вязкоупругая среда с добротностями $Q_P = 20$, $Q_S = 15$, синяя — вязкоупругая среда с добротностями $Q_P = 15$, $Q_S = 10$.

ления антиградиента, обеспечивающего максимально быстрое убывание целевого функционала:

$$\begin{aligned} [\lambda_{k+1}, \mu_{k+1}, \tau_{k+1}^P, \tau_{k+1}^S] = [\lambda_k, \mu_k, \tau_k^P, \tau_k^S] - \\ - \alpha_k \nabla \Phi[\lambda_k, \mu_k, \tau_k^P, \tau_k^S], \end{aligned} \quad (8)$$

$$\alpha_k = \arg \min \Phi \left[[\lambda_k, \mu_k, \tau_k^P, \tau_k^S] - \alpha \nabla \Phi \right]. \quad (9)$$

Однако этот подход обладает рядом недостатков, существенно замедляющих, а порой и останавливающих его сходимость для задач большой размерности и сложно устроенного функционала, поэтому вместо него мы использовали метод сопряженных градиентов [16], обеспечивающий минимизацию функции (7).

Для проведения численных экспериментов использовалась модель среды, представленной на рис. 2, в которой будем определять изменчивость добротности в слое на глубине 160–210 м.

В качестве начального приближения мы взяли идеально-упругую среду, т.е. среду без поглощения. Соответствующая трасса на рис. 3 обозначена красным. Далее была инициализирована минимизация целевого функционала (7) методом сопряженных градиентов. В качестве критерия остановки использовалась стабилизация процесса, т.е., когда относительное изменение параметров на очередном шаге оказывалось меньше наперед заданной величины, в данном случае 10^{-6} . Как видно из приведенных на рис. 4 результатов, добротность и продольных, и поперечных волн восстановлена с приемлемой точностью. Необходимо подчеркнуть, что весьма важным фактором здесь является отсутствие артефактов связанности параметров. Другими словами, мы видим проявление изменчивости упругих параметров только там, где они и должны быть. В частности, интервалы вариации скоростей распространения волн никоим образом не накладываются на интервалы изменчивости добротности и наоборот. Этот факт имеет принципиальное значение для

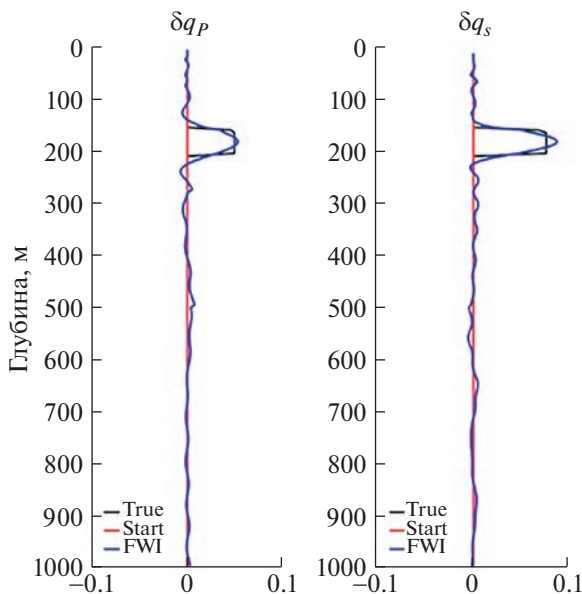


Рис. 4. Реконструкция относительного изменения добротности путем обращения полного волнового поля. Слева — для продольных волн, справа — для поперечных.

корректного решения многопараметрической обратной задачи при осуществлении мониторинга, позволяя корректно локализовать изменения каждого из упругих параметров. Причем, как мы видим, корректно определяется не только локализация такой изменчивости, но и ее численные значения. Применительно к мониторингу состояния газогидратов — это именно добротности. Таким образом, применение метода обращения полного волнового поля дает надежную информацию об изменчивости упругих параметров залежей газогидратов.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование изменений климата и, как следствие, возможного изменения термобарических условий в совокупности с локализацией скоплений газогидратов и их мониторинга представляется актуальной задачей, решение которой необходимо для надежного прогнозирования рисков применительно к различным участкам шельфа. В настоящей работе на основе численного моделирования показано, что нарушение условий для формирования зоны стабильности гидратов метана за последние несколько тысяч лет приводит к возможной деградации гидратов на глубине 100–160 м ниже дна. Этот процесс может приводить к скоплению метана в мерзлых и охлажденных горизонтах донных отложений. Последующее разрушение мерзлоты, которое происходит в современный период и в будущем, способствует увеличению проницаемости донных пород и уси-

лению потока метана в атмосферу из областей мелководного шельфа. В связи с этим контроль состояния газогидратов представляется чрезвычайно важной и актуальной задачей в свете меняющегося климата Арктики, вызванного глобальным потеплением, а также расширяющейся активностью геологоразведочных работ и связанным с этим возведением различных сложных инженерных сооружений, таких, как добывающие и нагнетающие скважины, буровые платформы и системы трубопроводов.

Одной из составляющих такого контроля нам представляется мониторинг возможного процесса растепления залежей гидратов метана в зоне стабильности путем решения многопараметрической обратной задачи сейсмоки. Как показали результаты численного моделирования, удастся определить интервал глубин существования и возможного таяния газогидратов. Этот факт имеет принципиальное значение для корректной локализации изменений упругих параметров и добротности в зонах растепления.

Таким образом, предлагаемый гибридный подход открывает возможность выполнять мониторинг состояния залежей газогидратов и тем самым обеспечить заблаговременный прогноз возможного начала их таяния и последующего разложения с выделением в атмосферу метана.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнялась в рамках следующих проектов Российского Научного Фонда: В.А. Чеверда, Д.С. Братчиков — проект 22-11-00104 (построение алгоритма, численного метода и разработка программного обеспечения для метода обращения полного волнового поля); Е.Н. Голубева, В.В. Малахова, Г.В. Решетова — проект 20-11-20112 (оценка состояния толщ ММП и ЗСГМ, сопоставление ее результатов со стандартными методами сейсмических исследований); К.Г. Гадильшин — проект 22-21-00738 (исследование связанности упругих параметров)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E.* Understanding the permafrost-hydrate system and associated methane releases in the East Siberian Arctic Shelf // *Geosciences*. 2019. 9. 251.
2. *Collett T.S., Lee M.W., Agena W.F., Miller J.J., Lewis K.A., Zyrianova M.V., et al.* Permafrost-associated natural gas hydrate occurrences on the Alaska North Slope // *Marine and Petroleum Geology*. 2011. 28 (2). P. 279–294.
3. *Rekant P., Bauch H.A., Schwenk T., Portnov A., Gusev E., Spiess V., et al.* Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: A synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea // *Arktos*. 2015. 1 (1). 11.
4. *Malakhova V.* The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and

- anthropogenic climate changes, IOP Conf. Ser. // Earth and Environmental Sci. 2020. 606. 012035.
5. *Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M.* Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // J. Geophys. Res. 2011. V. 116: C10027.
 6. *Golubeva E., Kraineva M., Platov G., Iakshina D., Tarkhanova M.* Marine Heatwaves in Siberian Arctic Seas and Adjacent Region // Remote Sens. 2021. 13. 4436.
 7. *Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A.* Permafrost and gas hydrate stability zone of the glacial part of the East Siberian shelf // Geosciences. 2020. 10. P. 484.
 8. *Юрганов Л.Н., Лейфер А.* Оценки эмиссии метана от некоторых арктических и приарктических районов по данным орбитального интерферометра IASI // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 173–183.
 9. *Malakhova V., Eliseev A.* Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf // Ice and Snow. 2020. 60. P. 533–546.
 10. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. V. 14 (10). P. 4608–4622.
 11. *Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V.* Dissociation and self-preservation of gas hydrates in permafrost // Geosciences. 2018. V. 8. P. 431–442.
 12. *Sun Y.F., Goldberg D.* Hydrocarbon signatures from high-resolution attenuation profiles, SEG Technical Program Expanded Abstracts. 1998. P. 996–999.
 13. *Romanov V.G.* The two-dimensional inverse problem for the equation of viscoelasticity // Siberian mathematical journal. 2012. V. 53 (6). P. 1401–1412.
 14. *Liu H.-P., Anderson D.L., Kanamori H.* Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition // Geophysics. 1976. V. 47. P. 41–58.
 15. *Hao Q., Greenhalgh S.* The generalized standard-linear-solid model and the corresponding viscoacoustic wave equations revisited // Geophysical Journal International. 2019. 219. P. 1939–1947.
 16. *Knyazev A.V., Lashuk I.* Steepest Descent and Conjugate Gradient Methods with Variable Preconditioning // SIAM Journal on Matrix Analysis and Applications. 2008. 29 (4). 1267.

DEVELOPMENT OF A METHODOLOGY FOR MONITORING THE STATE OF GAS HYDRATE DEPOSITS OF THE EAST SIBERIAN SHELF

**V. A. Cheverda^{a, #}, D. S. Bratchikov^a, K. G. Gadylshin^b, E. N. Golubeva^c,
V. V. Malakhova^c, and G. V. Reshetova^c**

^a*Sobolev Institute of mathematics of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Trofimuk Institute of Oil-and-Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS M.I. Epov September 21, 2022

One of the possible mechanisms causing significant emissions of methane into the atmosphere within the Arctic shelf may be the decomposition of gas hydrates. Their accumulations within the Arctic shelf formed almost simultaneously with the formation of permafrost, which contributed to the emergence of a zone of stable existence of gas hydrates. The subsequent flooding of the Arctic shelf led to the degradation of the permafrost and the violation of the conditions for the existence of hydrates. To assess the state of the stability zone, methods of mathematical numerical modeling are used. Standard seismic methods are widely used to localize gas hydrates, but monitoring their physical state requires the development of fundamentally new approaches based on solving multiparameter inverse seismic problems. In particular, the degree of attenuation of seismic energy is one of the objective parameters for assessing the consolidation of gas hydrates: the closer they are to the beginning of decomposition, the higher the attenuation, and hence the lower the quality factor. Thus, the methods of seismic monitoring of the state of gas hydrates in order to predict the possibility of developing dangerous scenarios should be based on solving a multi-parameter inverse seismic problem. This publication is devoted to the presentation of this approach.

Keywords: methane hydrates, permafrost, permafrost degradation, viscoelastic media, seismic energy absorption, quality factor

УДК 551.51;551.55

О МЕХАНИЗМЕ ГЕНЕРАЦИИ СПИРАЛЬНОСТИ ВОСХОДЯЩЕГО ПОТОКА, ОБУСЛОВЛЕННОГО НЕОДНОРОДНЫМ ТРЕНИЕМ НА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2023 г. Л. Х. Ингель^{1,3}, член-корреспондент РАН А. А. Макоско^{2,3,*}

Поступило 05.10.2022 г.

После доработки 20.10.2022 г.

Принято к публикации 24.10.2022 г.

Неоднородное трение на подстилающей поверхности приводит к возникновению горизонтальной дивергенции, вертикальных движений и генерации спиральности. В работе осуществлена оценка значимости этого механизма, для чего представлена аналитическая модель, которая позволяет установить некоторые общие закономерности и оценить амплитуды соответствующих возмущений в зависимости от значений параметров. В частности, показана возможность генерации заметных вертикальных движений и вклада в спиральность, выходящего далеко за пределы пограничного слоя.

Ключевые слова: неоднородное сопротивление, подстилающая поверхность, пограничный слой атмосферы, вертикальные движения, спиральность, аналитическая модель

DOI: 10.31857/S2686739722602137, EDN: SWDYDE

ВВЕДЕНИЕ

Фактор спиральности атмосферных течений в последние десятилетия привлекает все большее внимание. Анализ спиральности активно применяется для диагноза и прогноза атмосферных процессов. В частности, анализируется спиральность течений в пограничном слое атмосферы (ПСА) (см., например, [1–4] и библиографию в этих работах). Стандартные горизонтально-однородные модели ПСА позволяют рассчитать спиральность, обусловленную горизонтальными составляющими скорости. Но особый интерес представляют ситуации с горизонтально-неоднородным ПСА, когда имеется и вертикальная составляющая скорости, вклад которой в спиральность (“updraft helicity” [5, 6] – дословно “спиральность восходящего потока”) бывает особенно важен.

Один из возможных механизмов генерации завихренности и спиральности в ПСА – взаимодействие горизонтальных течений с неоднородностями трения на нижней границе. Этот механизм, насколько нам известно, практически не исследован.

Ввиду сложности соответствующих гидродинамических задач, их аналитическое исследование весьма затруднено. В настоящей работе предложен подход, который позволяет сделать аналитические оценки возникающих вертикальных движений, а также их вклада в спиральность, и тем самым устранить недооцененность механизма генерации спиральности восходящего потока, обусловленной неоднородным трением на подстилающей поверхности.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Воспользуемся моделью пограничного слоя с квадратичным трением на нижней границе $z = 0$ [7–9] (вертикальная ось z направлена вверх). В такого типа моделях предполагается, что уровень $z = 0$ соответствует не подстилающей поверхности, а например, верхней границе приземного (приводного) слоя или уровню стандартных метеорологических наблюдений, так что на этом уровне допускается некоторое “проскальзывание”.

Постановка горизонтально-однородной задачи (при горизонтально-однородном сопротивлении) выглядит следующим образом:

$$K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f v = 0, \quad K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f(u - u_g) = 0, \quad (1)$$

¹Научно-производственное объединение “Тайфун”, Обнинск, Россия

²Российская академия наук, Москва, Россия

³Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: aamacosco@mail.ru

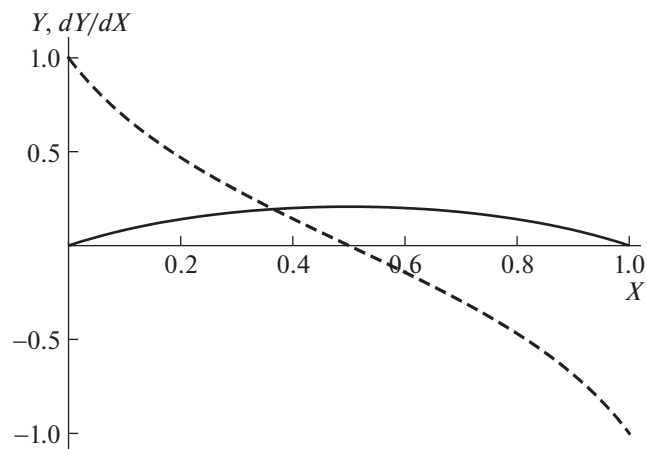


Рис. 1. Зависимость Y (сплошная линия) и dY/dX (штриховая линия) от X .

$$K \frac{\partial u}{\partial z} = c_D u (u^2 + v^2)^{1/2}, \quad (2)$$

$$K \frac{\partial v}{\partial z} = c_D v (u^2 + v^2)^{1/2} \quad \text{при} \quad z = 0,$$

$$u \rightarrow u_g, \quad v \rightarrow 0 \quad \text{при} \quad z \rightarrow \infty. \quad (3)$$

Здесь u, v — составляющие скорости в направлении горизонтальных осей x, y соответственно; u_g — скорость геострофического ветра, направленного вдоль оси x ; f — параметр Кориолиса; K — коэффициент кинематической вязкости (предполагается здесь постоянным); c_D — коэффициент сопротивления.

Решение может быть записано в виде

$$\begin{aligned} u &= u_g \left[1 + \left(Y \sin \frac{z}{h} - X \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right) \right], \\ v &= u_g \left(X \sin \frac{z}{h} + Y \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right). \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь $h = (2K/f)^{1/2}$; X, Y — безразмерные постоянные интегрирования, которые, с учетом нижних граничных условий, должны удовлетворять нелинейной алгебраической системе уравнений:

$$J(X + Y) = (1 - X) \left[(1 - X)^2 + Y^2 \right]^{1/2}, \quad (5)$$

$$J(X - Y) = Y \left[(1 - X)^2 + Y^2 \right]^{1/2}, \quad (6)$$

где введен безразмерный неотрицательный параметр $J = (fK/2)^{1/2} / (c_D |u_g|)$. Последний при реальных значениях параметров пограничного слоя обычно порядка единицы (например, $J \approx 1.6$ при $K = 10 \text{ м}^2/\text{с}$, $f = 5 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $c_D = 10^{-3}$, $u_g = 10 \text{ м/с}$). Как показано в [8], в зависимости от значения параметра J , геометрическое место точек на плос-

кости (X, Y) , отвечающее решению, представляет собой часть окружности, находящуюся в первом квадранте, описываемую уравнением

$$\begin{aligned} Y &= \frac{1}{2} \left[(1 + 4X - 4X^2)^{1/2} - 1 \right], \quad 0 \leq X \leq 1, \\ 0 \leq Y &\leq (\sqrt{2} - 1)/2 \approx 0.207. \end{aligned}$$

На рис. 1 представлены зависимость $Y(X)$ и производная этой функции.

В предельном случае больших значений c_D значения J малы, $X \approx 1, Y \approx 0$. Это близко к условию прилипания и к экмановской модели пограничного слоя. При малых значениях c_D (слабом сопротивлении) значения J велики, $X \approx 0, Y \approx 0$. Это соответствует “проскальзыванию” на нижней границе.

Пусть теперь трение горизонтально-неоднородно — коэффициент сопротивления c_D , а следовательно, и параметр J , зависят от координаты y . В этом случае приведенное выше решение, строго говоря, нарушается, поскольку в уравнениях динамики не были учтены слагаемые с $\partial u/\partial y, \partial v/\partial y$, которые теперь отличны от нуля. Но при не слишком сильной зависимости от y (критерий ниже будет установлен) это решение приближенно выполняется. Наличие ненулевой горизонтальной дивергенции $\partial v/\partial y$ означает возникновение вертикальных движений.

ОЦЕНКА ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ

С учетом зависимости от y , необходимо включить в рассмотрение уравнение неразрывности

$$\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

где w — вертикальная составляющая скорости. Отсюда следует:

$$w = - \int_0^z \frac{\partial v}{\partial y} dz',$$

(учтено условие непротекания на нижней границе).

С учетом (4), получаем

$$\begin{aligned} w &= -\frac{1}{2} h u_g \left\{ \left[1 - \left(\sin \frac{z}{h} + \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right) \right] \frac{dX}{dy} + \right. \\ &\quad \left. + \left[1 + \left(\sin \frac{z}{h} - \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right) \right] \frac{dY}{dy} \right\}. \end{aligned} \quad (7)$$

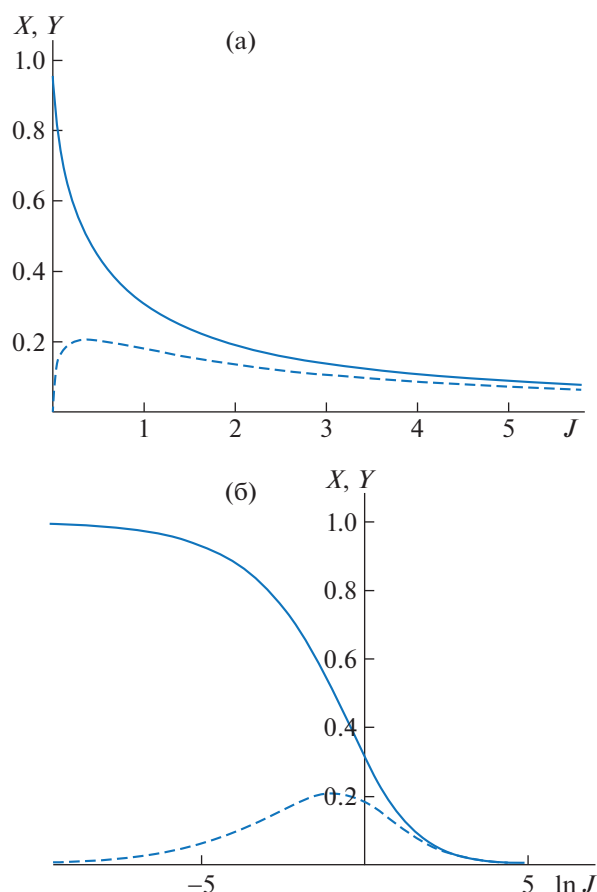


Рис. 2. Зависимость X (сплошные линии) и Y (штриховые линии) от J (а) и $\ln J$ (б).

Входящие в это выражение производные можно представить в виде

$$\frac{dX}{dy} = \frac{dX}{dJ} \frac{dJ}{dc_D} \frac{dc_D}{dy} = -\frac{J}{c_D} \frac{dX}{dJ} \frac{dc_D}{dy} = -\frac{dX}{d(\ln J)} \frac{d(\ln c_D)}{dy}, \quad (8)$$

$$\frac{dY}{dy} = \frac{dY}{dJ} \frac{dJ}{dc_D} \frac{dc_D}{dy} = \frac{dY}{dX} \frac{dX}{dJ} \frac{dJ}{dc_D} \frac{dc_D}{dy} = \frac{dY}{dX} \frac{dX}{dy}.$$

С учетом этого, выражение (7) можно представить в виде

$$w = \frac{1}{2} h u_g \frac{1}{c_D} \frac{dc_D}{dy} \frac{dX}{d(\ln J)} \left\{ 1 - \left(\sin \frac{z}{h} + \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right) + \left[1 + \left(\sin \frac{z}{h} - \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right) \right] \frac{dY}{dX} \right\}. \quad (9)$$

На рис. 2 представлены зависимости X и Y от J (рис. 2 а) и $\ln J$ (рис. 2 б). Видно, что производные по переменной $\ln J$ максимальны по абсолютной величине при $J \sim 1$. Отметим, что выражение для вертикальной скорости на верхней границе пограничного слоя (при $z \rightarrow \infty$) и в пределе больших значений J для данной задачи ранее было получено в [10].

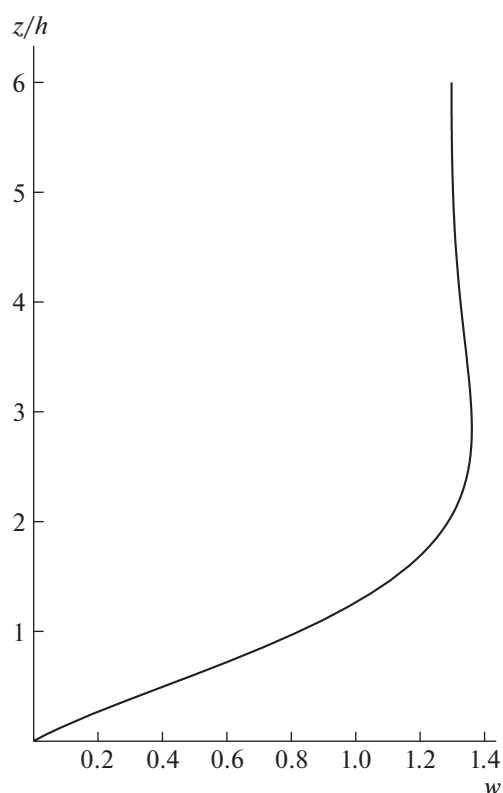


Рис. 3. Безразмерный профиль вертикальной скорости при $J = 1$.

Пусть, например, $K = 10 \text{ м}^2/\text{с}$, $f = 5 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $c_D = 10^{-3}$, $u_g = 15 \text{ м/с}$. В этом случае $h \approx 600 \text{ м}$, $J \approx 1$, $X \approx 0.3$, $dX/dJ \approx dX/d(\ln J) \approx -0.2$, $dY/dX \approx 0.3$. Если при этом величина c_D меняется на 0.5×10^{-3} при изменении y на 100 км , то $|dc_D/dy| \sim 0.5 \times 10^{-8} \text{ м}^{-1}$, и абсолютная величина вертикальной скорости порядка $0.5 \times 10^{-2} \text{ м/с}$. Такие вертикальные движения на больших территориях могут быть значимыми. Отметим, что их знак зависит от знака dc_D/dy . На рис. 3 представлен пример безразмерного вертикального профиля w (выражение в фигурных скобках в (9)) при $J = 1$.

ОЦЕНКА СПИРАЛЬНОСТИ

Выражение для спиральности

$$H = \mathbf{v} \cdot \text{rot } \mathbf{v}$$

($\mathbf{v}$ — вектор скорости) для рассматриваемой однородной по x задачи имеет вид

$$H = -u \frac{\partial v}{\partial z} + v \frac{\partial u}{\partial z} + u \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (10)$$

Первые два слагаемых отличны от нуля и в горизонтально-однородном пограничном слое. При этом для стандартного экмановского решения ($J = 0$) интегральная спиральность (проинтегрированная по высоте) равна $u_g^2/2$ [1]. При $J \neq 0$ (когда допускается частичное “проскальзывание” на нижней границе) угол поворота ветра в пограничном слое уменьшается, и, соответственно, уменьшается спиральность. (В рамках более простой модели с линейным однородным трением это ранее отмечалось в работе [11]). Можно показать, что в рассматриваемой модели интегральная спиральность в горизонтально-однородном пограничном слое отличается от экмановского решения на фактор $X^2 + Y(2 + Y) \leq 1$. При изменении J от нуля до бесконечности этот фактор монотонно убывает от единицы до нуля.

При горизонтально-неоднородном трении отличны от нуля и два последних слагаемых в (10). Масштабный анализ показывает, что они гораздо меньше первых двух по абсолютной величине (поскольку в числитель входит вертикальная скорость, которая много меньше горизонтальных составляющих, а горизонтальные производные много меньше вертикальных. Но, как выше упоминалось, известна важность этих составляющих спиральности, поэтому имеет смысл их оценить.

Согласно (4) и (8),

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial y} &= u_g \left(\frac{\partial Y}{\partial y} \sin \frac{z}{h} - \frac{\partial X}{\partial y} \cos \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right) = \\ &= u_g \frac{dX}{d(\ln J)} \frac{d(\ln c_D)}{dy} \left(\cos \frac{z}{h} - \frac{dY}{dX} \sin \frac{z}{h} \right) \exp \left(-\frac{z}{h} \right). \end{aligned} \quad (11)$$

Как видно из рис. 1, абсолютное значение производной dY/dX , как и X , Y , не может превышать единицы. Следовательно, выражения в фигурных скобках в (9) и зависящие от z множители в (11) в пограничном слое порядка единицы по модулю. Исходя из этого, можно оценить порядки абсолютных величин двух последних слагаемых в (10):

$$\begin{aligned} \left| u \frac{\partial w}{\partial y} \right| &\sim hu_g^2 \left| \frac{dX}{d(\ln J)} \frac{d}{dy} \left(\frac{1}{c_D} \frac{dc_D}{dy} \right) \right| = \\ &= hu_g^2 \left| \frac{dX}{d(\ln J)} \frac{d^2 \ln c_D}{dy^2} \right|, \end{aligned} \quad (12)$$

$$\left| w \frac{\partial u}{\partial y} \right| \sim hu_g^2 \left(\frac{dX}{d(\ln J)} \right) \left(\frac{d \ln c_D}{dy} \right)^2. \quad (13)$$

Первое из этих выражений заметно больше второго, поскольку малая по абсолютной величине безразмерная величина $dX/d(\ln J)$ входит в (12) в первой степени, в то время как в (13) – во второй. Кроме того, в производную $d^2(\ln c_D)/dy^2$ входит слагаемое

$$\frac{1}{c_D} \frac{d^2 c_D}{dy^2} \sim \frac{1}{L^2} \frac{\Delta c_D}{c_D}, \quad (14)$$

где Δc_D – характерная амплитуда изменения c_D , а L – характерный горизонтальный масштаб вариаций c_D . В (13) же входит величина

$$\left(\frac{1}{c_D} \frac{dc_D}{dy} \right)^2 \sim \frac{1}{L^2} \left(\frac{\Delta c_D}{c_D} \right)^2. \quad (15)$$

Очевидно, что (14) много больше (15), если $\Delta c_D \ll c_D$.

Отметим также, что выражение (13) отлично от нуля только в пограничном слое (поскольку только в нем $\partial u/\partial y$ отлично от нуля). А выражение (12) не убывает с высотой (в пределах применимости рассматриваемой модели).

Итак, основным слагаемым, связанным с неоднородностью сопротивления, в (10) является $u \partial w/\partial y$. Это качественно отличается от обычно рассматриваемых ситуаций, когда генерация спиральности связана с возмущениями плавучести, и существенными являются слагаемые типа последнего в (10) [5, 6].

Для набора параметров, рассмотренного в предыдущем разделе, выражение (12) имеет порядок 10^{-6} м/с². Сравним это, например, со слагаемым в выражении для спиральности $w \partial v/\partial r$ (где v – тангенциальная скорость, r – радиальная координата) в циклоне умеренных широт. Если $w = 10^{-2}$ м/с, $v = 10$ м/с при радиусе 10^3 км, то упомянутое слагаемое порядка 10^{-7} м/с². Таким образом, полученный выше вклад неоднородного сопротивления в спиральность может быть сравним и даже превышать упомянутое слагаемое в циклоне.

О ПРЕДЕЛАХ ПРИМЕНИМОСТИ РАССМОТРЕННОЙ МОДЕЛИ

При горизонтально-неоднородном трении становятся отличными от нуля не учитываемые в настоящей модели нелинейные адвективные слагаемые в исходных уравнениях, например, $v \partial u/\partial y$. Сравним абсолютную величину этого слагаемого с учтенным слагаемым $f v$. Иными словами, условие применимости: $|\partial u/\partial y| \ll f$. С учетом (11), должно выполняться условие

$$u_g \left| \frac{dX}{d(\ln J)} \frac{1}{c_D} \frac{dc_D}{dy} \right| \sim \frac{u_g}{L} \left| \frac{dX}{d(\ln J)} \right| \frac{\Delta c_D}{c_D} \ll f. \quad (16)$$

В рассмотренном выше численном примере это условие выполняется, хотя и на пределе. Нетрудно показать, что при выполнении (16) относительно малы и другие неучтенные нелинейные адвективные слагаемые.

Безразмерный комплекс

$$\frac{u_g}{fL} \left| \frac{dX}{d(\ln J)} \right| \frac{\Delta c_D}{c_D}$$

является некоторым аналогом числа Россби. Его малость по сравнению с единицей дает основания предполагать незначительность нелинейных адвективных слагаемых по сравнению с кориолисовыми ускорениями, хотя такие оценки и не могут претендовать на строгое математическое доказательство.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренная аналитическая модель позволяет выразить в явном виде скорость вертикальных движений, возникающих вследствие неоднородного трения, и их вклад в спиральность. Показано, что амплитуда возникающих вертикальных движений может быть заметной. Основной вклад вертикальных движений в спиральность дает слагаемое, которое обычно не учитывается при анализе фактора “updraft helicity”. Таким образом, показано, что механизм генерации спиральности восходящего потока, обусловленной неоднородным трением на подстилающей поверхности, может играть заметную роль при моделировании процессов мезомасштабной циркуляции в ПСА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Курганский М.В. О связи между спиральностью и потенциальным вихрем в сжимаемой вращающейся жидкости // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 5. № 12. С. 1326–1329.
2. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Дурнева Е.А. О критериях идентификации полярных мезоциклонов // Метеорология и гидрология. 2022. № 4. С. 20–33.
3. Вазаева Н.В., Чхетиани О. Г., Курганский М.В., Каллистратова М.А. Спиральность и турбулентность в атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 34–52.
4. Vazueva N.V., Chkhetiani O.G., Kurgansky M.V. On integral characteristics of polar lows // CLIMATE 2019. // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020. 606. 012065. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/606/1/012065>
5. Gallo B.T., Clark A.J., Dembek S.R. Forecasting tornadoes using convection-permitting ensembles // Wea. Forecasting. 2016. V. 31. P. 273–295. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-15-0134.1>
6. Sobash R.A., Craig S. Schwartz C.S., Romine G.S., Weisman M.L. Next-day prediction of tornadoes using convection-allowing models with 1-km horizontal grid spacing // Wea. Forecasting. 2019. V. 34. P. 1117–1135.
7. Галушко В.В., Орданович А.Е. Двухслойная модель экмановского пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. 1978. № 4. С. 33–34.
8. Ингель Л.Х., Михайлова Л.А. К теории экмановского пограничного слоя с нелинейными граничными условиями // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26. № 7. С. 675–681.
9. Ingel L.Kh. On the nonlinear dynamics of the boundary layer of intense atmospheric vortex // Dynamics of Atmospheres and Oceans // 2005. V. 40. № 4. P. 295–304.
10. Ингель Л.Х. О вертикальных движениях, связанных с неоднородным трением на подстилающей поверхности // Метеорология и гидрология. 2007. № 6. С. 106–109.
11. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Кузнецов Р.Д., Каллистратова М.А., Крамар В.Ф., Люлюкин В.С., Кузнецов Д.Д. Оценка спиральности в атмосферном пограничном слое по данным акустического зондирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 200–214.

ON THE MECHANISM OF THE UPFLOW HELICITY GENERATION DUE TO INHOMOGENEOUS FRICTION ON THE UNDERLYING SURFACE

L. Kh. Ingel^{a,c} and Corresponding Member of the RAS A. A. Makosko^{b,c,#}

^aResearch and Production Association “Typhoon”, Obninsk, Russian Federation

^bRussian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^cObukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: aamacosco@mail.ru

Inhomogeneous friction on the underlying surface leads to horizontal divergence, vertical motions, and helicity generation. The paper presents an analytical model that allows one to establish some general laws and estimate the amplitudes of the corresponding perturbations depending on the values of the parameters. In particular, the possibility of generating noticeable vertical motions and a contribution to helicity that goes far beyond the boundaries of the boundary layer is shown.

Keywords: inhomogeneous drag, underlying surface, atmospheric boundary layer, vertical motions, helicity, analytical model

УДК 551.2+539.3

О ВЛИЯНИИ ВЯЗКОСТИ НА РАЗВИТИЕ НЕУСТОЙЧИВОСТИ В АНОМАЛЬНО СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ГЕОСИСТЕМАХ

© 2023 г. Е. И. Рыжак^{1,*}, С. В. Синюхина¹

Представлено академиком РАН А.О. Глико 31.10.2022 г.

Поступило 31.10.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принято к публикации 01.11.2022 г.

В работе исследуется вопрос о влиянии вязкости на темп развития неустойчивости в тяжелых вязкоупругих геосистемах с аномальным распределением плотности по глубине. Геоматериалы считаются несжимаемыми, и для них принимается модель вязкоупругости Максвелла (которая позволяет адекватно описывать динамику геосистем даже при огромной вязкости геоматериалов). Наряду с вязкоупругими системами рассматриваются упругие системы сравнения, характеризующиеся той же аномальной стратификацией и теми же значениями сдвиговых жесткостей, что и исследуемые вязкоупругие системы. Получены двусторонние оценки инкремента нарастания наибо́льшей моды потери устойчивости (“главного инкремента нарастания”), справедливые при любой вязкости. Установлено, что главный инкремент нарастания всегда превосходит главный инкремент нарастания для неустойчивой упругой системы сравнения, определяемый инерционными свойствами последней в совокупности со степенью закритичности параметров, характеризующих ее неустойчивое положение равновесия. При увеличении вязкости главный инкремент нарастания для вязкоупругой системы стремится сверху к соответствующему инкременту для неустойчивой упругой системы сравнения. В случае устойчивости упругих систем сравнения соответствующие вязкоупругие системы неустойчивы, но скорость развития их неустойчивости очень мала в силу большой вязкости геоматериалов. Именно и только лишь в случае устойчивости систем сравнения вязкость замедляет эту скорость, и для геосистем с очень большой вязкостью проявление их неустойчивости на протяжении реальных времен наблюдения очень мало. Проведенный анализ подтверждает тот факт, что исследование устойчивости и неустойчивости упругих систем сравнения может служить методической основой для исследования устойчивости и неустойчивости вязкоупругих геосистем.

Ключевые слова: тяжелые стратифицированные геосистемы, аномальное распределение плотности, вязкоупругость типа Максвелла, скорость развития неустойчивости

DOI: 10.31857/S2686739722602435, EDN: SWXUCH

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании неустойчивости геосистем особую и чрезвычайно важную роль играет выяснение вопроса о скорости развития неустойчивости.

Как известно, геоматериалы обладают очень большой вязкостью, наличие которой может существенно сказываться на процессах в Земле, и в том числе на процессе развития неустойчивости в неустойчивых геосистемах. Хорошо известно, что для систем, образованных аномально стратифицированными вязкими жидкостями, вязкость замедляет скорость развития неустойчивости, и тем в большей степени, чем она больше. Однако по-

ведение геоматериалов по ряду причин недопустимо отождествлять с поведением вязкой жидкости: помимо того, что это более сложная среда, сочетающая в себе как упругие, так и вязкие свойства, такое отождествление приводит к возникновению неразрешимых внутренних противоречий при теоретическом анализе устойчивого и неустойчивого поведения геосистем. Заметим, что весьма распространенные в геофизическом сообществе представления о характере и динамике процессов в устойчивых геосистемах кардинальным образом отличаются от представлений о характере и динамике процессов в неустойчивых геосистемах. В устойчивых системах такие известные динамические явления, как распространение волн и собственные колебания, исследуются с помощью динамических уравнений теории упругости, основанных на упругих определяющих соотношениях для геоматериалов. В случае неустойчивости возможность применения тео-

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

*E-mail: E_I_Ryzhak@mail.ru

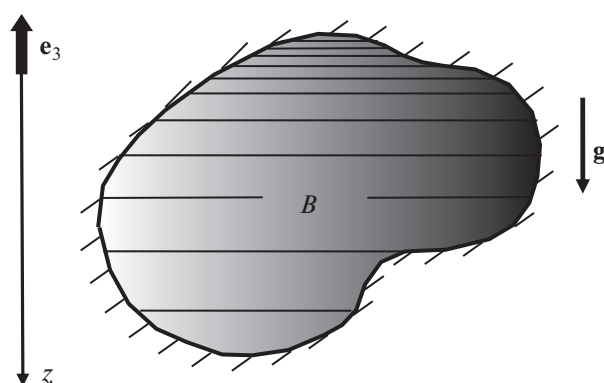


Рис. 1. Исследуемый anomalно стратифицированный геомассив.

рии упругости для изучения динамики процессов развития неустойчивости ставится под сомнение на том основании, что в силу очень большой вязкости геоматериалов процесс развития неустойчивости происходит совсем иначе, чем в упругих системах, а именно очень медленно (как в вязких жидкостях). При этом, однако, не учитывается тот факт, что и устойчивые, и неустойчивые геомассивы состоят из одних и тех же геоматериалов, а отождествление геоматериалов с вязкими жидкостями несовместимо с наличием динамических процессов в устойчивых геосистемах. По этой причине нет никаких оснований утверждать априори, что процесс потери устойчивости в геосистемах происходит медленно. Выяснение вопроса о темпе развития неустойчивости является предметом соответствующей задачи механики, в постановке которой должны фигурировать, в числе прочего, особенности принимаемой модели геоматериала.

В предыдущей работе авторов [1] вопрос о темпе развития неустойчивости в неустойчивых вязкоупругих геосистемах был исчерпывающе исследован на предельно простых модельных задачах. В данной работе тот же вопрос исследуется аналитически в рамках соответствующей полноценной трехмерной постановки задачи для геомассива, занимающего ограниченную область пространства с заданными граничными условиями. Полученные аналитические результаты качественно совпадают с результатами, полученными ранее на простых моделях и позволившими выявить существенные закономерности исследуемых процессов.

ИССЛЕДУЕМАЯ МЕХАНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ О РАЗВИТИИ НЕУСТОЙЧИВОСТИ

В данной работе рассматриваются anomalно стратифицированные по глубине геомассивы, со-

стоящие из несжимаемых вязкоупругих геоматериалов и занимающие области произвольной формы при условии отсутствия смещений на границе (рис. 1). Под стратификацией понимается зависимость плотности и других механических параметров геоматериала от глубины, т.е. от вертикальной координаты z , отсчитываемой в направлении силы тяжести. Anomalной считается такая стратификация, при которой плотность уменьшается с глубиной.

При исследовании неустойчивости будет использоваться линейризованное уравнение импульса совместно с линейризованным определяющим соотношением в окрестности состояния неустойчивого равновесия. Вывод всех соотношений будет основан на отсчетном описании сплошной среды в сочетании с системой безындексных тензорных обозначений Дж. В. Гиббса. При этом обозначения механических величин принимаются в виде, близком к обозначениям соответствующих величин в книгах [2, 3]. За отсчетную конфигурацию принимается исследуемая на неустойчивость равновесная конфигурация. Принимается также, что поле напряжений в отсчетной конфигурации является гидростатическим. Возмущения напряжений при отклонениях от невозмущенного отсчетного состояния характеризуются, вообще говоря, возможным наличием касательных напряжений (т.е. возможной негидростатичностью). Возмущения напряжений задаются инкрементальными вязкоупругими определяющими соотношениями максвелловского типа для несжимаемой среды.

Зададим ортонормированный базис $(\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$, причем орт $\mathbf{e}_3$ направлен вертикально вверх (рис. 1). Будем считать, что изучаемая механическая система находится в однородном поле силы тяжести, направленном вертикально вниз ($\mathbf{g} = -g\mathbf{e}_3$) и состоит из anomalно стратифицированного по глубине несжимаемого вязкоупругого материала, занимающего в исследуемом на устойчивость равновесном состоянии область V произвольной формы.

Пусть $\mathbf{x}$ — радиус-вектор материальной точки в отсчетной конфигурации. Запишем радиус-вектор $\mathbf{r}$ ее текущего положения в следующем виде: $\mathbf{r} = \mathbf{r}(\mathbf{x})$. Отсчетная глубина z задается следующим равенством: $z \equiv -\mathbf{e}_3 \cdot \mathbf{x}$.

Гидростатичность отсчетного равновесного состояния влечет за собой стратификацию отсчетной плотности и отсчетного давления по отсчетной глубине z :

$$\rho_k = \rho_k(z), \quad p_0 = p_0(z), \quad \frac{dp_0}{dz} = \rho_k(z)g \quad (1)$$

Будем считать, что и параметры, задающие вязкоупругие свойства материала (т.е. коэффициент

вязкости и упругие модули, входящие в инкрементальное определяющее соотношение) также стратифицированы по глубине.

В отсчетном описании уравнение импульса записывается с помощью тензора напряжений Пиолы $\mathbf{T}_\kappa$, в то время как инкрементальное определяющее соотношение вязкоупругости изначально записывается в терминах тензора напряжений Коши $\mathbf{T}$. Связь между этими тензорами выражается известным соотношением [2, 3]:

$$\mathbf{T}_\kappa = (\det \mathbf{F}) (\mathbf{F}^{-1})^T \cdot \mathbf{T}, \quad \mathbf{F}(\mathbf{x}, t) = \nabla_\kappa \otimes \mathbf{r}(\mathbf{x}, t), \quad (2)$$

где ∇_κ означает градиент по $\mathbf{x}$. В силу предположения о несжимаемости материала $\det \mathbf{F}(\mathbf{x}, t) = 1$.

В отсчетной конфигурации $\mathbf{r}(\mathbf{x}) = \mathbf{x}$, $\mathbf{F}(\mathbf{x}) = \mathbf{I}$, $\mathbf{T}_\kappa|_{\mathbf{F}=\mathbf{I}} \equiv \mathbf{T}_{\kappa_0} = \mathbf{T}_0 = -p_0(z)\mathbf{I}$, где $\mathbf{I}$ – единичный тензор второго ранга (ТР(2)). В текущей конфигурации $\mathbf{T}(\mathbf{x}, t) = \mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t) - p(\mathbf{x}, t)\mathbf{I}$, где $\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t)$ – девиатор напряжений, $\mathbf{T}^d(\mathbf{x}, 0) = 0$, $p(\mathbf{x}, t)$ – давление.

Уравнения импульса в текущей и отсчетной конфигурациях дают:

$$\begin{aligned} \rho_\kappa \delta \ddot{\mathbf{r}} &= \nabla_\kappa \cdot \mathbf{T}_\kappa + \rho_\kappa \mathbf{g}, \\ \nabla_\kappa \cdot \mathbf{T}_{\kappa_0} + \rho_\kappa \mathbf{g} &= \mathbf{0} \quad \Leftrightarrow \quad \nabla_\kappa p_0 = \rho_\kappa \mathbf{g} = -\rho_\kappa g \mathbf{e}_3, \end{aligned} \quad (3)$$

где точка над символом означает материальную (т.е. при $\mathbf{x} = \text{const}$) производную по времени. Введем следующие обозначения для возмущений:

$$\begin{aligned} \delta \mathbf{r} &\equiv \mathbf{r} - \mathbf{x}, & \delta \mathbf{F} &\equiv \mathbf{F} - \mathbf{I} = \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}, \\ \delta \mathbf{T}_\kappa &\equiv \mathbf{T}_\kappa - \mathbf{T}_{\kappa_0}, & \delta \mathbf{T} &\equiv \mathbf{T} - \mathbf{T}_0, & \delta p &\equiv p - p_0 \end{aligned} \quad (4)$$

При линеаризации всех соотношений по $\delta \mathbf{F}$ получим:

$$\begin{aligned} \delta \mathbf{T}^d &\equiv \mathbf{T}^d \Rightarrow \delta \mathbf{T} = \delta \mathbf{T}^d - \delta p \mathbf{I}, \\ \det \mathbf{F} = 1 &\Rightarrow \mathbf{I} : \delta \mathbf{F} = \nabla_\kappa \cdot \delta \mathbf{r} = 0, \\ (\mathbf{F}^{-1})^T &= \mathbf{I} - \delta \mathbf{F}^T, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\delta \mathbf{T}_\kappa = \delta \mathbf{T} + p_0 \delta \mathbf{F}^T = \delta \mathbf{T}^d - \delta p \mathbf{I} + p_0 \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}^T$$

Уравнение импульса в возмущениях принимает следующий вид:

$$\begin{aligned} \rho_\kappa \delta \ddot{\mathbf{r}} &= \nabla_\kappa \cdot (\delta \mathbf{T}^d) - \nabla_\kappa (\delta p) + \nabla_\kappa \cdot (p_0 \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}^T) = \\ &= \nabla_\kappa \cdot (\delta \mathbf{T}^d) - \nabla_\kappa (\delta p) + \rho_\kappa \mathbf{g} \cdot \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}^T + \\ &\quad + p_0 \nabla_\kappa \cdot (\nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}^T) = \nabla_\kappa \cdot (\delta \mathbf{T}^d) - \\ &\quad - \nabla_\kappa (\delta p) - \rho_\kappa g \nabla_\kappa (\delta \mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3) + p_0 \nabla_\kappa (\nabla_\kappa \cdot \delta \mathbf{r}) \Rightarrow \\ &\Rightarrow \rho_\kappa \delta \ddot{\mathbf{r}} = \nabla_\kappa \cdot \delta \mathbf{T}^d - \rho_\kappa g \nabla_\kappa (\delta \mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3) - \nabla_\kappa (\delta p) \end{aligned} \quad (6)$$

Линейное вязкоупругое определяющее соотношение максвелловского типа [4] для несжимаемого материала зададим в следующем виде:

$$\delta \dot{\mathbf{T}}^d + \frac{1}{\chi} \mathbf{L} : \delta \mathbf{T}^d = \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \delta \dot{\mathbf{r}}, \quad (7)$$

где тензор четвертого ранга (ТР(4)) $\mathbf{L}(z)$ – тензор упругих модулей для напряжений Коши, относящийся к материалу соответствующей упругой системы сравнения (УСС), $\chi(z)$ – коэффициент вязкости. Тензор $\mathbf{L}$ отображает симметричные девиаторы второго ранга в симметричные девиаторы второго ранга; помимо этого, в силу гидростатичности невозмущенного поля напряжений, ТР(4) $\mathbf{L}$ симметричен в отношении действия на ТР(2): $\mathbf{H}_1 : \mathbf{L} : \mathbf{H}_2 = \mathbf{H}_2 : \mathbf{L} : \mathbf{H}_1$, $\forall \mathbf{H}_1, \mathbf{H}_2$.

Будем считать также, что $\mathbf{L}$ положительно определен: $\mathbf{H} : \mathbf{L} : \mathbf{H} > 0$, $\forall \mathbf{H} \neq 0$. Тогда, в силу спектральной теоремы для ТР(4) [5], для него справедливо следующее спектральное разложение:

$$\begin{aligned} \mathbf{L} &= \sum_{i=1}^5 \mu_i \mathbf{\Gamma}_i \otimes \mathbf{\Gamma}_i, & \mathbf{\Gamma}_i^T &= \mathbf{\Gamma}_i, & \mathbf{I} : \mathbf{\Gamma}_i &= 0, \\ \mathbf{\Gamma}_i : \mathbf{\Gamma}_j &= \delta_{ij}, & \mu_i &> 0. \end{aligned} \quad (8)$$

Для ортогонального проектора $\mathbf{1}^{\text{dev}}$ на подпространство симметричных девиаторов имеем:

$$\mathbf{1}^{\text{dev}} = \sum_{i=1}^5 \mathbf{\Gamma}_i \otimes \mathbf{\Gamma}_i. \quad (9)$$

Будем искать решение системы линейных уравнений (6), (7) в виде экспоненциальной зависимости от времени:

$$\begin{aligned} \delta \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) &= \delta \mathbf{r}(\mathbf{x}) e^{\lambda t}, & \delta \mathbf{T}^d(\mathbf{x}, t) &= \delta \mathbf{T}^d(\mathbf{x}) e^{\lambda t}, \\ \delta p(\mathbf{x}, t) &= \delta p(\mathbf{x}) e^{\lambda t}. \end{aligned} \quad (10)$$

В этом случае уравнение (7) становится алгебраическим и может быть разрешено относительно $\delta \mathbf{T}^d(\mathbf{x})$:

$$\begin{aligned} \left(\lambda \mathbf{1}^{\text{dev}} + \frac{1}{\chi} \mathbf{L} \right) : \delta \mathbf{T}^d &= \lambda \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}, \\ \delta \mathbf{T}^d &= \left(\mathbf{1}^{\text{dev}} + \frac{1}{\lambda \chi} \mathbf{L} \right)^{-1} : \mathbf{L} : \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r} \equiv \\ &\equiv \tilde{\mathbf{L}}(\lambda) : \nabla_\kappa \otimes \delta \mathbf{r}, \end{aligned} \quad (11)$$

$$\tilde{\mathbf{L}}(\lambda) = \sum_{i=1}^5 \frac{\mu_i}{1 + \frac{\mu_i}{\lambda \chi}} \mathbf{\Gamma}_i \otimes \mathbf{\Gamma}_i. \quad (12)$$

Заметим, что

$$\tilde{\mathbf{L}}(0) = 0, \quad \tilde{\mathbf{L}}(\infty) = \mathbf{L}. \quad (13)$$

Уравнение импульса (6), условие несжимаемости и граничное условие таковы:

$$\lambda^2 \rho_k \delta \mathbf{r} = \nabla_k \cdot (\tilde{\mathbf{L}}(\lambda) : \nabla_k \otimes \delta \mathbf{r}) - \rho_k g \nabla_k (\delta \mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3) - \nabla_k (\delta p) \equiv \tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\delta \mathbf{r}\}), \quad (14)$$

$$\nabla_k \cdot \delta \mathbf{r} = 0, \quad \delta \mathbf{r}|_{\partial B} = 0. \quad (15)$$

Будем искать решения линейных уравнений (14), (15) для вещественных положительных значений λ , т.е. экспоненциально нарастающие решения с инкрементом нарастания $\lambda > 0$. В этом случае все $\text{TR}(4) \tilde{\mathbf{L}}(z)$ симметричны, при $\lambda > 0$ они положительно определены ($\mathbf{H} : \tilde{\mathbf{L}} : \mathbf{H} > 0, \forall \mathbf{H} \neq 0$), и квадратичная форма $\mathbf{H} : \tilde{\mathbf{L}} : \mathbf{H}$ монотонно возрастает от нуля до $\mathbf{H} : \mathbf{L} : \mathbf{H}$ при изменении λ от нуля до $+\infty$.

Покажем, что оператор $\tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\delta \mathbf{r}\})$ на подпространстве соленоидальных полей $\delta \mathbf{r}(\mathbf{x})$, обращаясь в нуль на границе области, для любого λ симметричен относительно интегрального [11, 12] скалярного произведения $\langle \mathbf{w}_1 \cdot \mathbf{w}_2 \rangle_B$, т.е.

$$\langle \mathbf{w}_1 \cdot \tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}_2\}) \rangle_B = \langle \mathbf{w}_2 \cdot \tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}_1\}) \rangle_B. \quad (16)$$

Для этого преобразуем подынтегральное выражение в левой части равенства (16):

$$\begin{aligned} & \mathbf{w}_1 \cdot \nabla_k \cdot (\tilde{\mathbf{L}} : \nabla_k \otimes \mathbf{w}_2) - \rho_k g \mathbf{w}_1 \cdot \nabla_k (\mathbf{w}_2 \cdot \mathbf{e}_3) - \\ & - \mathbf{w}_1 \cdot \nabla_k \delta p = \nabla_k \cdot ((\tilde{\mathbf{L}} : \nabla_k \otimes \mathbf{w}_2) \cdot \mathbf{w}_1) - \\ & - \nabla_k \otimes \mathbf{w}_1 : \tilde{\mathbf{L}} : \nabla_k \otimes \mathbf{w}_2 - \nabla_k \cdot (\rho_k g \mathbf{w}_1 (\mathbf{w}_2 \cdot \mathbf{e}_3)) + \\ & + g (\mathbf{w}_1 \cdot \nabla_k \rho_k) (\mathbf{w}_2 \cdot \mathbf{e}_3) - \nabla_k \cdot (\mathbf{w}_1 \delta p). \end{aligned}$$

Учитывая, что дивергентные слагаемые в силу граничных условий при интегрировании дают ноль, а $\nabla_k \rho_k = -\mathbf{e}_3 \frac{d\rho_k}{dz}$, получаем выражение, симметрия которого очевидна:

$$\begin{aligned} \langle \mathbf{w}_1 \cdot \tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}_2\}) \rangle_B &= -\langle \nabla_k \otimes \mathbf{w}_1 : \tilde{\mathbf{L}} : \nabla_k \otimes \mathbf{w}_2 \rangle_B - \\ &- \left\langle g \frac{d\rho_k}{dz} (\mathbf{w}_1 \cdot \mathbf{e}_3) (\mathbf{w}_2 \cdot \mathbf{e}_3) \right\rangle_B. \end{aligned}$$

Учитывая предположение об аномальной стратификации, в силу которого $-\frac{d\rho_k}{dz} = \left| \frac{d\rho_k}{dz} \right|$, для соответствующего квадратичного функционала $\Psi(\lambda, \{\mathbf{w}\})$ получаем:

$$\begin{aligned} \Psi(\lambda, \{\mathbf{w}\}) &\equiv g \left\langle \left| \frac{d\rho_k}{dz} \right| (\mathbf{w} \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_B - \\ &- \langle \nabla_k \otimes \mathbf{w} : \tilde{\mathbf{L}}(\lambda) : \nabla_k \otimes \mathbf{w} \rangle_B. \end{aligned} \quad (17)$$

При $\lambda = \infty$ имеем: $\tilde{\mathbf{L}}(\infty) = \mathbf{L}$, а функционал $\Psi(\infty, \{\mathbf{w}\}) = -R\{\mathbf{w}\}$, где $R\{\mathbf{w}\}$ — вторая вариация полной потенциальной энергии (ППЭ) соответ-

ствующей УСС. Если УСС устойчива, то функционал $R\{\mathbf{w}\}$ положительно определен, а если УСС неустойчива, то на некотором подмножестве кинематически допустимых полей $\mathbf{w}(\mathbf{x})$ функционал $R\{\mathbf{w}\}$ принимает отрицательные значения.

Поскольку $\tilde{\mathbf{L}}(0) = \mathbf{0}$, то при $\lambda = 0$ второе слагаемое в выражении для Ψ пропадает и $-\Psi(0, \{\mathbf{w}\}) < 0$ — вторая вариация ППЭ для несжимаемой аномально стратифицированной идеальной жидкости, которая заведомо неустойчива.

Уравнение (14) выражает тот факт, что искомые поля $\delta \mathbf{r}(\mathbf{x})$ (в дальнейшем обозначаемые $\mathbf{w}(\mathbf{x})$) являются обобщенными собственными функциями (ОСФ) с весом $\rho_k(\mathbf{x})$ симметричного линейного оператора $\tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}\})$, а числа λ^2 являются соответствующими обобщенными собственными числами (ОСЧ). Заметим, что при любом $\lambda > 0$ оператор $\tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}\})$ имеет некоторый зависящий от λ набор ОСЧ, однако эти ОСЧ, вообще говоря, не равны λ^2 , что требовалось бы для выполнения уравнения (14). Для нахождения искомым значений λ (из которых нас интересует наибольшее значение) будем изучать обобщенный спектр оператора $\tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}\})$ для всевозможных значений $\lambda > 0$.

В силу рассуждений, совершенно аналогичных таковым при анализе собственных колебаний упругих тел, с использованием симметрии оператора $\tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}\})$, полуограниченности сверху квадратичного функционала $\Psi(\lambda, \{\mathbf{w}\})$, а также в силу леммы Реллиха [6], получаем следующие спектральные свойства данного оператора при $\lambda > 0$:

1) оператор имеет дискретный набор ОСЧ $\beta_i(\lambda)$, $i = 1, 2, \dots$, с весом $\rho_k(\mathbf{x})$, ограниченный сверху, причем ОСЧ $\beta_i(\lambda)$ занумерованы в порядке невозрастания ($\beta_{i+1}(\lambda) \leq \beta_i(\lambda)$);

2) ОСЧ соответствует набор ОСФ $\mathbf{w}_i(\lambda, \mathbf{x})$, ортонормированный относительно положительно определенного билинейного функционала $\langle \rho_k \mathbf{w}_i \cdot \mathbf{w}_j \rangle_B$:

$$\tilde{\mathcal{A}}(\lambda, \{\mathbf{w}_i(\lambda)\}) = \beta_i(\lambda) \rho_k \mathbf{w}_i(\lambda), \quad \langle \rho_k \mathbf{w}_i \cdot \mathbf{w}_j \rangle_B = \delta_{ij}. \quad (18)$$

Тогда задача нахождения возможных инкрементов нарастания для форм потери устойчивости сводится к нахождению таких вещественных положительных значений λ_i , для которых выполняется равенство

$$\lambda_i^2 = \beta_i(\lambda_i), \quad (19)$$

причем интерес представляет наибольшее из таких значений λ_* :

$$\lambda_* \equiv \max_i(\lambda_i). \quad (20)$$

При анализе уравнений (19) будем отдельно рассматривать свойства левой части равенства (равной λ^2) и свойства правых частей $\beta_i(\lambda)$ как функций λ . Левые части монотонно возрастают от нуля до $+\infty$. Покажем, что правые части монотонно убывают при изменении λ от нуля до $+\infty$, причем предельные значения при $\lambda \rightarrow 0$ (что соответствует аномально стратифицированной идеальной жидкости) положительные. Действительно, для любого $\mathbf{w}(\mathbf{x})$ функция $\Psi(\lambda, \{\mathbf{w}\})$ монотонно убывает, т.к. квадратичная форма $\mathbf{H} : \tilde{\mathbf{L}} : \mathbf{H}$ монотонно возрастает от нуля и до $\mathbf{H} : \mathbf{L} : \mathbf{H}$. Тогда из известной теоремы сравнения [6] следует и монотонное убывание всех ОСЧ.

Сначала исследуем уравнение (19) для наибольшего ОСЧ $\beta_1(\lambda)$ с ОСФ $\mathbf{w}_1(\mathbf{x}, \lambda)$, которые характеризуются следующим вариационным принципом:

$$\beta_1(\lambda) = \sup_{\mathbf{w}} \frac{\Psi(\lambda, \{\mathbf{w}\})}{\langle \rho_{\kappa} \mathbf{w} \cdot \mathbf{w} \rangle_B}. \quad (21)$$

Заметим, что при $\lambda = 0$ супремум существует, но ни на какой экстремали не достигается:

$$\gamma_0^2 \equiv \beta_1(0) = \sup_{\mathbf{w}} \frac{\Psi(0, \{\mathbf{w}\})}{\langle \rho_{\kappa} \mathbf{w} \cdot \mathbf{w} \rangle_B} > \beta_1(\lambda), \quad \lambda > 0. \quad (22)$$

Здесь γ_0 — наибольший (предельный) инкремент нарастания возмущений для аномально стратифицированной несжимаемой жидкости.

ОСЧ $\beta_1(\infty)$ соответствует УСС, а знак $\beta_1(\infty)$ зависит от того, является ли она устойчивой или неустойчивой. Если УСС устойчива, то, в соответствии с известным вариационным принципом для собственных колебаний упругих тел [6], имеем:

$$\beta_1(\infty) < 0, \quad -\beta_1(\infty) = \underline{\omega}^2, \quad (23)$$

где $\underline{\omega}$ — наименьшая (“основная”) частота собственных колебаний. Если же УСС неустойчива, то

$$\beta_1(\infty) > 0, \quad \beta_1(\infty) = \gamma^2 < \gamma_0^2, \quad (24)$$

где γ — наибольший инкремент нарастания возмущений для неустойчивой УСС (совершенно аналогично вариационному принципу для собственных колебаний).

В силу монотонного возрастания λ^2 и монотонного убывания $\beta_i(\lambda)$, с учетом того, что интерес представляет наибольшее значение λ , при котором выполняется какое-либо из уравнений (19),

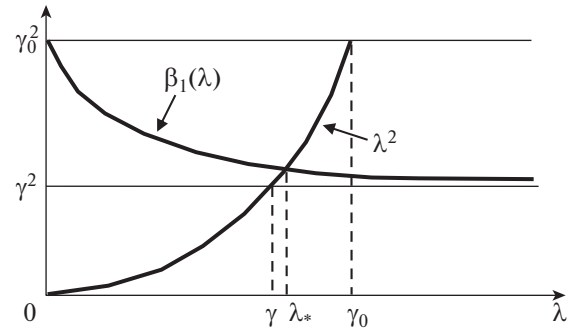


Рис. 2. Неустойчивая УСС.

достаточно исследовать это уравнение для наибольшего из ОСЧ, т.е. для $\beta_1(\lambda)$, поскольку для меньших ОСЧ уравнение будет выполняться при меньших значениях λ . Будем исследовать уравнение (19) отдельно для случаев неустойчивости и устойчивости УСС.

Неустойчивая УСС. Функция $\beta_1(\lambda)$ положительна, $\beta_1(0) = \gamma_0^2$, $\beta_1(\infty) = \gamma^2$, и $\beta_1(\lambda)$ монотонно убывает от γ_0^2 до γ^2 (рис. 2). Значит, уравнение $\lambda^2 = \beta_1(\lambda)$ имеет единственное решение $\lambda_* \in (\gamma, \gamma_0)$. Заметим, что при любой вязкости $\lambda_* > \gamma$, т.е. соответствующая мода потери устойчивости нарастает быстрее, чем наибыстрейшая мода для неустойчивой УСС.

При $\lambda > \lambda_*$ имеем: $\beta_1(\lambda) < \lambda^2$, следовательно, λ_* — наибольший инкремент нарастания для всех мод потери устойчивости, причем $\lambda_* \rightarrow \gamma$ при $\chi \rightarrow \infty$.

Устойчивая УСС. В этом случае $\beta_1(\lambda)$ остается монотонно убывающей функцией, $\beta_1(0) = \gamma_0^2 > 0$, $\beta_1(\infty) = -\underline{\omega}^2 < 0$ (рис. 3), где $\underline{\omega}$ — наименьшая частота собственных колебаний УСС. Как и в случае неустойчивой УСС, уравнение $\lambda^2 = \beta_1(\lambda)$ имеет единственное решение λ_* , для которого получены двусторонние оценки $\underline{\lambda}_* < \lambda_* < \bar{\lambda}_*$:

$$\underline{\lambda}_* = -\frac{1}{2} \bar{\tau} (\underline{\omega}^2 + \gamma_0^2) + \sqrt{\left(\frac{1}{2} \bar{\tau} (\underline{\omega}^2 + \gamma_0^2) \right)^2 + \gamma_0^2}, \quad (25)$$

$$\bar{\lambda}_* = \frac{1}{\bar{\tau}} \left(g \left| \frac{d\rho_{\kappa}}{dz} \right| \right)_{\max},$$

$\underline{\gamma}_0 < \gamma_0$, $\bar{\tau} \equiv \frac{\bar{\chi}}{\underline{\mu}}$, $\underline{\tau} \equiv \frac{\bar{\chi}}{\bar{\mu}}$, где $\bar{\tau}$ и $\underline{\tau}$ — “верхнее” и “нижнее” времена релаксации.

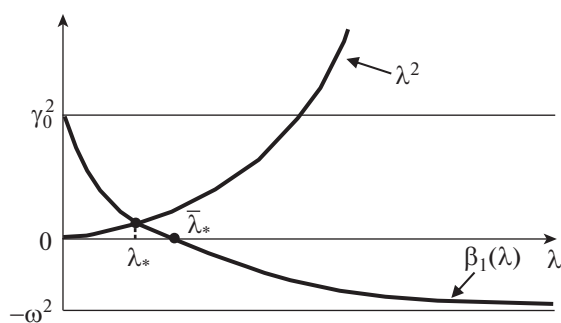


Рис. 3. Устойчивая УСС.

В случае большой вязкости (и больших времен релаксации) для λ_* имеется следующая асимптотика:

$$\lambda_* \approx \frac{1}{\tau} \frac{\gamma_0^2}{(\omega^2 + \gamma_0^2)}. \quad (26)$$

Из равенств (25), (26) очевидно, что в случае устойчивости УСС λ_* и $\bar{\lambda}_*$ стремятся к нулю при стремлении вязкости к бесконечности, из чего следует, что λ_* тоже стремится к нулю.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геофизической литературе рассматриваются различные механизмы движения геомасс, приводящие к образованию новых геоструктур: медленные процессы мантийной конвекции, тектоника плит, образование плюмов, являющихся, как считается, причиной вулканической активности, и ряд других [7].

В данной работе в рамках максвелловской вязкоупругой модели геоматериалов и в полноценной трехмерной постановке впервые теоретически исследован еще один (в принципе, давно известный) механизм зарождения новых геоструктур, а именно, процесс ухода от положения неустойчивого равновесия в аномально стратифицированном геомассе (рис. 4). При этом обнаружено, что существуют два принципиально различных вида таких процессов. Один имеет место для вязкоупругих геомассов с устойчивой УСС. Такие массивы неустойчивы, однако развитие их неустойчивости из-за наличия вязкости идет медленно, и тем медленнее, чем больше вязкость (что согласуется с традиционными представлениями о влиянии вязкости на темп протекания процессов); при очень большой вязкости такая неустойчивость почти незаметна. Другой вид процесса ухода от положения равновесия имеет место для вязкоупругих геомассов с неустойчивой УСС. Они не только неустойчивы, но еще и “динамически” неустойчивы: скорость нарастания основной (т.е.

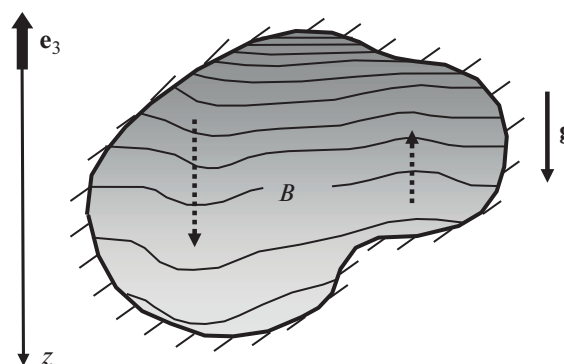


Рис. 4. Зарождение и развитие неустойчивости (“опрокидывания”) в аномально стратифицированном геомассе.

наибыстрейшей) формы потери устойчивости всегда выше, чем для соответствующей УСС. Заметим, что геомассив с изначально устойчивой УСС может превратиться в таковой с неустойчивой УСС вследствие уменьшения сдвиговых жесткостей геоматериалов. Такое уменьшение может произойти по разным причинам; к нему могут привести, например, изменение температуры или химические превращения в слагающих геомассив породах. В результате геомассив, деформирование которого было почти незаметно на протяжении длительного промежутка времени, может внезапно оказаться подверженным быстрым перестройкам. При этом, как бы ни была велика вязкость материалов, слагающих такой геомассив, уход от положения равновесия будет идти быстрее, чем в УСС. Из этого можно сделать вывод, что на больших глубинах, где, как известно, вязкость огромна [8], процессы развития неустойчивости могут протекать динамически (как в неустойчивой упругой системе). В частности, этим подтверждается полная применимость к реальным геосистемам полученных ранее авторами [9–12] результатов исследования вопросов устойчивости стратифицированных упругих геосистем.

Полученные в работе теоретические результаты могут послужить основой как для объяснения тех или иных закономерностей в истории развития Земли, так и для интерпретации получаемых геофизических данных и выяснения причин динамических процессов, происходящих в Земле в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рыжак Е.И., Синюхина С.В. К вопросу о темпе процессов развития неустойчивости в геосистемах // Доклады РАН. Науки о Земле, 2022. Т. 506. № 2. С. 236–242.
<https://doi.org/10.31857/S2686739722601223>

2. *Трусделл К.* Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.
3. *Truesdell C., Noll W.* The non-linear field theories of mechanics // *Handbuch der Physik*. V. 3/3. Berlin: Springer Verlag. 1965.
4. *Бленд Д.* Теория линейной вязкоупругости. М.: Мир, 1965.
5. *Рыхлевский Я.* О законе Гука // *Прикладная математика и механика*. 1984. Т. 48. Вып. 3. С. 420–435.
6. *Gurtin M.* The linear theory of elasticity // *Handbuch der Physik*. Berlin: Springer Verlag. 1972. V. 6a/2. P. 1–295.
7. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
8. *Cathles L.M.* The viscosity of the Earth's mantle. Princeton Univ. Press, 1975. 386 p.
9. *Ryzhak E.I., Sinyukhina S.V.* On stability and instability of stratified elastic solids in a gravity field // *International Journal of Non-Linear Mechanics*. 2022. V. 142, 103990. <https://doi.org/10.1016/j.ijnonlinmec.2022.103990>
10. *Синюхина С.В.* О влиянии сдвиговой жесткости и сжимаемости на устойчивость тяжелых стратифицированных геомассивов // *Физика Земли*. 2022. № 2. С. 155–160, <https://doi.org/10.31857/S000233722020119>
11. *Рыжак Е.И., Синюхина С.В.* О неустойчивых изостатических стратификациях тяжелых геомассивов // *Доклады РАН. Науки о Земле*, 2021. Т. 500. № 1. С. 53–57. <https://doi.org/10.31857/S2686739721090164>
12. *Рыжак Е.И., Синюхина С.В.* Об устойчивости стратифицированных упругих геосистем в поле силы тяжести // *ДАН (Геофизика)*. 2019. Т. 489. № 3. С. 298–302. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524893298-302>

ON THE INFLUENCE OF VISCOSITY ON THE DEVELOPMENT OF INSTABILITY IN ANOMALOUSLY STRATIFIED GEOSYSTEMS

E. I. Ryzhak^{a,#} and S. V. Sinyukhina^a

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

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

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko October 31, 2022

The paper investigates the question of the influence of viscosity on the rate of development of instability in heavy viscoelastic geosystems with an anomalous density distribution over depth. Geomaterials are considered as incompressible, and the Maxwell model of viscoelasticity (that makes it possible to adequately describe the dynamics of geosystems even in the case of huge viscosity of geomaterials) is adopted for them. Along with viscoelastic systems, the elastic comparison systems are considered, which are characterized by the same anomalous stratification and the same values of shear stiffnesses as the viscoelastic systems studied. Bilateral estimates for the increment of growth of the fastest mode of loss of stability (the “main increment of growth”) are obtained, which are valid for any viscosity. It has been found that the main growth increment always exceeds the main growth increment for the unstable elastic comparison system, which is determined by the inertial properties of the latter together with the degree of supercriticality of the parameters characterizing its unstable equilibrium state. As viscosity increases, the main growth increment for the viscoelastic system tends from above to the corresponding increment for the unstable elastic comparison system. In the case of stability of elastic comparison systems, the corresponding viscoelastic systems are unstable, but the rate of development of their instability is very low due to the great viscosity of geomaterials. Precisely and only in the case of stability of comparison systems, the viscosity slows down this rate, and for geosystems with extremely great viscosity, the manifestation of their instability during real observation times is very small. The analysis carried out confirms the fact that the study of stability and instability of elastic comparison systems can serve as a methodological basis for studying stability and instability of viscoelastic geosystems.

Keywords: heavy stratified geosystems, anomalous density distribution, Maxwell-type viscoelasticity, instability development rate

УДК 551.242

О СВЯЗИ ЧАСТОТЫ ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ МОДЫ ${}_0S_2$ И СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

© 2023 г. А. А. Спивак^{1,*}, Д. Н. Локтев^{1,**}, А. В. Тихонова^{1,***}, В. А. Харламов^{1,****}

Представлено академиком В.В. Адушкиным 28.10.2022 г.

Поступило 28.10.2022 г.

После доработки 02.11.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

На основе результатов инструментальных наблюдений за геомагнитными вариациями в обсерватории Михнево ИДГ РАН и данных каталога IERS установлено, что выделяемая в спектрах вариаций магнитного поля частота F основной сфероидальной моды собственных колебаний Земли ${}_0S_2$ изменяется со временем, причем значения F выше в периоды уменьшения скорости вращения Земли и ниже при ее увеличении. Получена эмпирическая зависимость между вариациями F и скоростью вращения Земли.

Ключевые слова: Земля, собственные колебания, скорость вращения, магнитное поле, вариации

DOI: 10.31857/S2686739722602472, **EDN:** SWWHWA

Изучение собственных колебаний Земли (СКЗ) представляет значительный интерес с точки зрения разработки реальных моделей планеты, характеристики внутренних геосфер, анизотропии и динамики их изменений, а также описания диссипативных процессов, протекающих в земных недрах, в частности, при дифференциальных смещениях внутреннего ядра относительно мантии [1, 2]. При этом важно устанавливать значение частот основных мод СКЗ и их вариаций.

Наиболее ярко СКЗ проявляются при их возбуждении в результате кратковременных сильных воздействий на планету в виде сильных землетрясений с магнитудой более 6.5, вулканических эксплозий, мощных взрывов и т.д. [3]. Традиционно частоты СКЗ выделяются на основе спектрального анализа сейсмических записей, полученных в период сильных землетрясений [4, 5]. Вместе с тем весьма информативными представляются подходы, основанные на анализе вариаций геофизических полей, в частности, геомагнитного поля [6, 7].

Среди большого количества сфероидальных ${}_nS_m$ и тороидальных ${}_nT_m$ мод СКЗ в качестве одной

из основных рассматривается фундаментальная мода ${}_0S_2$, теоретическое значение¹ частоты которой F_0 составляет ~ 0.3095 мГц, что соответствует периоду колебаний ~ 53.9 мин [9, 10]. Замечено, что значение частоты F моды ${}_0S_2$, установленное на основе анализа сейсмических или магнитных записей, отличается от F_0 и, более того, определенная таким образом частота F принимает различные значения для разных периодов времени [4, 6]. Можно предполагать, что одной из возможных причин вариации частоты F является влияние скорости вращения Земли на общую динамику планеты.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что скорость вращения Земли или, как следствие, длительность земных суток T_0 не постоянны и характеризуются периодическими и непериодическими вариациями [11, 12]. При этом в качестве меры изменения длительности суток традиционно используется величина t^* , равная отклонению T_0 от длительности эфемеридных (“стандартных”) суток $T^* = 86\,400$ с [11].

Инструментально установлено, что неравномерность вращения Земли проявляется в характере деформационных процессов, протекающих в литосфере [13, 14], глобальном сейсмическом процессе [15–19], сейсмическом шуме [20], вулканической активности [21] и т.д. Было также показано, что изменение угловой скорости враще-

¹Институт динамики геосфер
им. академика М.А. Садовского
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: aaspivak100@gmail.com

**E-mail: dloktev@gmail.com

***E-mail: tikhonova@idg.ras.ru

****E-mail: vladimkharlamov@yandex.ru

¹ Определяется вычислением с использованием идеально упругой изотропной модели Земли сферически симметричной формы без учета ее вращения [8].

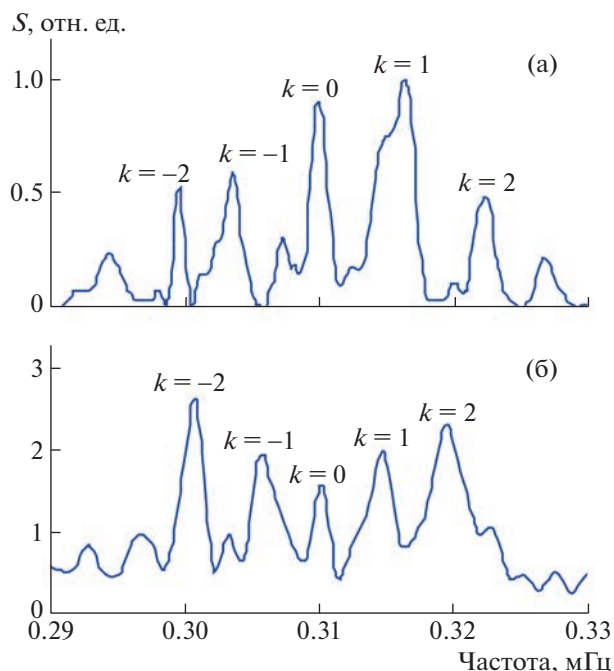


Рис. 1. Зависимость спектральной плотности геомагнитных вариаций от частоты для событий 10.01.2018 г. (а) и 21.01.2021 г. (б).

ния Земли приводит к уменьшению либо увеличению степени сжатия земного вещества и, таким образом, к изменению межплитных промежутков, вследствие чего и наблюдается изменение сейсмической активности планеты [22].

В настоящем сообщении рассматривается связь между частотой основной сфероидальной вырожденной моды ${}_0S_2$ и изменением скорости вращения Земли. Частота F_0 моды ${}_0S_2$ определялась на основе спектрального анализа геомагнитных вариаций, зарегистрированных в обсерватории Михнево ИДГ РАН (ГЕО: 54.959°с.ш.; 37.766°в.д.) [6, 7]. Для анализа использовались временные ряды цифровых данных с дискретностью 1 мин, полученные при регистрации вертикальной, наиболее чувствительной к СКЗ компоненты магнитного поля Земли. Значения t^* , характеризующие вариации скорости вращения Земли, выбирались из общедоступного каталога IERS (The International Earth Rotation and Reference Systems Service²) с дискретностью 1 сут. Для анализа выбирались временные периоды длительностью 5–10 сут, следующих за сильными землетрясениями с магнитудой в интервале 7–9. При этом рассматривалась выборка сейсмических событий за период с 2015 г. до сентября 2022 г. из каталога USGS (табл. 1). Выбор событий определялся отсутствием в анализируемый период времени других сильных землетрясений, а также

глобальных и локальных возмущений магнитного поля, камуфлирующих относительно слабые проявления расщепления мультиплета ${}_0S_2$.

С целью повышения точности определения частоты F выбранные участки магнитных данных фильтровались полосовым фильтром Баттерворта 7-го порядка в интервале частот 0.29–0.33 МГц. Затем на основе спектрального анализа полученных цифровых рядов по методу Ломба–Скаргла [23–25] определялась тонкая структура мультиплета ${}_0S_2$ с выделением синглетов ${}_0S_2^k$, где k – азимутальный номер, принимающий в данном случае значения 0, ± 1 и ± 2 . Центральный спектральный пик, соответствующий $k = 0$, выбирался в качестве значения F . Математическая обработка данных выполнялась с использованием пакета программ MatLab.

В качестве примера на рис. 1 представлены результаты спектрального анализа геомагнитных вариаций в выбранном диапазоне периодов для некоторых событий.

На приведенных на рис. 1 спектрах отчетливо видны все пять синглетов моды ${}_0S_2$, что позволяет определить значения F , которые составили в данном случае 0.3099 (10.01.2018 г.) и 0.3102 (21.01.2021 г.). Результаты оценок значений F для всех рассмотренных в данной работе событий приведены в табл. 1. В этой же таблице приведены значения t^* из каталога IERS, которые для рассмотренных в качестве примера случаев составили +0.507 мс (10.01.2018 г.) и –0.235 мс (21.01.2021 г.). Анализ полученных данных показывает, что для событий, произошедших в периоды времени, характеризующиеся отрицательными значениями t^* (угловая скорость вращения Земли больше стандартной), частота мультиплета ${}_0S_2$ ниже, и наоборот, увеличенным значениям t^* соответствуют повышенные значения F .

Обобщающий график зависимости $F(t^*)$ приведен на рис. 2. Приведенные на рис. 2 данные свидетельствуют о наличии хорошо выраженной тенденции к увеличению частоты мультиплета ${}_0S_2$ с увеличением t^* , т.е. с уменьшением угловой скорости вращения Земли. Для выполнения оценочных расчетов полученную зависимость $F(t^*)$ можно принять в виде соотношения:

$$F \approx 0.308 + 0.0016t^*. \quad (1)$$

Вычисленный коэффициент ранговой корреляции Спирмена $d \approx 0.8$, что свидетельствует о высокой тесноте связи между F и t^* .

Таким образом, на примере 37 событий впервые показано, что изменение угловой скорости вращения Земли вызывает изменение частоты F основной фундаментальной моды СКЗ ${}_0S_2$. При этом предложена эмпирическая связь между F и

² <https://www.iers.org/>

Таблица 1. Перечень сейсмических событий

№ п/п	Дата	Время	Магнитуда	ГЕО		t^* , мс	F , мГц
				Широта	Долгота		
1	25.04.15	06:11	7.8	28.231°с.ш.	84.731°в.д.	1.112	0.3094
2	07.05.15	07:10	7.1	07.218°ю.ш.	154.557°в.д.	1.032	0.3113
3	17.06.15	12:51	7.0	35.364°ю.ш.	17.16°з.д.	0.197	0.3932
4	10.07.15	04:12	6.7	9.307° ю.ш.	158.403°в.д.	1.178	0.3094
5	18.07.15	02:27	7.0	10.401°с.ш.	165.141°з.д.	0.483	0.30903
6	16.09.15	23:18	7.0	31.562°ю.ш.	71.426°з.д.	1.256	0.3086
7	20.10.15	21:52	7.1	14.860°ю.ш.	167.303°в.д.	1.548	0.3105
8	26.10.15	09:09	7.5	36.524°с.ш.	70.368°в.д.	2.234	0.3118
9	24.11.15	22:45	7.6	10.537°ю.ш.	70.944°з.д.	1.753	0.3117
10	07.12.15	07:50	7.2	38.211°с.ш.	72.780°в.д.	1.681	0.3111
11	30.01.16	03:25	7.2	53.978°с.ш.	158.546°в.д.	1.452	0.3098
12	02.03.16	12:49	7.8	4.952°ю.ш.	94.330°в.д.	1.672	0.3099
13	16.04.16	23:58	7.8	0.382°с.ш.	79.922°з.д.	1.622	0.3125
14	28.05.16	09:46	7.2	56.241°ю.ш.	26.935°з.д.	1.533	0.3100
15	08.12.16	17:38	7.8	10.681°ю.ш.	161.327°в.д.	1.674	0.3110
16	17.12.16	10:51	7.9	4.505°ю.ш.	153.522°в.д.	1.278	0.3090
17	17.07.17	23:34	7.7	54.443°с.ш.	168.857°в.д.	0.581	0.3093
18	08.09.17	04:49	8.2	15.022°с.ш.	93.899°з.д.	0.904	0.3089
19	19.09.17	18:14	7.1	18.550°с.ш.	98.489°з.д.	1.099	0.3108
20	10.01.18	02:51	7.5	17.483°с.ш.	83.520°з.д.	0.507	0.3099
21	19.08.18	00:19	8.2	18.113°ю.ш.	178.153°з.д.	−0.022	0.3072
22	24.08.18	09:04	7.1	11.036°ю.ш.	70.828°з.д.	−0.178	0.3060
23	06.09.18	15:49	7.9	18.474°ю.ш.	179.350°в.д.	0.1653	0.3088
24	28.09.18	10:02	7.5	0.256°ю.ш.	119.846°в.д.	0.920	0.3102
25	22.02.19	10:17	7.5	2.186°ю.ш.	77.051°з.д.	1.570	0.3120
26	24.06.19	02:53	7.3	6.408°ю.ш.	129.169°в.д.	0.0263	0.3079
27	14.07.19	09:10	7.2	0.586°ю.ш.	128.034°в.д.	−0.769	0.3082
28	23.06.20	15:29	7.4	15.886°с.ш.	96.008°з.д.	−1.161	0.3055
29	17.07.20	02:50	7.0	7.836°ю.ш.	147.770°в.д.	−1.316	0.3048
30	22.07.20	06:12	7.8	55.072°с.ш.	158.596°з.д.	−1.064	0.3060
31	21.01.21	12:23	7.0	4.993°с.ш.	127.515°в.д.	−0.235	0.3102
32	03.02.21	05:23	6.7	36.280°ю.ш.	97.800°з.д.	0.644	0.3096
33	04.03.21	19:28	8.1	29.723°ю.ш.	177.278°з.д.	0.434	0.3081
34	22.08.21	21:33	7.1	60.285°ю.ш.	24.874°з.д.	−0.846	0.3044
35	08.09.21	01:47	7.0	16.947°с.ш.	16.947°	−0.049	0.3085
36	26.05.22	12:02	7.2	14.908°ю.ш.	70.292°з.д.	0.207	0.3075
37	08.06.22	00:55	6.5	9.047°ю.ш.	71.178°з.д.	−0.381	0.3079

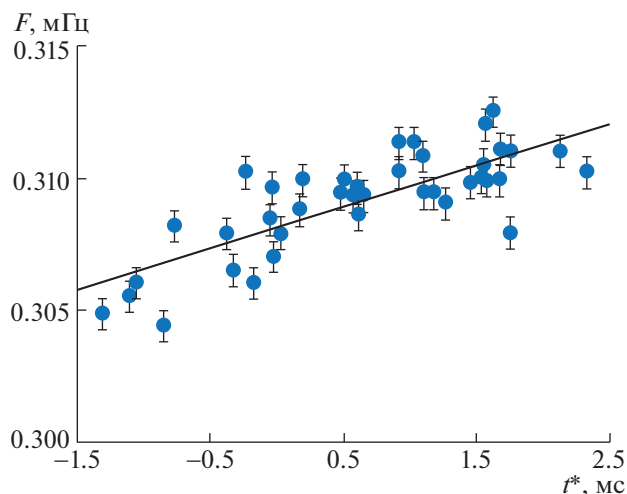


Рис. 2. Зависимость частоты мультиплета ${}_0S_2$ от t^* .

вариацией отклонения длительности суток от эфемеридного значения.

Традиционно при рассмотрении СКЗ фактор, связанный с вращением Земли, учитывается при оценках частоты синглетов. В частности, для моды ${}_0S_2$ [9]:

$${}_0\omega_2^k / {}_0\omega_2 = 1 + {}_0\alpha_2 + k {}_0\beta_2 + k^2 {}_0\gamma_2, \quad (2)$$

где ${}_0\omega_2^k$ и ${}_0\omega_2$ — соответственно циклическая частота собственной моды ${}_0S_2^k$ и вырожденное значение частоты моды ${}_0S_2$, которое в данном случае рассматривается как фиксированная величина, ${}_0\alpha_2$, ${}_0\beta_2$ и ${}_0\gamma_2$ — параметры расщепления, причем параметр ${}_0\beta_2$ определяется вращением Земли, а параметры ${}_0\alpha_2$ и ${}_0\gamma_2$ — вращением Земли и ее эллиптичностью. Однако, как показывают приведенные выше данные и данные [4, 9, 10], нельзя исключать, что частота ${}_0\omega_2$ также является функцией скорости вращения Земли.

Следует отметить, что в настоящей работе СКЗ выделяется на основе анализа вариаций магнитного поля Земли и представлено упрощенное представление о влиянии скорости вращения Земли на СКЗ, поскольку скорость вращения Земли (в данном случае в виде характеризующего ее параметра t^*) используется в качестве обобщающей величины. В действительности же процесс вращения Земли достаточно сложен и характеризуется не только скоростью вращения, но также прецессией и нутацией оси вращения и, как упоминалось выше, динамикой протекающих в недрах Земли деформационных процессов. Все это естественным образом оказывает влияние на дифференциальные связи между внутренними геосферами, в частности, между жидким и твердым ядром Земли и жидким ядром и мантией, и,

следовательно, на геодинамо как основной источник главного магнитного поля Земли. Авторы не исключают того, что при более тонком анализе геомагнитных вариаций удастся установить влияние перечисленных выше факторов как на геомагнитные вариации, так и на СКЗ по отдельности. Однако это предмет дальнейших исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жарков В.Н. Физика Земных недр. М.: Наука и образование, 2012. 384 с.
2. Fukao Y., Nishida N., Suda N., Nawa R., Kobayashi N. A theory of the Earth's background free oscillations // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B9. 2206. <https://doi.org/10.1029/2001JB000153>
3. Соболев Г.А. О некоторых свойствах возникновения и эволюции колебаний Земли после землетрясений // Физика Земли. 2013. № 5. С. 12–27.
4. Милуков В.К., Виноградов М.П., Миронов А.П., Мясников А.В., Перельгин Н.А. Собственные колебания Земли, возбужденные тремя крупнейшими землетрясениями последнего десятилетия, по деформационным наблюдениям // Физика Земли. 2015. № 2. С. 21–36.
5. Соболев Г.А. Пульсации собственных колебаний Земли // Физика Земли. 2015. № 3. С. 3–12.
6. Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А. Проявление лунно-солнечного прилива и собственных колебаний Земли в вариациях магнитного поля // Физика Земли. 2018. № 6. С. 59–71.
7. Спивак А.А. Проявление синглетов основной сфероидальной моды Земли ${}_0S_2$ в геомагнитных вариациях // ДАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 481–595.
8. Gilbert J.F., Backus G.T. Approximate solutions to the inverse normal mode problem // Bull. Seism. Soc. Am. 1968. V. 58. P. 10–131.
9. Милуков В.К. Наблюдение тонкой структуры основной сфероидальной моды Земли ${}_0S_2$ // Физика Земли. 2005. № 4. С. 16–22.
10. Швед Г.М., Голицын Г.С., Ермоленко С.И., Кукушкина А.Е. Связь длиннопериодных собственных колебаний Земли с процессами в атмосфере // ДАН. 2018. Т. 481. № 1. С. 315–319.
11. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. М.: Наука. Физматлит, 2002. 384 с.
12. Тиссен В.М., Малкин З.М. Тренды и вариации в неравномерностях вращения Земли // Вестник Санкт-Петербургского университета. Математика. Механика. Астрономия. 2021. Т. 8. Вып. 1. С. 167–178.
13. Адушкин В.В., Гамбурцева Н.Г., Нестеркина М.А., Санина И.А., Султанов Д.Д., Усольцева О.А. О связи

- вариаций времен пробега сейсмических волн с изменением скорости вращения Земли // Физика Земли. 2010. № 3. С. 66–78.
14. Милуков В.К., Кравчук В.К., Миронов А.П., Латынина Л.А. Деформационные процессы в литосфере, связанные с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. 2011. № 3. С. 96–109.
 15. Антикаева О.И. Миграция очагов слабых землетрясений Гармского района и вариации скорости вращения Земли // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40. № 3. С. 54–63.
 16. Левин Б.В., Сасорова Е.В. О связи вариаций скорости вращения Земли и ее сейсмической активности // ДАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 351–355.
 17. Левин Б.В., Сасорова Е.В. О влиянии скорости вращения Земли на глобальную сейсмичность (по материалам наблюдений с 1720 по 2016 г.) // Геосистемы переходных зон. 2017. № 3. С. 3–20.
 18. Трофименко С.В., Быков В.Г., Колодезников И.И. пространственное распределение эпицентров землетрясений северо-восточного сегмента Амурской микроплиты в различных фазах вращения Земли // Наука и образование. 2015. № 4. С. 41–44.
 19. Уткин В.И., Юрков А.К., Цурко И.А. Вариации неравномерного вращения Земли как триггирующий фактор сейсмичности планеты // Геология и геофизика Юга России. 2012. № 1. С. 3–13.
 20. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. 2021. № 2. С. 153–163.
 21. Левин Б.В., Сасорова Е.В., Гурьянов В.Б., Ярмолюк В.В. Связь глобальной вулканической активности и вариаций скорости вращения Земли // ДАН. 2019. Т. 484. № 6. С. 729–733.
 22. Левин Б.В., Сасорова Е.В., Доманский А.В. О гидродинамической неустойчивости в средних широтах Земли, обусловленной вращением планеты // ДАН. 2011. Т. 438. № 1. С. 110–113.
 23. Lomb N.R. Least-squares frequency analysis of unequally data // Astrophys. & Space Sci. 1976. V. 39. P. 447–462.
 24. Scargle J.D. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data // Astrophys. J. 1982. V. 263. P. 835–853.
 25. Schwarzenberg-Czerny A. The distribution of empirical periodograms: Lomb-Scargle and PDM spectra // Mon. Not. Roy. Astron. Soc. 1998. V. 301. P. 831–840.

ON THE RELATIONSHIP OF THE FREQUENCY OF THE FUNDAMENTAL ${}_0S_2$ MODE AND THE VELOCITY OF THE EARTH ROTATION

A. A. Spivak^{a,*}, D. N. Loktev^{a,**}, A. V. Tikhonova^{a,***}, and V. V. Kharlamov^{a,####}

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^{*}*E-mail: aaspivak100@gmail.com*

^{**}*E-mail: dloktev@gmail.com*

^{***}*E-mail: tikhonova@idg.ras.ru*

^{####}*E-mail: vladimkharlamov@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin October 28, 2022

Based on the results of instrumental observations of geomagnetic variations at the Mikhnevo observatory of the IDG RAS and data from the IERS catalog, it was found that the frequency F of the main spheroidal mode of the Earth's natural oscillations ${}_0S_2$, distinguished in the spectra of magnetic field variations, changes with time, and the values of F are higher during periods of a decrease in the rotation speed Earth and below with its increase. An empirical relationship between the variations of F and the speed of the Earth's rotation is obtained.

Keywords: Earth, natural vibrations, rotation speed, magnetic field, variations

УДК 551.468

ПРЯМОЙ И ОБРАТНЫЙ КАСКАД ЭНЕРГИИ ПРИ ВЫТЯГИВАНИИ ВИХРЕЙ В ОКЕАНЕ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН В. В. Жмур^{1,2,3,*}, Т. В. Белоненко³,
Е. В. Новоселова³, Б. П. Суетин²

Поступило 29.09.2022 г.

После доработки 02.11.2022 г.

Принято к публикации 02.11.2022 г.

При взаимодействии мезомасштабных вихрей с течением существует три варианта поведения вихрей: вращение, нутационные колебания и неограниченное вытягивание. В работе дается описание физических условий вытягивания вихрей в филаменты. Для Мирового океана и отдельных регионов дана оценка доли вихрей, где они вытягиваются в филаменты, перераспределяя энергию с мезомасштаба на субмезомасштаб.

Ключевые слова: вихрь, вытягивание, вихревая нить, филамент

DOI: 10.31857/S2686739722602113, **EDN:** SWWFJO

Известно, что в океане при взаимодействии мезомасштабного вихря с течением существует режим, при котором ядро вихря растягивается этим течением, а вихрь, как локализованное образование, фактически прекращает существовать. Этот вариант поведения соответствует слабым вихрям в неоднородных потоках. Расчет энергии показал, что при удлинении вихря его кинетическая и доступная потенциальная энергия уменьшаются [1].

Исследования, связанные с трансформацией эллиптического вихря при взаимодействии с фоновым течением, берут начало от работ Кирхгофа. Впоследствии С.А. Чаплыгин [2] и позднее С. Кида [3] показали, что существует три варианта поведения: вращение, нутационные колебания и неограниченное вытягивание. В первых двух случаях вихрь остается локализованным образованием; в последнем одна из осей неограниченно увеличивается, а вторая стремится к нулю. В горизонтальном плане такой вихрь становится похожим на вихревую нить (или филамент).

Целью данной работы являются описание физических условий вытягивания трехмерных эллипсоидальных вихрей океана в филаменты и

оценка доли мезомасштабных вихрей, которые вытягиваются в филаменты, перераспределяя тем самым энергию с мезомасштаба на субмезомасштаб.

В работах [1, 4–9] разработана теория эволюции 3D-эллипсоидальных бароклинных вихрей под действием течений. Для баротропных течений $\vec{u}_b = (u_b, v_b, 0)$ с линейной зависимостью скорости течения от горизонтальных координат:

$$\vec{u}_b = (u_b, v_b, 0) = \begin{cases} u_b = u_0 + ex - \gamma y, \\ v_b = v_0 + \gamma x - ey, \end{cases}$$

задача сводится к эволюции во времени двух горизонтальных полуосей эллипсоида $a(t)$ и $b(t)$. Здесь $U = (u, v)$ – скорость течения, u_0 и v_0 – составляющие скорости течения в центре вихря $x = 0, y = 0$; (x, y, z) – декартова правая система координат: оси x и y горизонтальные, ось z – вертикальная; коэффициенты γ и e описывают пространственную изменчивость фонового течения,

$\gamma = \frac{1}{2} \text{rot}_z \vec{u}_b$ – угловая скорость вращения жидких частиц в фоновом течении, e – коэффициент деформации фонового течения. Любое баротропное линейное по координатам распределение скоростей можно путем поворота вокруг вертикальной оси свести к вышеуказанной зависимости. В баротропных течениях вертикальная полуось c постоянна. Безразмерный параметр ε характеризует степень вытягивания вихря в горизонтальной плоскости и определяется через отношение его горизонтальных масштабов $\varepsilon = \frac{a}{b}$. Без ограничения

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский физико-технический институт
(государственный университет), Москва, Россия

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

*E-mail: zhmur-vladimir@mail.ru

общности можно считать, что $\epsilon \geq 1$. В работах [1, 5–12] вводится безразмерный параметр вертикальной сплюснутости ядра вихря: $K = \frac{N}{f} \frac{c}{\sqrt{ab}}, f$ – параметр Кориолиса, $N = \text{const}$ – частота Вайся-Брента.

Следует отметить, что требование баротропности фонового течения весьма условно. Вихрь активно реагирует на течение на горизонтах расположения ядра вихря и менее активно или вообще не чувствует фоновое течение выше и ниже этого слоя. Поэтому в качестве упрощения мы рассмотрели течения, независимые от вертикальной координаты на уровнях расположения ядра вихря. Какое течение выше и ниже этого слоя, не очень важно. Поэтому для математической простоты мы продлили вертикально однородное течение выше и ниже ядра вихря, сделав его таким же, как и на горизонтах расположения ядра. В результате получилась модель баротропного течения во всей толщине океана. В реальности следует учитывать только вертикально осредненное течение на горизонтах расположения ядра вихря. Именно это мы будем делать при изучении эволюции вихрей приповерхностного слоя океана, рассматривая осредненные свойства морской среды в верхнем двухсотметровом приповерхностном слое океана.

Задачу эволюции формы вихря можно свести к системе двух дифференциальных уравнений для отношения полусей и угла ориентации θ , образуемой большей горизонтальной полуосью эллипсоида a с осью x . Решение этой системы описывает эволюцию конкретного вихря, зависящую от параметров e и γ фонового течения. Детали вывода представлены в работах [1, 5].

Можно показать, что три безразмерные характеристики γ/e , σ/e и K полностью определяют эволюцию вихря при его деформации течением при любых начальных условиях на ϵ и θ . Здесь σ – избыточная потенциальная завихренность вихревого ядра по сравнению с потенциальной завихренностью фонового течения [1, 5]. Удобно σ/e заменить на параметр $\text{rot}_z U/e$, поскольку для круглых вихрей σ и $\text{rot}_z U$ однозначно связаны друг с другом. Удобство данного набора чисел γ/e , $\text{rot}_z U/e$ и K состоит в следующем: γ/e относится исключительно к характеристике фонового течения, $\text{rot}_z U/e$ показывает относительную интенсивность вихря, а K характеризует сплюснутость вихревого ядра. Малые значения $K < 1$ соответствуют тонким вихрям, большие $K > 1$ – толстым. При воздействии баротропного течения на вихрь параметр K остается неизменным, несмотря на деформацию ядра вихря [1, 5]. Постоянство K для каждого вихря позволяет изучить наличие каждого из трех режимов поведения вихрей на плоскости параметров $(\gamma/e, \text{rot}_z U/e)$ (рис. 1).

Границы зон являются линиями бифуркации, при пересечении которых появляется новый или исчезает уже существующий режим поведения вихря. Нас будет интересовать в основном зона I, при этом наиболее важным свойством здесь является ограничение на интенсивность вихрей. Этой зоне соответствуют относительно слабые вихри, которые не выживают в неоднородных течениях, растягиваясь в вихревые нити. Можно показать, что с увеличением значения K границы зоны I и II “подтягиваются” ближе к оси ординат γ/e , но никогда ее не достигают. Можно также показать, что при $K > 10$ соответствующие линии границ зон практически совпадают, т.е. внутренняя часть зоны I для больших значений K практически ограничена черными линиями $K = 10$. Таким образом, внутри зоны I формируется “сердцевина”, для которой все вихри, независимо от размера по вертикали (параметр K) и независимо от интенсивности самого вихря (параметр σ) обязательно неограниченно вытягиваются. “Сердцевина” демонстрирует область неминуемого вытягивания вихрей Кирхгофа из 2D-гидродинамики, что следует из нашей теории и соответствует обобщению работы Кида [3].

Рассмотрим теперь эти процессы для реального океана. Расчеты будем проводить по данным глобального океанического реанализа GLORYS12V1 [13].

На рис. 2 картированы расчеты для акваторий Лофотенской котловины и течения Агульяс, а на рис. 3 – для всего Мирового океана на 10.06.2010 с осреднением верхнего 200-метрового слоя. В вихревых ядрах (красный цвет) вытягивание запрещено, в доменах голубого цвета вытягивание вихрей разрешено. Доля общей площади доменов с разрешением на вытягивание для Лофотенской котловины составляет 61%, а для района Агульяс 50%. Суммарная площадь доменов Мирового океана, где вихри могут вытягиваться, варьирует в зависимости от осреднения данных от 60 до 66%, что также превышает суммарную площадь доменов с запрещением к вытягиванию вихрей. Можно показать, что внутригодовая и межгодовая изменчивость этих свойств не выражены, как и сезонная изменчивость, что означает, что полученные оценки устойчивы.

Основной вывод работы заключается в том, что при эволюции мезомасштабных вихрей на фоне деформирующего их течения следует ожидать перекачку энергии от вихрей к филаментам, т.е. от мезомасштабных движений на субмезомасштаб. Это прямой энергетический каскад, и связан он с неограниченным вытягиванием вихрей в филаменты. Согласно теоретическим расчетам, энергия вихря при значительном удлинении ядра уменьшается на 20–60%. Поскольку в физической системе присутствуют только вихрь и тече-

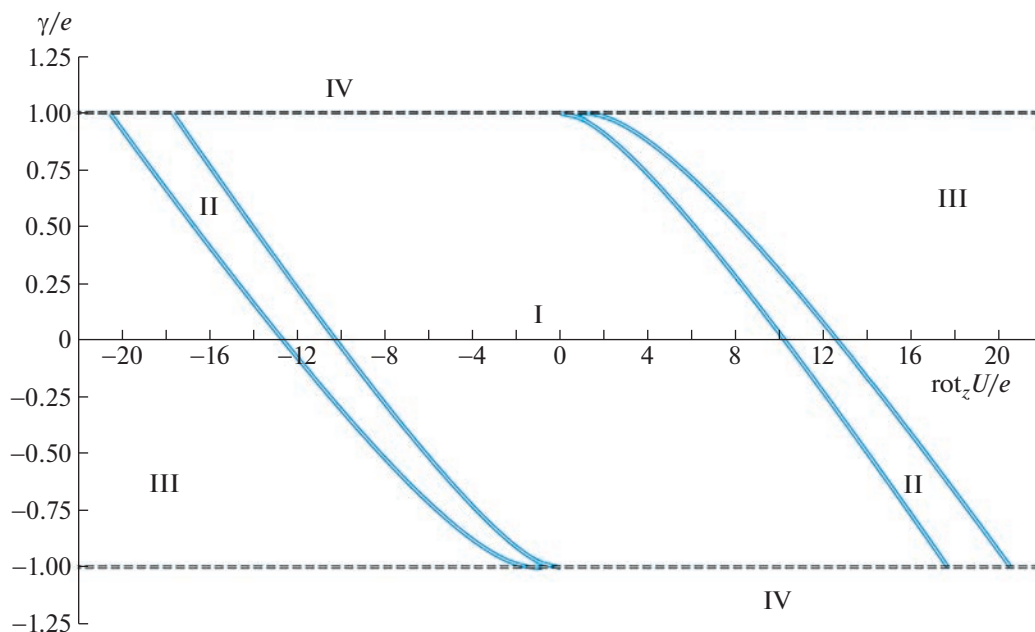


Рис. 1. Демонстрационная карта зон поведения вихрей на примере значения $K = 0.4$ в плоскости параметров $(\gamma/e, \text{rot}_z U/e)$. По оси ординат выделяются три области: для двух областей $|\gamma/e| > 1$ присутствуют только колебательный и вращательный режимы (зона IV), область простирается до бесконечности; в области $|\gamma/e| \leq 1$ разрешены все три режима, которые отделены друг от друга четырьмя кривыми, выходящими попарно из $(0; \pm 1)$ и близкой к ним точкам. В результате полоса $|\gamma/e| \leq 1$ разбивается на симметричные три зоны:

- внутренняя (зона I) — обязателен только режим неограниченного вытягивания ядра вихря;
- промежуточная (зона II) — разрешены колебательный режим и неограниченного вытягивания;
- внешняя (зона III) — разрешены все режимы: вращательный, колебательный и вытягивания.

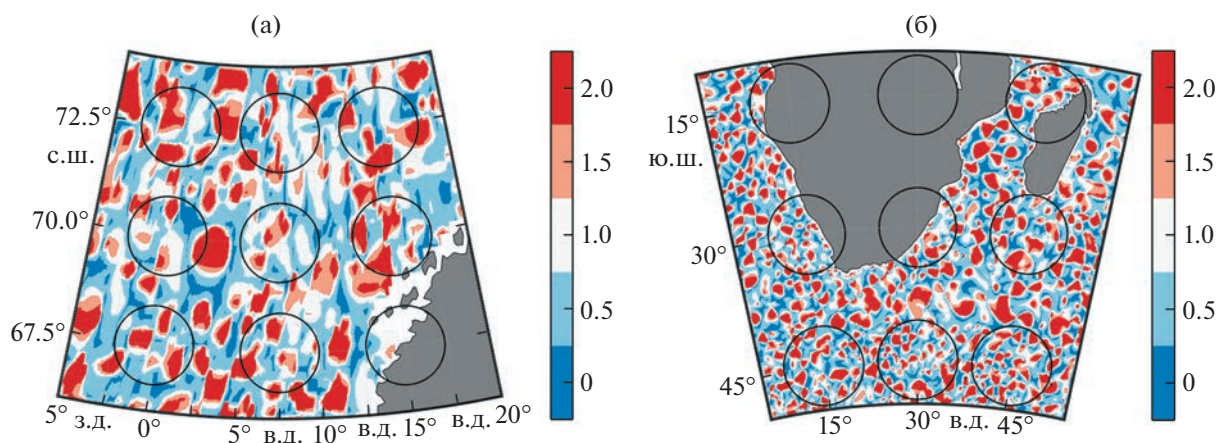


Рис. 2. Распределения значений $|\gamma/e|$ в Лофотенской котловине (а) и в регионе течения Агульяс (б). Красные области $|\gamma/e| > 1$ соответствуют зонам с запретом на неограниченное вытягивание вихрей; в голубых с $|\gamma/e| < 1$ разрешено неограниченное вытягивание вихрей. Исходные данные имеют пространственное разрешение 0.25° , проведено сглаживание методом скользящего среднего с шириной окна 5 ячеек. Для сравнения показаны окружности с радиусом 100 км (а) и 500 км (б).

ние, то естественно ожидать, что “потерянная” энергия вихрей перераспределится назад в течение. Если вернуться к представлению ансамбля вихрей как к геофизической турбулентности, где вихри генерируются течением и затем энергетически

взаимодействуют с ним, то явление возвращения энергии от турбулентности в течение называется явлением “отрицательной вязкости” или обратным каскадом энергии. В нашей работе мы соприкоснулись с явлением “отрицательной

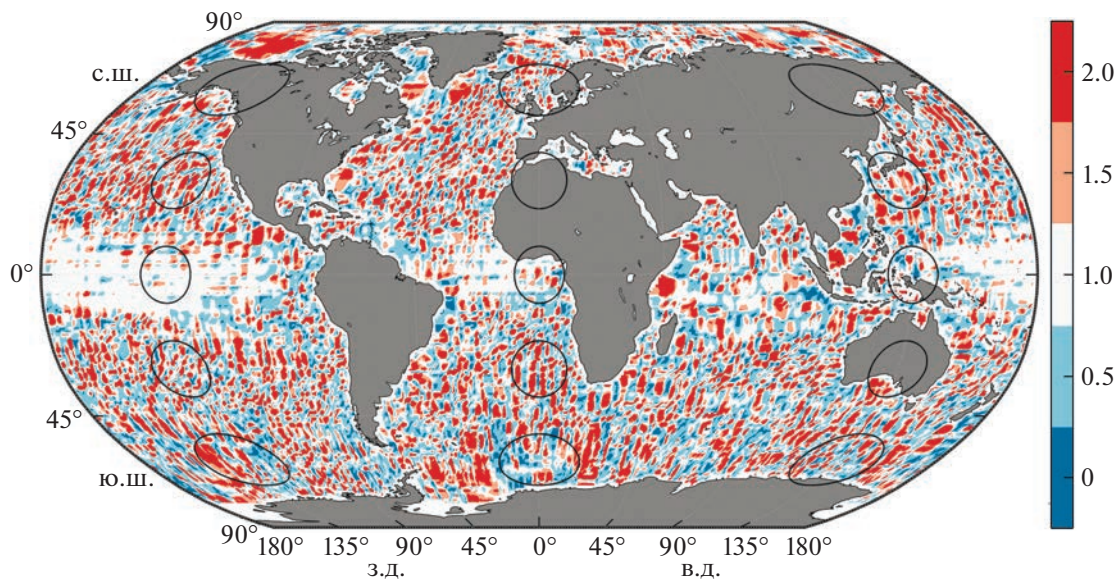


Рис. 3. Пространственное распределение параметра $|\gamma|/\epsilon$ для Мирового океана. Исходные данные имеют пространственное разрешение 1° , проведено сглаживание методом скользящего среднего с шириной окна 10 ячеек. Для сравнения показаны окружности с радиусом 1000 км. Окружности проведены на широтах 0° , 30° , 60° и на долготах 0° , 135° .

вязкости” и показываем в Мировом океане области ее проявления (голубой цвет на рис. 2 и 3). Хотя полной ясности в вопросе передачи энергии вихрей по спектру размеров еще нет, тем не менее процесс превращения вихрей в филаменты в конечном итоге должен привести к интегральному перераспределению энергии вихрей от мезомасштаба на субмезомасштаб (прямой энергетический каскад), а уменьшение энергии вихрей при том же процессе вытягивания возвращает энергию в течения (обратный каскад энергии или явление отрицательной вязкости).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00267) и по теме государственного задания 0128-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жмур В.В. Мезомасштабные вихри океана. М: ГЕОС, 2011. 384 с.
2. Чаплыгин С.А. Собрание сочинений. Том 2. М: Гостехиздат, 1948. 642 с.
3. Kida S. Motion of an Elliptic Vortex in Uniform shear flow // J.Phys. Soc. Japan. 1981. V. 50. № 10. P. 3517–3520.
4. Жмур В.В., Панкратов К.К. Дальнее взаимодействие ансамбля квазигеострофических эллипсоидальных вихрей. Гамильтонова формулировка // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26. № 9. С. 972–981.
5. Жмур В.В., Панкратов К.К. Динамика эллипсоидального приповерхностного вихря в неоднородном потоке // Океанология. 1989. Т. 29. № 2. С. 205–211.
6. Жмур В.В., Шепеткин А.Ф. Эволюция эллипсоидального вихря в стратифицированном океане в приближении f-плоскости // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 5. С. 492–503.
7. Pankratov K.K., Zhmur V.V. A dynamics of desingularized quasigeostrophic vortices // Phys. Fluids A. 1991. V. 3. P. 1464.
8. Meacham S.P. Quasigeostrophical ellipsoidal vortices in stratified fluid // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1992. V. 16. № 3–4. P. 189–223.
9. Meacham S.P., Pankratov K.K., Shchepetkin A.F., Zhmur V.V. The interaction of ellipsoidal vortices with background shear flows in a stratified fluid // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1994. V. 21. № 2–3. P. 167–212.
10. Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белonenko Т.В. Особенности формирования поля плотности в мезомасштабных вихрях Лофотенской котловины. Часть 2 // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 341–356.
11. Жмур В.В., Новоселова Е.В., Белonenko Т.В. Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 6. С. 721–732.
12. Zhmur V.V., Novoselova E.V., Belonenko T.V. Peculiarities of Formation the of Density Field in Mesoscale Eddies of the Lofoten Basin: Part 1 // Oceanology. 2021. V. 61. № 6. P. 830–838.
13. Lellouche J.-M., et al. The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. P. 698876.

DIRECT AND INVERSE ENERGY CASCADE IN THE OCEAN DURING VORTEX ELONGATING

Corresponding Member of the RAS V. V. Zhmur^{a,b,c,#}, T. V. Belonenko^c, E. V. Novoselova^c, and B. P. Suetin^b

^a*P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: zhmur-vladimir@mail.ru*

When mesoscale vortices interact with the flow, there are three variants of their behavior: rotation, nutational oscillations, and unlimited elongating. This paper describes the physical conditions of vortex transforming into filaments. We estimate the proportion of vortices that are stretching out into filaments in the World Ocean and some regions. Due to the elongation, the vortices redistribute the energy from mesoscale to submesoscale.

Keywords: vortex, elongating, vortex thread, filament

УДК 621.039.7

УСТОЙЧИВОСТЬ В ВОДЕ МАТРИЦ РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-АКТИНИДНОЙ ФРАКЦИИ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

© 2023 г. И. М. Мельникова^{1,2,*}, М. Ю. Каленова¹,
А. С. Щепин¹, член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев^{1,2}

Поступило 02.08.2022 г.

После доработки 12.10.2022 г.

Принято к публикации 13.10.2022 г.

Изучена при 25, 200 и 240°C устойчивость в воде матриц для иммобилизации редкоземельно-актинидной фракции высокорadioактивных отходов, сложенных фазами $\text{Nd}_2\text{ZrTiO}_7$ (структура типа пироклора) или $\text{Nd}_4(\text{Ti,Zr})_9\text{O}_{24}$ (ромбическая сингония, природный аналог отсутствует). Образцы получены плавлением гранулированной шихты в холодном тигле индукционного нагрева. На 28-е сутки контакта значение скорости выщелачивания имитатора отходов (Nd^{3+}) меньше 5×10^{-8} г/(см² сут), что доказывает высокую гидротермальную устойчивость матриц.

Ключевые слова: актиниды, матрица, пироклор, ромбический титанат, ИПХТ, выщелачивание

DOI: 10.31857/S2686739722601594, **EDN:** SWTVVB

Обращение с высокорadioактивными отходами (ВАО) оборонной промышленности и мирной ядерной энергетики уже 70 лет остается важнейшей научной и технической задачей [1–6]. ВАО предлагается включать в особые материалы – матрицы для размещения в геологическом хранилище. Используемые для этой цели стекла В–Si или Na–Al–P-состава [2–5] под действием радиогенного тепла и действия подземных вод будут замещаться вторичными фазами [7–9], что ухудшает их защитные свойства. Альтернативой стеклам служат многофазные керамики типа Синрок для ВАО или более простого строения для актинидов и редкоземельно-актинидной (РЗЭ-МА) фракций [6, 10, 11]. Фракционирование позволяет извлечь из ВАО ценные продукты деления, вернуть делящиеся изотопы (U, Pu) в топливный цикл, оптимизировать обращение с отходами путем сокращения объема и выбора подходящей матрицы. Фракции ВАО состоят из близких по химическим свойствам элементов, что упрощает их иммобилизацию в материалы с необходимыми свойствами. Одно из главных требований к матрицам связано с практической возможностью их дистанционного получения. Для этого перспек-

тивен метод индукционного плавления в “холодном” тигле, ИПХТ [4], который с 2010 г. применяют для остекловывания ВАО во Франции [12]. Этим способом ранее [13, 14] уже были получены блоки керамических матриц с имитаторами ВАО или РЗЭ-актинидной фракции массой от 6 до 15 кг.

Сложной задачей перехода от лабораторного синтеза матриц с имитаторами ВАО к реальной технологии их получения является подготовка исходной радиоактивной шихты. В настоящее время используются два приема, протекающие в 1 или 2 стадии [2–4]. В первом случае для получения низкоплавких (900°C) Al–P-стекломатриц концентрированные жидкие отходы вместе с раствором фосфорной кислоты подают в керамическую печь – плавитель. По второй технологии жидкие ВАО нагреванием превращают в порошок оксидов (кальцинат), который смешивается с компонентами шихты для получения матриц плавлением при температурах 1150–1200°C (В–Si-стекла) или спеканием при 1200–1400°C и обычном или повышенном давлении (керамики) [1–7].

Специалистами АО “ВНИИХТ” предложен новый способ иммобилизации ВАО в матрицы, который совмещает получение гранулированного прекурсора и последующую его плавку в ИПХТ с образованием компактной конечной формы. Такой подход позволит снизить уносы в сравнении с кальцинатом [15], уменьшить абразивное и коррозионное воздействие на аппарат – гранулятор

¹АО “Ведущий научно-исследовательский институт химической технологии”, Москва, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: irina.sokolova95@yandex.ru

Таблица 1. Технические характеристики установки – гранулятора

Характеристика		Значение
Тарель		
Материал		сталь марки 12X18H10T, лист толщиной 4 мм
Высота борта, мм		200
Диаметр, мм		1000
Максимальная температура дна, °C		300
Регулировка мощности нагрева		Ступенчатая, с шагом 1В, посредством ЛАТР TDGC 2–7 (Suntek, Китай)
Диапазон углов наклона от нормали, град		15–75
Масса, кг		50
Мотор-редуктор		
Мощность, Вт		3000
Частота вращения на валу, об/мин	при 50 Гц	45
	при 60 Гц	54
Управление частотой вращения		Бесступенчатое, с помощью векторного ПЧ Hyundai N700E-037HF

за счет образования плотного слоя гарнисажа, повысить эффективность получения матрицы в ИПХТ из-за снижения в прекурсор содержания воды до 20 мас. %.

Наработка гранул прекурсора проводилась на демонстрационном обогреваемом тарельчатом

Таблица 2. Технические характеристики лабораторной установки плавления ВЧИ-120

Наименование характеристики	Значение
Внутренний диаметр холодного тигля, мм	120
Высота холодного тигля, мм	350
Максимальная масса матрицы за одну плавку, кг	8
Максимальная температура в холодном тигле, °C	3000
Избыточное давление в плавильной камере, Па	$(10.3–13.7) \times 10^4$
Остаточное давление перед заполнением инертным газом, Па	13.3
Режим работы	периодический
Продолжительность одной плавки, час	1–3
Расход воды на охлаждение, м ³ /час	8
Потребляемая мощность от сети, не более, кВт	140
Колебательная мощность номинальная, кВт	100
Частота тока в индукторе, МГц	1.76
Выходная мощность, не менее, кВт	60

грануляторе (рис. 1 а, табл. 1), в чашу которого загружалась смесь компонентов, отвечающая составу матрицы. Затем на волну порошка дозированно подавался имитатор жидких ВАО с формированием окатышей. Их размер и прочность зависели, в первую очередь, от состава смеси, в меньшей степени – температуры, задаваемой в пределах 200–270°C. Толщину гарнисажного слоя регулировали положением скребка. В ходе грануляции скорость вращения борта тарели 1.54 м/с, угол наклона тарели к вертикали равнялся 40°. Полученный гранулированный прекурсор (рис. 1 б, в) порциями загружали в плавильный узел ИПХТ (рис. 1 г, д, табл. 2) на зеркало стартовой ванны расплава. После гомогенизации расплава и выключения установки осуществлялись его кристаллизация, охлаждение до комнатной температуры и механическое извлечение блока (рис. 1 е), обусловленное особенностями конструкции холодного тигля. Подготовка образцов для испытания (рис. 1 ж) проводилась с использованием прецизионных станков. Матрицы получены способом и в масштабе, близкими к реальным технологическим условиям, что обеспечивает соответствие строения этих образцов промышленному продукту.

Для изоляции РЗЭ-актинидной фракции, РЗЭ-МА (МА = Am, Cm) перспективны фазы системы Nd₂O₃–TiO₂–ZrO₂ [5, 13, 16]. Они содержат большое количество элементов РЗЭ–МА-фракции, устойчивы к радиации, однако их выщелачивание в воде изучалось, в основном, при температурах до 100°C. Распад радионуклидов в первые сотни–тысячи лет после захоронения матрицы приведет к ее разогреву до 300°C и выше, а затем температура снизится до фоновых значений [17, 18].



Рис. 1. Установка для грануляции (а). Гранулы исходной шихты образцов “П” (б) и “РТ” (в). “Холодный” тигель (г) и установка ИПХТ (д). Подготовленные для изучения образцы (е, ж).

Цель работы заключалась в изучении поведения матриц с имитатором РЗЭ-актинидной фракции (Nd) в воде при 25, или 200 и 240°C и давлении насыщенного пара воды.

Плавлением гранулированной шихты методом ИПХТ при 1600°C получены 2 образца (рис. 1) состава: $\text{Nd}_2\text{ZrTiO}_7$ (образец “П”) и 80% $\text{Nd}_4\text{Ti}_8\text{ZrO}_{24}$ + 20% TiO_2 (образец “РТ”) мас-

Таблица 3. Составы образцов “П” и “РТ” по данным методов ICP–MS- и СЭМ/ЭДС-анализа

Элемент	Содержание элементов, мас. %, ICP-MS			Коэффициент вариации*, отн. %	Данные СЭМ/ЭДС, мас. %
	Периферия блока		Центр блока		
Образец “П”					
Nd	47.8	47.8	47.1	0.8	50.9
Ti	10.0	10.0	9.7	2.1	8.6
Zr	15.8	16.1	16.2	1.3	19.4
O**	26.4	26.1	27.0	—	21.1
Образец “РТ”					
Nd	30.0	29.2	28.4	2.8	33.5
Ti	36.2	38.3	35.7	3.7	29.7
Zr	11.1	9.8	10.4	6.2	8.4
O**	22.7	22.7	25.5	—	28.4

Примечание. * — разница составов в центре и на периферии блока, ** — исходя из суммы, равной 100 мас. %.

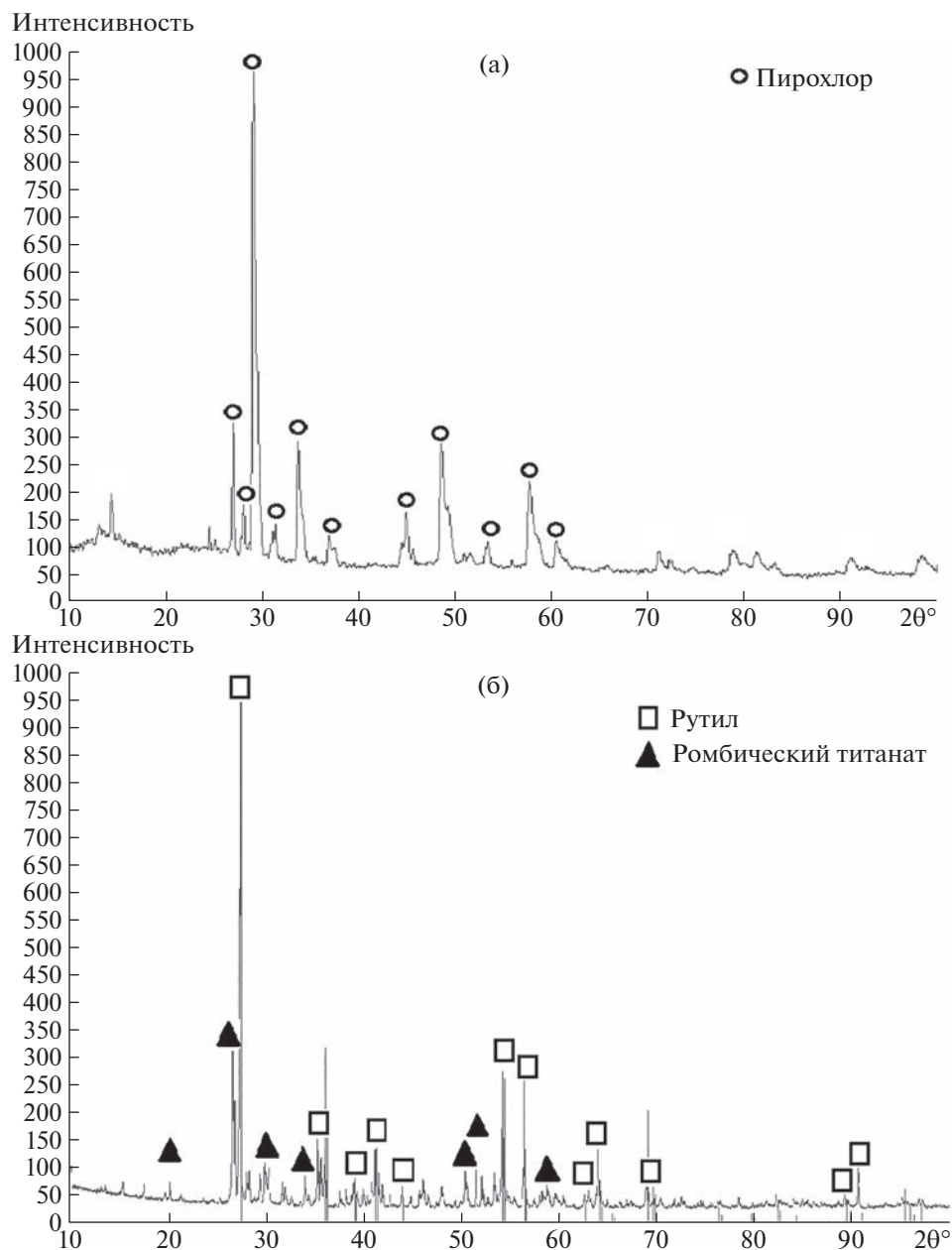


Рис. 2. Дифрактограммы образца “П” (а) и “РТ” (б). Вертикальные отрезки – эталоны базы PDF: пирохлор – 96-153-0980, ромбический титанат Nd – 00-033-0943, рутил – 00-021-1276.

сой 1.8 кг каждый. Их изучали рентгенофазовым анализом (РФА) и в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ/ЭДС), состав растворов определен на спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, XSeries II). Этим же методом проанализированы составы самих образцов.

Для выщелачивания готовили образцы с площадью поверхности 10–12 см² (рис. 1 ж). Раствором служили дистиллированная вода (при 25°C) и модельная вода гранитных массивов (200 и 240°C) состава, в мг/л: 6 (Na⁺ + K⁺), 50 Ca²⁺, 12 (Mg²⁺ +

+ Sr²⁺), 5 (Cl⁻ + SO₄²⁻), 190 HCO₃⁻, 22 H₂CO₃, pH 7.1, что близко к данным [8, 9]. Исследования выполнялись в аналитических центрах АО “Гиредмет”, АО “ВНИИХТ”, а также в ИГЕМ РАН (СЭМ/ЭДС анализ образцов).

В опытах при 25°C образцы размещали на подставке во фторопластовом контейнере, в него заливали воду (отношение V_ж/S_{тв} от 3 до 10), после чего контейнер закрывали. В опытах при 200 и 240°C образцы помещали на дно контейнера и добавляли раствор. Контейнеры загружали в автоклавы, помещали в микроволновую установку,

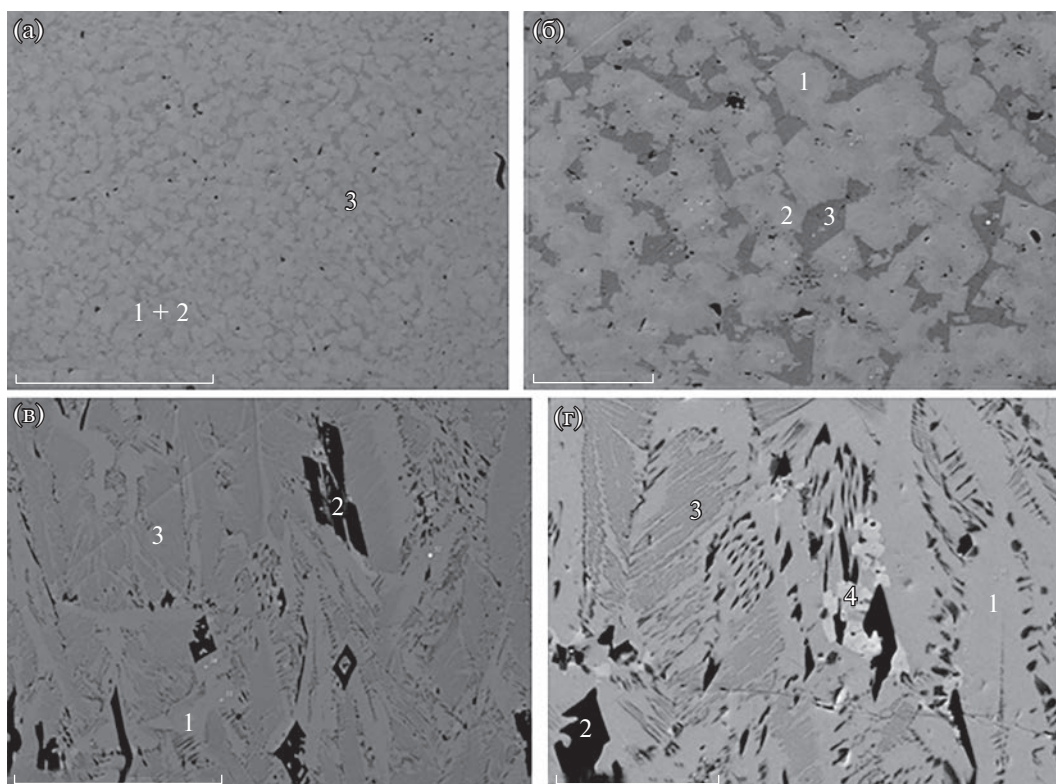


Рис. 3. СЭМ/ЭДС-снимки образцов “П” (а, б: 1 и 2 — пироклор, 3 — перовскит, черное — поры) и “РТ” (в, г: 1 — ромбический титанат Nd, 2 — рутил, 3 — смесь ромбического титаната Nd и рутила, 4 — пироклор). Масштабные метки равны 500 (а), 100 (б), 250 (в) или 50 (г) мкм.

где нагревали до заданной температуры. Замену раствора и анализ проводили на 1, 3, 7, 10, 14, 21 и 28 суток от начала эксперимента. Расчет нормализованной массы потерь проводили по формуле (1):

$$(NL)_i = \frac{m_i}{Sf_i} \quad (1)$$

NL_i — нормализованная масса, г/см²; m_i — масса элемента i в растворе после выщелачивания, г;

S — площадь поверхности образца, см²; f_i — массовая доля элемента i в образце.

Скорости выщелачивания элемента рассчитывали по формуле (2):

$$R_i = \frac{(NL)_i}{t_n} \quad (2)$$

R_i — скорость выщелачивания элемента i , г/см² сут; t_n — длительность выщелачивания, сут.

Таблица 4. Составы фаз (мас. %) в образцах, данные СЭМ/ЭДС. Курсив — среднее значение

Оксид	Образец “П”, цифры как на рис. 3а, б			Образец “РТ”, цифры как на рис. 3 в, г			
	Пироклор (1)	Пироклор (2)	Перовскит (3)	Титанат Nd (1)	Рутил (2)	Титанат Nd и рутил (3)	Пироклор (4)
TiO ₂	5.9–6.7 <i>6.4 (5)*</i>	12.4–13.9 <i>13.4 (5)</i>	34.0–34.4 <i>34.2 (3)</i>	48.3–49.0 <i>48.8 (6)</i>	84.9–85.4 <i>85.1 (3)</i>	48.7–49.1 <i>48.9 (6)</i>	34.0–35.4 <i>34.9 (4)</i>
ZrO ₂	34.5–36.1 <i>35.0 (5)</i>	28.4–29.8 <i>29.2 (5)</i>	2.1–2.3 <i>2.2 (3)</i>	4.6–5.3 <i>4.7 (6)</i>	14.2–14.6 <i>14.5 (3)</i>	10.5–11.1 <i>10.8 (6)</i>	14.8–23.4 <i>19.8 (4)</i>
Nd ₂ O ₃	58.0–59.0 <i>58.6 (5)</i>	56.8–58.6 <i>57.5 (5)</i>	63.5–63.8 <i>63.6 (3)</i>	45.7–46.2 <i>46.0 (6)</i>	—	39.9–40.7 <i>40.4 (6)</i>	42.2–49.5 <i>44.9 (4)</i>
SiO ₂	—	—	—	0.4–0.7 <i>0.5 (6)</i>	0.4–0.5 <i>0.4 (3)</i>	—	0.3–0.6 <i>0.4 (4)</i>

Примечание. Прочерк — меньше предела обнаружения, 0,3 мас. %. * — число параллельных определений.

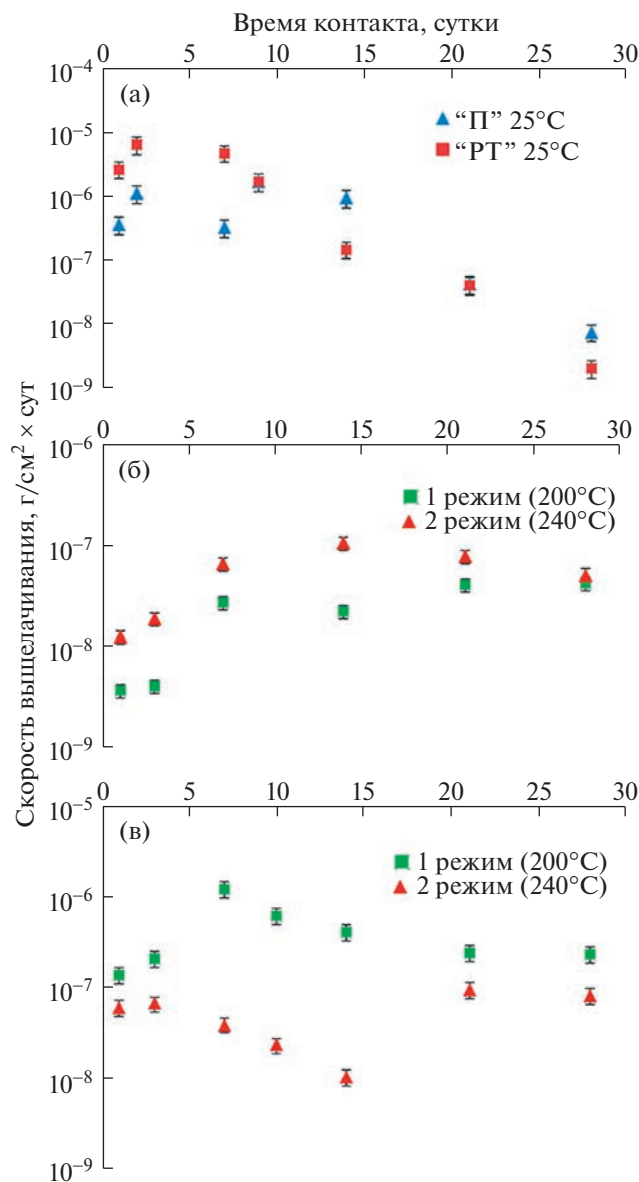


Рис. 4. Скорость выщелачивания Nd из образцов “П” и “РТ” при 25 (а), 200 и 240°C (б – обр. “П”, в – обр. “РТ”). Точность измерений содержаний элементов в растворе составляет 5–10%. График построен в логарифмических координатах.

Химические и фазовые составы образцов близки к расчетным значениям (табл. 3). Их СЭМ/ЭДС-анализ сделан с участков размером (640–480) микрон на (1270–960) микрон, что в сотни раз больше величины отдельных зерен, эти значения согласуются с данными ICP-MS.

Отражения на рентгенограмме образца “П” отвечают пирохлору (рис. 2), расщепление пиков указывает на наличие двух фаз с разным параметром ячейки. Его СЭМ/ЭДС-изучение выявило присутствие трех типов зерен, различающихся цветом и составом. Серая и светлая фазы (пирохлор) слагают зерна правильной формы (рис. 3), их центр сложен светлой фазой, края – серой со сред-

ними составами $\text{Nd}_2\text{Ti}_{0.8}\text{Zr}_{1.2}\text{O}_7$ и $\text{Nd}_2\text{Ti}_{0.4}\text{Zr}_{1.6}\text{O}_7$ (табл. 4). Между зернами пирохлора имеется темная фаза моноклинного титаната $\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ со структурой перовскита. Образец “РТ” состоит из фазы $\text{Nd}_4(\text{Ti,Zr})_9\text{O}_{24}$, рутила $(\text{Ti,Zr})\text{O}_2$ (рис. 3, табл. 4) и редких зерен пирохлора $\text{Nd}_2(\text{Ti,Zr})_2\text{O}_7$. В его составе обнаружена примесь SiO_2 , вероятно из-за загрязнения исходных реактивов, однако это не привело к появлению самостоятельной фазы кремнезема.

На 3–7 сутки (при 25°C) или 7–14 сутки (200 и 240°C) опыта наблюдается максимум скорости выщелачивания Nd (рис. 4), причина этого нам неизвестна. Возможное объяснение связано с наличием

микроколичества фазы, более растворимой в воде. После трех недель при 25°C скорость выщелачивания Nd становится меньше 10^{-8} г см⁻² сут⁻¹, с ростом температуры эксперимента до 200 и 240°C это значение увеличивается до 10^{-7} – $10^{-7.5}$ г см⁻² сут⁻¹.

При выборе матрицы ВАО основное значение имеют емкость в отношении отходов, ее устойчивость к выщелачиванию и наличие технологии получения [4, 12]. Содержание отходов в Al–P- и B–Si-стеклах ограничено 5–18 мас. %, со временем их устойчивость в водах снизится из-за кристаллизации. Для изоляции РЗЭ–МА-фракции перспективны титанаты и цирконаты РЗЭ. Методом ИПХТ получены образцы на основе пироклора или ромбического титаната с 60 и 40 мас. % имитатора фракции (Nd₂O₃). При 25°C скорость выщелачивания Nd ниже 10^{-8} г см⁻² сут⁻¹, в экстремальных условиях (240°C, 32 атм) ее значения на 28 сутки составили $(2–5) \times 10^{-8}$ г см⁻² сут⁻¹. Это близко к устойчивости титанатов (пироклор, цирконолит, браннерит) и силикатных (брито-лит) матриц при 70–90°C [2, 3, 5, 6, 11]. Устойчивость в воде изученных нами керамик сопоставима с данными для тугоплавких стекол с РЗЭ [19] и на 2–3 порядка выше, чем у B–Si- и Al–P-стекло-матриц при 90–120°C [6–9]. Опыты длительностью в несколько суток и недель отражают начальную стадию растворения матриц [20]. Со временем матрица на контакте с раствором обогащается наименее растворимыми элементами, в частности Ti и Zr. В результате скорости выщелачивания элементов снижаются в сотни и тысячи раз. Из-за разницы в скоростях выщелачивания элементов кристаллических (Ti, Zr) и стеклообразных (B–Si- или Al–P-) матриц коррозионная стойкость керамик в водах существенно выше, чем у стекол. Это определяет предпочтительность их применения для изоляции акти-нидов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов за ценные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена по результатам НИОКР (договор № 774/179-Д/63/4794-Д между АО “ВНИИХТ” и частным учреждением по обеспечению научного развития атомной отрасли “Наука и инновации”) и в рамках выполнения темы государственного задания для ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hatch L.P.* Ultimate disposal of radioactive wastes // *Amer. Scientist*. 1953. V. 41. P. 410–421.

2. *Hench L.L., Clark D.E., Cambell J.* High level waste immobilization forms // *Nucl. Chem. Waste Managem.* 1984. V. 5. P. 149–173.

3. *Radioactive waste forms for the future.* Lutz W., Ewing R.C. (eds.). NY: Elsevier, 1988. 778 p.

4. *Полужтков П.П., Суханов Л.П., Матюнин Ю.И.* Научные подходы и технические решения в области обращения с жидкими высокоактивными отходами // *Росс. хим. журнал*. 2005. Т. XLIX. № 4. С. 29–41.

5. *Юдинцев С.В., Никольский М.С., Стефановская О.И., Никонов Б.С.* Кристаллохимический фактор выбора матриц РЗЭ–актинидов // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 504. № 2. С. 89–96.

6. *Donald I.W.* Waste immobilization in glass and ceramic based hosts: radioactive, toxic, and hazardous wastes. Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd., 2010. 507 p.

7. *Алой А.С., Никандрова М.В.* Выщелачивание боросиликатных стекол, содержащих модельные ВАО ОДЦ ГХК, в минерализованной воде гранитоидной формации // *Радиохимия*. 2015. Т. 57. № 5. С. 466–470.

8. *Мартынов К.В., Захарова Е.В.* Выщелачивание матриц с радиоактивными отходами в условиях захоронения на примере модельного фосфатного стекла // *Радиохимия*. 2021. Т. 63. № 1. С. 80–92.

9. *Frolova A.V., Danilov S.S., Vinokurov S.E.* Corrosion behavior of some glasses immobilized with REE in simulated mineralized solutions // *Ceramics Intern.* 2022. V. 48. Iss. 14. P. 19644–19654.

10. *Ringwood A.E., Kesson S.E., Ware N.G., Hibberson W.O., Major A.* The SYNROC process: A geochemical approach to nuclear waste immobilization // *Geoch. Journ.* 1979. V. 13. P. 141–165.

11. *Lumpkin G.R.* Ceramic host phases for nuclear waste remediation // *Experimental and Theoretical Approaches to Actinide Chemistry*. J.K. Gibson, W.A. de Jong (eds.). Wiley, 2018. P. 333–376.

12. *Vernaz É., Bruezière J.* History of nuclear waste glass in France // *Procedia Materials Science*. 2014. V. 7. P. 3–9.

13. *Yudintsev S.V., Stefanovsky S.V., Kalenova M.Yu., Nikonov B.S., Nikol'skii M.S., Koshcheev A.M., Shchepin A.S.* Matrices for immobilization of the rare earth–actinide waste fraction, synthesized by cold crucible induction melting // *Radiochemistry*. 2015. V. 57. № 3. P. 321–333.

14. *Amoroso J.W., Marra J., Dandeneau C.S., Brinkman K., Xu Y., Tang M., Maio V., Webb S.M., Chiu W.K.S.* Cold crucible induction melter test for crystalline ceramic waste form fabrication: A feasibility assessment // *Journal of Nuclear Materials*. 2017. V. 486. P. 283–297.

15. *Митянин А.С., Мусатов Н.Д., Полужтков П.П., Смелова Т.В., Шестоперов И.Н.* Технология кальцинации жидких радиоактивных отходов в роторном кальцинаторе // *Экология и промышленность России*. 2012. № 3. С. 12–15.

16. *Shoup S.S., Bamberger C.E., Tyree J.L., Anovitz L.* Lanthanide-containing zirconotitanate solid solutions // *J. Solid State Chem.* 1996. V. 127. P. 231–239.

17. *Weber W.J.* Radiation and thermal ageing of nuclear waste glass // *Procedia Materials Science*. 2014. V. 7. P. 237–246.

18. Yudintsev S.V., Malkovsky V.I., Kalenova M.Yu. The thermal field around a borehole repository of radioactive waste // *Doklady Earth Sciences*. 2021. V. 498. Pt. 2. P. 525–532.
19. Fabian M., Pinakidou F., Tolnai I., Czompoly O., Osan J. Lanthanide (Ce, Nd, Eu) environments and leaching behavior in borosilicate glasses // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. 13272.
20. Frankel G.S., Vienna J.D., Lian J., Scully J.R., Gin S., Ryan J.V., Wang J., Kim S.H., Windl W., Du J. A comparative review of the aqueous corrosion of glasses, crystalline ceramics, and metals // *Materials Degradation*. 2018. V. 2 (15). P. 1–16.

DURABILITY IN WATER OF MATRICES FOR RARE-EARTH – ACTINIDE FRACTION OF HIGH-LEVEL RADIOACTIVE WASTE

I. M. Melnikova^{a,b,#}, M. Yu. Kalenova^a,

A. S. Shchepin^a, and Corresponding Member of the RAS S. V. Yudintsev^{a,b}

^a*Leading Research Institute of Chemical Technology JSC, Moscow, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: irina.sokolova95@yandex.ru*

The durability in waters of matrices for rare-earth – actinide fraction HLW has been studied at 25 (1 atm.), 200 or 240°C (pressure of saturated vapor). The samples composed of Nd₂ZrTiO₇ (cubic pyrochlore-type structure) or Nd₄(Ti,Zr)₉O₂₄ (orthorhombic symmetry, no natural analogue), phases were obtained by induction melting in a “cold” crucible. Leaching rate of Nd (imitator of REE-MA fraction) on the 28th day of experiment was lower than 5×10^{-8} g/(cm² day). These results confirmed a very high durability of the ceramic waste forms in hot underground waters.

Keywords: actinides, waste form, pyrochlore, orthorhombic titanate, IMCC, leaching

УДК 502.1:504.1: 470.4

ВЛИЯНИЕ НЕФТЕДОБЫЧИ НА РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОМ СТЕПНОМ РЕГИОНЕ

© 2023 г. К. В. Мячина^{1,*}, С. А. Дубровская¹, Р. В. Ряхов¹, академик РАН А. А. Чибилёв¹

Поступило 06.10.2022 г.

После доработки 18.10.2022 г.

Принято к публикации 19.10.2022 г.

Цель работы — рассмотреть особенности развития эрозионной сети в степной зоне со смешанным сельскохозяйственным и нефтедобывающим природопользованием. Исследования выполнялись на шести ключевых участках площадью 100 км² каждый, выделенных в пределах Волго-Уральского степного региона. Для картирования и классификации эрозионных форм рельефа использовались спутниковые изображения и исследования на местности. Выделены очаги эрозионной активности на ключевых участках за период с 1985 по 2020 г. Выполнен анализ длины и густоты пространственного распределения элементов эрозионной сети. Показано, что активизация производственной деятельности на нефтяном месторождении способна инициировать новые и усиливать текущие эрозионные процессы — в период максимальной техногенной нагрузки общая протяженность элементов эрозионной сети может увеличиваться более чем на 50%. Наблюдается устойчивый рост суммарной длины объектов эрозионной сети в ходе увеличения периода эксплуатации месторождений. Сельскохозяйственные земли, находящиеся в зоне влияния нефтепромысла, подвержены повышенному риску деградации почвенных ресурсов, что актуализирует задачи защиты земель от техногенных преобразований и их возврата в сельскохозяйственный оборот.

Ключевые слова: добыча нефти, сельскохозяйственные земли, эрозионные процессы, Волго-Уральский степной регион

DOI: 10.31857/S2686739722602162, **EDN:** SWOXDP

ВВЕДЕНИЕ

В российских степных регионах разрабатывается более 500 нефтегазовых месторождений, что определяет масштабность техногенного воздействия на естественные и аграрные ландшафты. Тесное соседство элементов инфраструктуры сельскохозяйственной и нефтедобывающей отраслей приводит к созданию комплекса взаимосвязей, вызывающих определенные экологические и социально-экономические последствия. Развитие или активизация эрозионных процессов в ходе производственных работ — один из основных факторов техногенной дестабилизации естественных и аграрных ландшафтов, нередко способствующих выводу из оборота продуктивных угодий и созданию определенной социально-экономической напряженности в масштабах затронутых территориальных единиц [1, 2]. В подобных случаях ожидаемо встают задачи защиты

земель от техногенных преобразований и их возврата в сельскохозяйственный оборот [3].

Безусловно, существует множество естественных факторов развития эрозионных процессов. Существенное влияние на их интенсивность оказывают зональные характеристики местности: пересеченность рельефа, характер ливневых осадков, сильная скорость ветра, иссушение почвы, невысокое содержание в ней гумуса наряду с большим количеством пылеватых и песчаных частиц, карбонатность материнских пород [4–6]. Однако известно, что в результате многолетней эксплуатации нефтяных месторождений в почвах отмечается повышение концентрации газообразных углеводородов, способствующих образованию грифонов (прорыв газа из затрубного пространства буровой скважины), вызывающих проседание почвенных горизонтов [7, 8]. Далее, при воздействии постоянных и временных водотоков на таких участках возможно образование промышленной овражно-балочной сети. Для формирования техногенной эрозии достаточными условиями являются игнорирование особенностей рельефа местности и отсутствие на участке месторождения обустроенной дренажной системы поверхностных и приповерхностных грунтовых вод.

¹Институт степи Уральского отделения
Российской академии наук, Оренбургского федерального
исследовательского центра Российской академии наук,
Оренбург, Россия

*E-mail: mavicsen@gmail.com

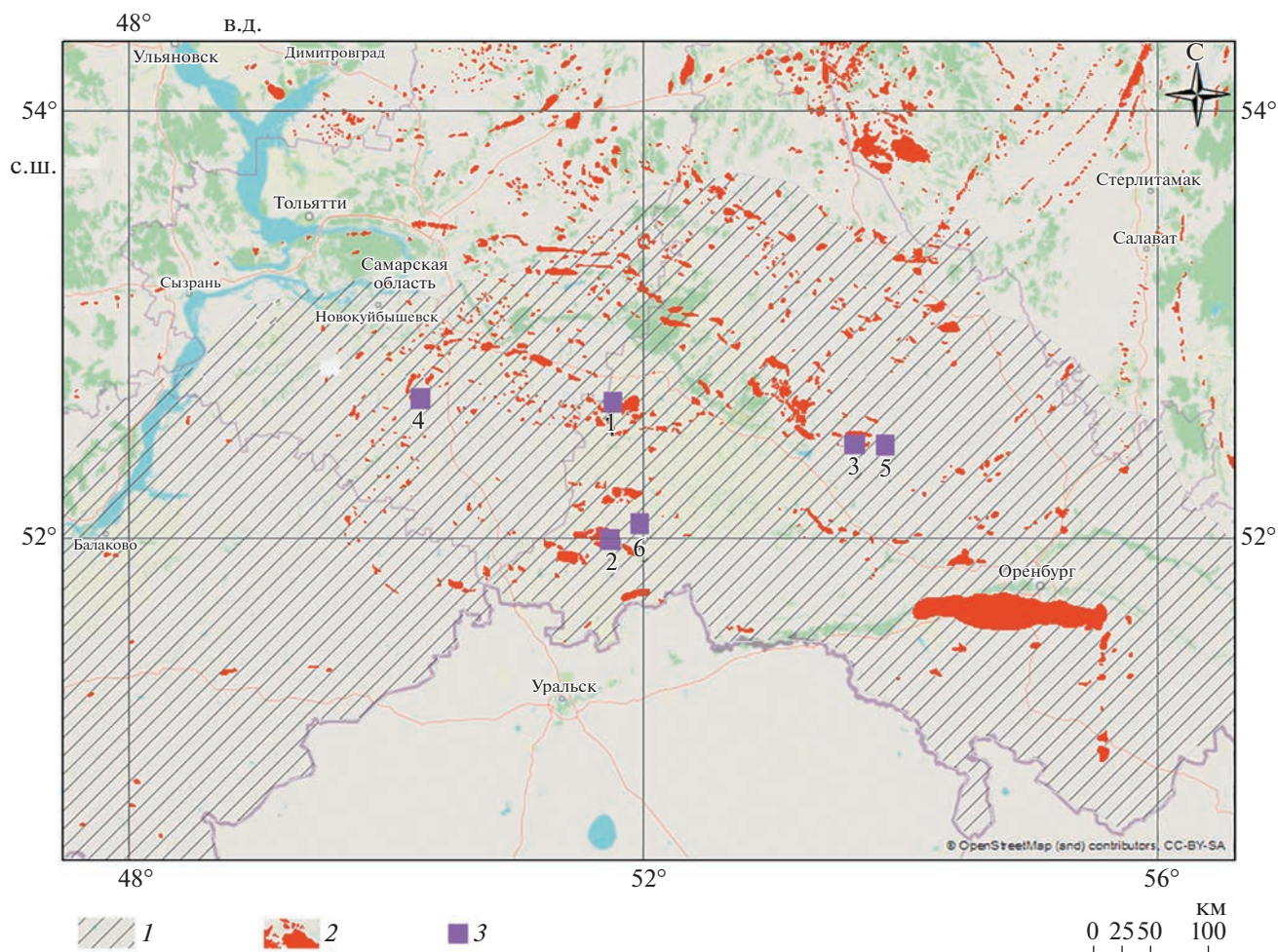


Рис. 1. Территория исследования с обозначением ключевых участков: 1 — Волго-Уральский степной нефтегазоносный регион, 2 — контуры нефтегазовых месторождений, 3 — ключевые участки исследования.

Эрозионные процессы могут возникать или усиливаться при воздействии постоянных и временных водотоков, активном использовании техники, перемещении больших объемов грунта и строительных материалов [9]. «Заточенность» некоторых, в основном — мелких, компаний-недропользователей преимущественно на извлечение финансовой выгоды, стремление максимизировать прибыль в ущерб геоэкологическому состоянию ландшафтов способствует возникновению подобных осложнений.

Связанные с нефтедобычей геоэкологические и социально-экономические последствия являются не только российской проблемой, но и входят в перечень острейших вопросов в других нефтедобывающих странах, подтверждая актуальность изучаемой темы [10, 11].

Основная цель предлагаемой работы — рассмотреть закономерности развития эрозионной сети в степном регионе со смешанным аграрно-нефтедобывающим природопользованием.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования выполнялись в Волго-Уральском степном регионе, где сельскохозяйственная деятельность и добыча нефти являются базовыми отраслями производства. Нефтедобыча в регионе ведется более 80 лет, что определяет глубину и масштабность техногенной трансформации ландшафтов, включая развитие экзогенных процессов.

Динамика эрозионной сети изучалась на шести ключевых участках площадью около 100 км² каждый (рис. 1).

Из них на четырех участках ведется активная нефтедобыча различной длительности, объекты нефтепромыслов размещены в тесном соседстве с сельскохозяйственными угодьями. Еще два участка выделены как эталонные, нефтедобыча на них отсутствует. Некоторые природные характеристики, определяющие предрасположенность ландшафтов ключевых участков к развитию природно-техногенной эрозии, представлены в табл. 1.

Таблица 1. Фоновые характеристики ключевых участков, определяющие предрасположенность ландшафтов к развитию природно-техногенной эрозии

№ ключевого участка	Средний уклон, град	Среднее годовое количество осадков, мм	Допустимая средняя неразмывающая скорость потока для подстилающих пород, м/с [3]
1	1.2	350–400	1.0
2	1.6	300–350	1.0
3	1.2	350–400	1.3
4	0.8	350–400	1.0
5	1.7	350–400	1.3
6	1.6	300–350	1.0

Как видно в табл. 1, все исследуемые участки характеризуются пологим рельефом (менее 3°), схожим и типичным для степной зоны среднегодовым количеством осадков, почти аналогичным невысоким показателем допустимой средней неразмывающей скорости потока для подстилающих пород. Исходя из указанных характеристик, можно предположить, что ключевые участки обладают сходной предрасположенностью к развитию природно-техногенной эрозии.

Анализ развития эрозионной сети на ключевых участках выполнялся путем экспертной обработки снимков спутников Ландсат (Landsat) и изображений приложения Планета Земля (Google Earth). Полученные данные верифицировались на местности в ходе полевых выездов.

На первом этапе исследования оцифровывалась эрозионная сеть ключевых участков по состоянию на 1985, 2000 и 2020 г. Выявленные элементы эрозионной сети делились на два класса: овраги (глубина 10–20 м, ширина до 30 м) и балки (глубина до 30 м, ширина до 50 м) [13]. Затем осуществлялось зонирование участков по густоте эрозионной сети. Для каждого из трех изучаемых временных срезов выделялись следующие зоны:

- с низкой густотой (менее 400 м/км²),
- со средней густотой (400–600 м/км²),
- с высокой густотой (более 600 м/км²),

На заключительном этапе исследования определялись количественные показатели эрозионной сети:

- слабое снижение общей длины (до 5%)
- отсутствие динамики
- слабый рост общей длины (до 5%)
- значительный рост общей длины (более 5%)

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Количественные результаты исследования представлены в табл. 2.

Из данных табл. 2 следует, что на первом участке исследования за два последних десятилетия не происходило значимого усиления эрозионных процессов. Это можно объяснить достижением природно-техногенной геосистемой месторождения стадии падающей добычи и, соответственно, снижения техногенной нагрузки [14]. Нефтяное месторождение здесь разрабатывается более 50 лет, за которые миновало несколько производственных циклов, включая этап максимальной добычи и максимального техногенного воздействия. К сожалению, нет возможности оценить эрозионную сеть на участке до начала функционирования нефтепромысла (1950 г.) – отсутствуют спутниковые снимки. Хотя можно предположить, что именно в период с начала эксплуатации месторождения до 1985 г. наблюдалось наиболее интенсивное развитие эрозионной сети.

На втором ключевом участке исследования месторождение находится на стадии активной добычи, что отражается на уровне техногенной нагрузки, и ее высокие показатели обуславливают инициацию эрозионных процессов. За более чем 30 лет разработки месторождения произошел рост суммарной длины элементов эрозионной сети на 9%; доля территории с высокой густотой эрозионной сети увеличилась более чем в два раза.

Нефтяное месторождение третьего ключевого участка также находится в стадии интенсивной разработки, что сказывается на показателях динамики эрозионной сети. Общая длина элементов за более чем двадцать лет функционирования нефтепромысла возросла на 51%; доля территории с высокой густотой эрозионной сети в границах участка увеличилась почти в два раза.

Четвертый ключевой участок исследования расположен в Самарской области, на Приволжской возвышенности. Рельеф возвышенности, расчлененный оврагами, балками и речными долинами, изначально предопределяет высокие показатели развития эрозионной сети. В ходе разработки месторождения эти показатели показывают слабый рост в части суммарной длины

Таблица 2. Динамика показателей эрозионных процессов на ключевых участках исследования

№ ключ. участка (рис. 1)	Период начала нефтедобычи	Суммарная длина элементов эрозионной сети в 1985 г. (км)	Суммарная длина элементов эрозионной сети в 2000 г. (км)	Суммарная длина элементов эрозионной сети в 2020 г. (км)	Направления динамики эрозионной сети
		Доля территории со средней и высокой густотой эрозионной сети	Доля территории со средней и высокой густотой эрозионной сети	Доля территории со средней и высокой густотой эрозионной сети	
1	Начало 60-х гг. XX в.	219 км 13%	224 км 12%	224 км 12%	Слабый рост
2	Начало 80-х гг. XX в.	224 км 11%	229 км 13%	244 км 25%	Значительный рост
3	Начало 90-х гг. XX в.	147 км 6%	168 км 7%	221 км 11%	Значительный рост
4	Начало 80-х гг. XX в.	310 км 29%	313 км 29%	317 км 31%	Слабый рост
5	Нефтедобыча отсутствует	117 км 2%	117 км 2%	117 км 2%	Отсутствие динамики
6	Нефтедобыча отсутствует	150 км 5%	139 км 2%	148 км 3%	Слабое снижение

элементов (рост на 2%), однако наблюдается изменение структуры элементов — увеличение доли оврагов, что свидетельствует об активизации процессов вторичного оврагообразования (рис. 2).

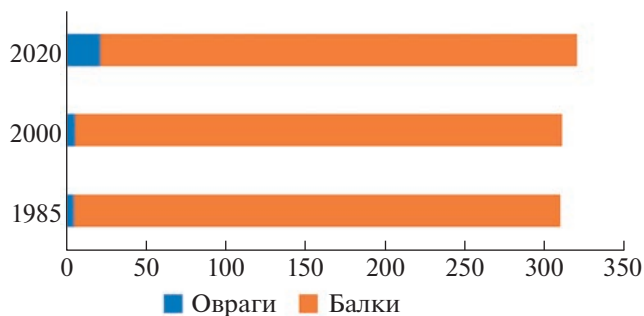
На рис. 3 представлен пример многолетней динамики плотности и пространственной локализации элементов эрозионной сети на ключевом участке № 4, построенной на основе полученных геоинформационных показателей. Приведенная на рис. 3 информация позволяет связать размещение объектов нефтепромысла и интенсификацию эрозионных процессов.

На рис. 3 видно, что очаги роста эрозионной активности (более 3 км/км²) приурочены к объектам нефтедобычи. Высокая плотность техниче-

ских сооружений способствует повышенной активности эрозионных процессов. Морфометрические особенности рельефа, сочетающиеся со спецификой воздействия нефтепромысловой инфраструктуры, привели к тому, что за время разработки месторождения активность эрозионных процессов значимо возросла за счет развития вторичного оврагообразования.

Пятый ключевой участок исследования — эталонный, нефтедобыча здесь не осуществляется, но весь исследуемый период без значительных перерывов ведутся сельскохозяйственные работы. Участок характеризуется отсутствием динамики эрозионных процессов. Этот участок расположен в Оренбургской области, в непосредственной близости от ключевого участка № 3, т.е. обладает схожими ландшафтными и локальными климатическими параметрами (см. табл. 1). Отсутствие динамики эрозионных процессов на эталонном участке № 5 доказывает связь роста показателей эрозионной сети на участке № 3 с функционированием нефтепромысла.

На шестом ключевом участке — эталонном, соседствующем с участком № 2 в Оренбургской области вблизи с границей с Казахстаном, также отсутствует нефтедобыча и ведется сельскохозяйственное землепользование. При этом здесь наблюдается даже некоторое снижение общей длины элементов эрозионной сети (на 1,3%) и доли территории с высокой густотой эрозионной

**Рис. 2.** Динамика общей и поэлементной длины эрозионной сети на ключевом участке № 4 (1985–2020 гг.).

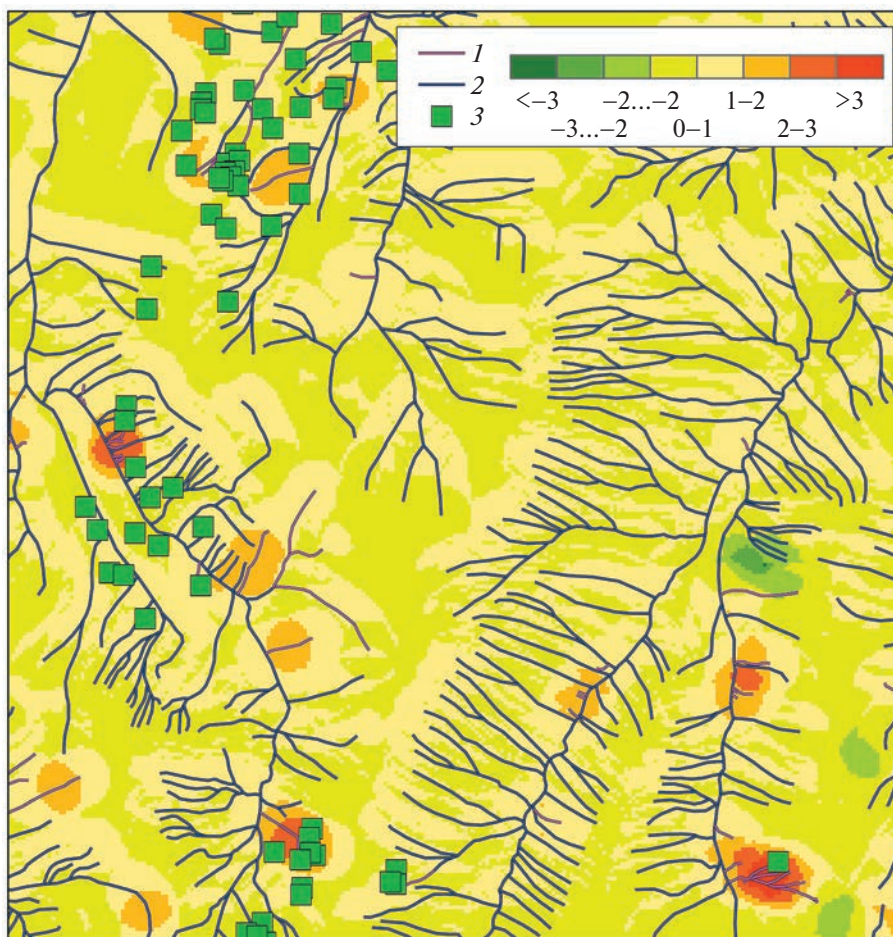


Рис. 3. Интегральная картосхема динамики эрозионных процессов (шкала интенсивности развития за 1985–2020 гг., км/км²) и структуры овражно-балочного рельефа на ключевом участке № 4. Цифрами на картосхеме обозначены: 1 – овраги, 2 – балки; 3 – объекты недропользования.

сети (на 2%), что связано с сокращением площади пашни.

Можно утверждать, что активизация техногенной деятельности на месторождениях инициировала новые и усилила текущие эрозионные процессы. Увеличение количества объектов нефтедобычи и ее интенсивности совпадает с ростом протяженности эрозионной сети. На местности выявлено, что техногенные овраги расположены как локально, вокруг обваловки площадок скважин, так и могут становиться центрами техногенного оврагообразования. Внедрение многочисленных точечных и площадных объектов нефтепромысла ведет к активизации деструктивных процессов, направленных в сторону базиса эрозии, включая процессы вторичного оврагообразования, вызванные, по-видимому, частичным изменением структуры локального водосбора. Некоторые из балочных форм выступают в роли коллекторов отработанных жидкостей, русла других разрушаются или перекрываются при меха-

нических воздействиях, тем самым создавая упор для накопления осадков.

Хотя существует пространственная привязка объектов нефтедобычи к лицензионному участку, ограничивающая варианты их расположения, необходимо в каждом конкретном случае минимизировать вероятность эрозионных процессов при внедрении нефтедобывающей инфраструктуры. Исходя из специфики объектов (в большинстве – точечных), наиболее логичным будет применение правила ландшафтной адаптивности на основе оценки локальных факторов. Например, фактор склоново-экспозиционной дифференциации ландшафтных местоположений является одним из наиболее существенных, влияющих на вероятность и силу проявления эрозионных процессов – как правило, к эрозионноопасным относят участки с уклоном более 3°. Еще одним важным параметром, влияющим на вероятность выветривания и интенсивность проявления эрозионных процессов, считается солярная экспозиция склона. При прочих равных условиях в северном полуша-

рии на южных и юго-восточных склонах зона разрушенных и поврежденных эрозией почв значительно шире, соответственно, они более подвержены негативным процессам в результате техногенных воздействий. Подобные различия связаны с дифференцированными микроклиматическими условиями, порожденными неравномерным распределением солнечного освещения. Кроме того, в нефтегазоносной части Волго-Уральского степного региона преобладают южные ветры, в связи с чем на наветренных южных склонах накапливается меньше снега. По этим причинам на северной, более заснеженной и теневой стороне склонов лучше развит растительный покров, сдерживающий процессы склоновой эрозии. Соответственно, одним из подходов может быть — например, на эрозионно-опасных склонах. Безусловно, это лишь пример наиболее простого решения, в то время как при его выборе должны оцениваться и другие составляющие и позиционные факторы различного рода. Например, альтернативное размещение может быть связано с выведением из сельскохозяйственного оборота ценных угодий, что противоречит мнениям о необходимости законодательного ограничения отводов наиболее продуктивных земель для несельскохозяйственных нужд. Выделение такого неприкосновенного “элитного фонда” земель должно опираться на материалы качественной экономической и ландшафтно-мелиоративной оценки земель, а не просто бонитировки почв, о чем нами ведется речь уже не одно десятилетие [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геоэкологическая составляющая любого вида масштабной производственной деятельности, развернутой на мировом уровне, играет существенную роль в модификации экологической и социально-экономической ситуации — окружающая среда, экономика и социум являются связанными системами. Специфика эколого-географических исследований предполагает обоснованное распространение на схожие территории выводов, сделанных по результатам изучения отдельных локальных участков. Соответственно, выявленные на локальных репрезентативных участках исследования закономерности развития эрозионных процессов позволяют говорить об аналогичных закономерностях на всех масштабах иерархической лестницы трансформированных степных и аналоговых территорий — локального, субрегионального, регионального и более крупных уровней. Проявляются значимость полученных результатов и актуальность разработки методов сохранения ценных сельскохозяйственных земель, которая является обязательным требованием для поддержания аграрного производства и,

соответственно, благополучных социально-экономических условий в нефтеносных регионах.

Для предотвращения или снижения интенсивности экзогенных процессов, вызванных техногенными причинами, необходимо:

— ограничить развитие инфраструктуры нефтегазовых промыслов в пределах эрозионно-опасных земель;

— предусмотреть мелиоративные мероприятия, направленные на снижение интенсивных эрозионных процессов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств гос. задания ИС УРО РАН (№ ГР АААА-А21-12101190016-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wang G., Innes J., Yusheng Y., Shanmu C., Krzyzanowski J., Jingsheng X., ... Wenlian L. Extent of soil erosion and surface runoff associated with large-scale infrastructure development in Fujian Province, China // *Catena*. 2012. № 89 (1). С. 22–30.
2. Arabameri A., Pradhan B., Bui D.T. Spatial modelling of gully erosion in the Ardib River Watershed using three statistical-based techniques // *Catena*. 2020. № 190. 104545.
3. Борисюк Н.К. Нефть и экономика. М: ЗАО Издательство “Экономика”, 2009. 340 с.
4. Dotterweich M., Stankoviansky M., Minár J., Koco Š., Papčo P. Human induced soil erosion and gully system development in the Late Holocene and future perspectives on landscape evolution: The Myjava Hill Land, Slovakia // *Geomorphology*. 2013. № 201. С. 227–245.
5. Trabucchi M., Comín F.A., O’Farrell P.J. Hierarchical priority setting for restoration in a watershed in NE Spain, based on assessments of soil erosion and ecosystem services // *Regional Environmental Change*. 2013. № 13 (4). С. 911–926.
6. Аввакумова А.О. Математическое моделирование факторов эрозии почв на пахотных землях (на примере территории Республики Татарстан) // *Региональные геосистемы*. 2020. № 44 (1). С. 5–15.
7. Зорина Е.Ф. Овражная эрозия: закономерности и потенциал развития. М.: ГЕОС, 2003. 170 с.
8. География овражной эрозии. Под ред. Е.Ф. Зориной. М.: изд-во МГУ, 2006. 324 с.
9. Григорьев И.И., Рысин И.И. Исследования техногенных и сельскохозяйственных оврагов в Удмуртии // *Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле*. 2006. № 11. С. 83–92.
10. Jones N.F., Pejchar L. Comparing the Ecol. Impacts of Wind and Oil and Gas Development: A Landscape Scale Assessment // *PLOS one*. 2013. № 8 (11).
11. Baynard C.W., Mjachina K., Richardson R.D., Schupp R.W., Lambert J.D., Chibilyev A.A. Energy Development in Colorado’s Pawnee National Grasslands: Mapping and Measuring the Disturbance Footprint of Renewables

- and Non-Renewables // Environmental Management. 2017. № 59 (6). С. 995–1016.
12. *Аввакумова А.О.* Математическое моделирование факторов эрозии почв на пахотных землях (на примере территории Республики Татарстан) // Региональные геосистемы. 2020. № 44 (1). С. 5–15.
13. *Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1979. 287 с.
14. *Мячина К.В., Петрищев В.П., Чибилёв А.А., Краснов Е.В.* Особенности формирования и принципы функционирования техногеосистем нефтегазовых месторождений // География и природные ресурсы. 2021. Т. 42. № 1. С. 16–25.
15. *Чибилёв А.А.* Экологическая оптимизация степных ландшафтов. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 164 с.

THE IMPACT OF OIL PRODUCTION ON THE EROSION NETWORK DEVELOPMENT IN VOLGA-URAL STEPPE REGION

K. V. Myachina^{a, #}, S. A. Dubrovskaya^a, R. V. Ryakhov^a, and Academician of the RAS A. A. Chibilev^a

^a*Steppe Institute, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, Russia*

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

The purpose of the work is to consider the features of the erosion network development of the in the steppe zone with mixed agricultural and oil-producing land use. The research was carried out on six key study plots with an area of 100 km² each which allocated within the Volga-Ural agricultural and oil region. Satellite images and fieldwork were used to digitize, map and classify erosive landforms. The main directions of erosion activity at key plots are identified for the period from 1985 to 2020. The analysis of the length and density of the spatial distribution of the erosion elements is carried out. It is shown that the activation of production activities at an oilfield is capable of initiating new and strengthening current erosion processes. During the time of maximum technogenic load, the total length of the erosion elements can increase by more than 50%. There is a steady increase in the total length of the erosion network during the increase in the time of operation of the oil field. Agricultural lands located in the zone of the oilfield are influence increased risk of soil erosion. In such cases, the tasks of protecting land from technogenic transformations and their return to agricultural circulation are actualized.

Keywords: oil production, agricultural lands, erosion processes, Volga-Ural steppe region

УДК 532

РАСТЕКАНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ МАСЕЛ И СЫРОЙ НЕФТИ ПО ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ

© 2023 г. А. В. Кистович¹, Т. О. Чаплина^{1,*}, В. П. Пахненко¹

Представлено академиком РАН Д.М. Климовым 28.06.2022 г.

Поступило 28.06.2022 г.

После доработки 20.10.2022 г.

Принято к публикации 26.10.2022 г.

Построена математическая модель распространения олеиновых пятен, основанная на законах сохранения массы и полной энергии системы. Представлены компактные решения этой модели как для пятен машинного масла ограниченной площади, так и для неограниченных разливов сырой нефти. Проведены эксперименты по изучению динамики растекания компактного пятна эталонного моторного масла и сырой нефти в различных физических условиях. Сравнение экспериментальных и теоретических результатов показало их хорошее соответствие для всех динамических режимов исследуемого процесса.

Ключевые слова: математическое моделирование, растекание, машинное масло, сырая нефть

DOI: 10.31857/S2686739722601211, **EDN:** SXHTWZ

Интенсивная деятельность человека по освоению природных ресурсов Мирового океана включает разведку, добычу и транспортировку полезных ископаемых, одними из последствий которых являются возникновение и распространение загрязнений различного характера. Так, количество утечек нефти колеблется от 5 до 17% от объема производства, при этом теряется не только ценное сырье, но и наносится значительный ущерб окружающей среде. Экспериментальному и теоретическому изучению растекания нефти и нефтепродуктов (далее для краткости называемыми олеинами) посвящена обширная научная литература, как физико-техническая [1–4], посвященная проблеме описания динамики самого процесса, так и экологическая [5], направленная на решение возникающих проблем очистки морских районов, направлений. В условиях Арктики возникает дополнительная проблема, связанная с распространением олеинов над и под ледяным покровом Северного Ледовитого океана, а также на заснеженной поверхности [6, 7].

В данной работе предложена упрощенная математическая модель, позволяющая исследовать основные динамические параметры процесса растекания. В этой модели химический состав и

все термодинамические параметры среды считаются постоянными величинами, масса растекающегося пятна предполагается неизменной, все среды однородны и изотропны. Представлено сравнение с результатами лабораторных экспериментов по динамике разлива моторного масла и сырой нефти.

Растекание олеинов сопровождается рядом механических и термодинамических процессов. Поэтому при создании модели распространения необходимо учитывать следующие основные факторы, влияющие на динамику разлива: переход потенциальной энергии системы олеин–вода в кинетическую энергию из-за изменения геометрических характеристик разлива с течением времени; вязкое вовлечение воды в движение из-за касательных напряжений на границе олеин–вода, сопровождающееся замедлением горизонтального движения олеина; возникновение течения в воде, вызванного вертикальным смещением нижней границы разлива олеина; возникновение движения воды из-за явления сопротивления формы разлива олеина, сопровождающегося его движением в воде; изменение количества поверхностной энергии системы “олеин в воде” по причине изменения площадей контактных границ “олеин–вода”, “олеин–воздух”, “воздух–вода”; вязкие тепловые потери в олеине и воде.

Приближенная модель основана на форме олеинового пятна в виде диска, радиус $R(t)$ и толщина $h(t)$ которого считаются функциями времени. Потенциальная и кинетическая энергии воз-

¹Институт проблем механики
Российской академии наук им. А.Ю. Ишлинского,
Москва, Россия

*E-mail: tanya.75.06@mail.ru

духа, вовлекаемого в движение разливом нефтепродуктов, не принимаются во внимание. Движение воды во время разлива олеина вызвано тремя основными механизмами — вязким захватом воды потоком олеина на границе их контакта, генерацией потенциального потока воды из-за смещения вверх нижней границы олеинового пятна и производством потока воды из-за явления сопротивления формы растекания олеина в воде. В рассматриваемой упрощенной модели глубина воды считается бесконечной, а ее свободная поверхность — плоской и расположенной на уровне $z = 0$ цилиндрической системы координат, вертикальная ось z которой направлена против вектора силы тяжести и проходит через центр олеинового пятна.

Потенциальная энергия исследуемой механической системы задается величиной

$$\Pi(t) = \frac{\pi}{2} R^2 h^2 \rho_o g (1 - \rho) = \frac{M_o g}{2} h (1 - \rho), \quad (1)$$

где M_o — постоянная масса олеина, $\rho = \rho_o / \rho_w$ — отношение плотностей олеина и воды.

Кинетическая энергия описывается выражением

$$T(t) = \pi \left[\rho_w \int_{R-\infty}^{\infty} \int_0^0 \mathbf{w}^2 r dr dz + \rho_w \int_{R-\infty}^R \int_{-\infty}^{h_-} \mathbf{w}^2 r dr dz + \rho_o \int_0^R \int_{h_-}^{h_+} \mathbf{v}^2 r dr dz \right], \quad (2)$$

где $\mathbf{v}$, $\mathbf{w}$ — поля скорости в олеине и воде соответственно; $h_{\pm}(t)$ — вертикальные координаты верхней и нижней границ олеинового пятна, так что $h(t) = h_+(t) - h_-(t)$; r , z — радиальная и вертикальная координаты.

Поверхностная энергия системы задается величиной

$$E_S(t) = \pi R^2 (\sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw}) = M_o g \frac{\lambda_S^2}{h} \text{sign}(\sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw}), \quad (3)$$

где $\lambda_S = \sqrt{|\sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw}| / \rho_o g}$ — капиллярная постоянная контактной линии “олеин–вода–воздух”, σ_{ij} — коэффициент поверхностного натяжения на границе раздела i -й и j -й сред. Скорость вязкой диссипации определяется соотношением

$$\dot{E}_v = 2\pi \left[\eta_w \left(\int_{R-\infty}^{\infty} \int_0^0 \Sigma_w r dr dz + \int_{R-\infty}^R \int_{-\infty}^{h_-} \Sigma_w r dr dz \right) + \eta_o \int_0^R \int_{h_-}^{h_+} \Sigma_o r dr dz \right], \quad (4)$$

где $\Sigma_u = 2(\partial u_r / \partial r)^2 + (\partial u_r / \partial z + \partial u_z / \partial r)^2 + 2(\partial u_z / \partial z)^2$; $\mathbf{u} = \mathbf{v}$ в олеине, $\mathbf{u} = \mathbf{w}$ в воде.

Уравнение динамики энергии системы имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} (T + \Pi + E_S) = -\dot{E}_v. \quad (5)$$

Для того чтобы система уравнений (1–5) приводила к конструктивным результатам, необходимо задаться моделью полей скорости в олеине и в воде. Так, как обе жидкие среды считаются несжимаемыми

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \nabla \cdot \mathbf{w} = 0, \quad (6)$$

то с учетом кинематических

$$\begin{aligned} v_r|_{r=0} &= 0, \quad v_r|_{r=R(t)} = \dot{R}(t), \quad v_z|_{z=h_+(t)} = \dot{h}_+(t) \\ w_r|_{r=0} &= 0, \quad w_r|_{r=R, z \in [h_-, 0]} = \dot{R}, \\ w_z|_{z=0, r > R} &= 0, \quad w_z|_{z=h_-, r \leq R} = \dot{h}_- \\ w|_{r=\infty} &= 0, \quad w|_{z=-\infty} = 0, \quad v_r|_{z=h_-(t)} = w_r|_{z=h_-(t)}, \quad t > 0 \end{aligned} \quad (7)$$

и динамических граничных условий

$$\eta_o \partial v_r / \partial z|_{z=h_-} = \eta_w \partial w_r / \partial z|_{z=h_-}, \quad t > 0, \quad (8)$$

а также того факта, что поля скорости удовлетворяют уравнению Навье–Стокса для каждой среды, в данной приближенной модели имеют место соотношения для олеина

$$\begin{aligned} v_r &= \frac{\dot{R}}{R} r (1 - \kappa_{ow} \text{erfc}(\zeta_o)), \\ v_z &= -4 \frac{\dot{R}}{R} \sqrt{v_o t} \left[\zeta_o (1 - \kappa_{ow} \text{erfc}(\zeta_o)) + \frac{\kappa_{ow}}{\sqrt{\pi}} e^{-\zeta_o^2} \right] + \dot{h}_- \end{aligned} \quad (9)$$

и для воды при $r \leq R(t)$

$$\begin{aligned} w_r &= \frac{\dot{R}}{R} r \kappa_{wo} \text{erfc}(\zeta_w) + \frac{\partial \Phi_w}{\partial r}, \\ w_z &= 4 \kappa_{wo} \frac{\dot{R}}{R} \sqrt{v_w t} \left[\zeta_w \text{erfc}(\zeta_w) - \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\zeta_w^2} \right] + \frac{\partial \Phi_w}{\partial z}, \end{aligned} \quad (10)$$

где введены обозначения

$$\begin{aligned} \zeta_o &= \frac{z - h_-}{2\sqrt{v_o t}}, \quad \zeta_w = \frac{h_- - z}{2\sqrt{v_w t}}, \quad \kappa_{ow} = \frac{\sqrt{\rho_w \eta_w}}{\sqrt{\rho_o \eta_o} + \sqrt{\rho_w \eta_w}}, \\ \kappa_{wo} &= 1 - \kappa_{ow} = \frac{\sqrt{\rho_o \eta_o}}{\sqrt{\rho_o \eta_o} + \sqrt{\rho_w \eta_w}}. \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь v_o , v_w кинематические, и η_o , η_w динамические вязкости олеина и воды; κ_{ij} — коэффициент вязкого вовлечения i -й жидкости в движение j -й жидкостью; Φ_w — потенциал поля скорости в воде, обусловленный вертикальным смещением нижней границы олеина. Подстановка (9–11) в выражения (1–4), выполнение необходимых расчетов с учетом того, что в реальных

условиях $h \ll R$, $\sqrt{v_w t} \ll R$ и $\sqrt{v_o t} \ll R$ (даже для самых вязких сортов нефти) во все моменты времени наблюдения за процессом, и принимая во внимание малость величины $\left| \frac{\dot{h}}{\dot{R}} \right| = \left| \frac{1}{\dot{R}} \left(\frac{\dot{V}}{\pi R^2} \right) \right| = \frac{2V}{\pi R^3} \ll 1$, где V – объем разлитого олеина, позволяет преобразовать уравнение динамики энергии системы (5) к виду

$$\ddot{F} - \frac{3}{4} \frac{\dot{F}^2}{F} + 2a^2 \dot{F} + b^2 \operatorname{sign}(\sigma) F - c^2 + d^2 \sqrt{F} \dot{F} = 0, \quad (12)$$

где введена переменная $F = \pi^2 R^4$ – квадрат площади разлива нефти, и использованы обозначения

$$\begin{aligned} a^2 &= \frac{C_{sh}}{M_o \alpha^2}, \quad b^2 = \frac{16\pi g \lambda_s^2}{V \alpha^2}, \quad c^2 = \frac{8\pi g(1-\rho)V}{\alpha^2}, \\ \sigma &= \sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw} \\ d^2 &= \frac{1}{M_o \alpha^2 \sqrt{2\pi t} \rho_o \sqrt{v_o} + \rho_w \sqrt{v_w}}, \\ \alpha &= 1 - \kappa_{ow} \operatorname{erfc}(h/2\sqrt{v_o t}). \end{aligned} \quad (13)$$

Численный анализ экспериментальных данных с минеральным маслом Volga M8B-SAE 20 API показывает, что значение $3\dot{F}^2/4F$ значительно меньше значения $\ddot{F}$, и им можно пренебречь.

В то же время выражение для коэффициента d^2 в (13) указывает на значительный вклад вязких потерь только в начальные моменты времени разлива, когда вязкие напряжения в среде имеют существенные значения. Это позволяет не учитывать последний член уравнения (12). В результате таких приближений уравнение динамики энергии принимает вид

$$\ddot{F} + 2a^2 \dot{F} + b^2 \operatorname{sign}(\sigma) F - c^2 = 0, \quad (14)$$

более того, коэффициенты этого уравнения рассматриваются как постоянные значения, несмотря на наличие в них зависящего от времени значения α . Это обусловлено тем, что скорость изменения α значительно меньше скорости изменения радиуса растекания R :

$$\begin{aligned} |\dot{\alpha}| &= \frac{2}{\sqrt{\pi}} \kappa_{ow} e^{-h^2/4v_o t} \left| \frac{\dot{h}}{2\sqrt{v_o t}} - \frac{h}{4t\sqrt{v_o t}} \right| = \\ &= \frac{2}{\sqrt{\pi v_o t}} \kappa_{ow} e^{-h^2/4v_o t} \left(\dot{R} + \frac{R}{4t} \right) \frac{V}{\pi R^3} \ll \dot{R}. \end{aligned}$$

Решение уравнения (14) делится на два варианта. В первом случае разлив олеина ограничен по площади, когда на поверхности воды может образоваться олеиновая линза, как конечное равновесное состояние системы. Этому случаю соответствует $\operatorname{sign}(\sigma) = 1$. В целях дальнейшего описа-

ния вводится обозначение $\mu = \sqrt{b^2 - a^4}$. Если $a^4 < b^2$, то решение (14) имеет вид

$$F = F_* + (F_0 - F_*) e^{-a^2 t} \left[\cos(\mu t) + \left(a^2 + \frac{F_1}{F_0 - F_*} \right) \frac{\sin(\mu t)}{\mu} \right], \quad (15)$$

где $F_* = \lim_{t \rightarrow \infty} F(t) = c^2/b^2 = (1-\rho)V^2/2\lambda_s^2$, а $F_0 = F|_{t=0}$, $F_1 = \dot{F}|_{t=0}$ – величины, определяемые начальными условиями.

Как видно из (15), площадь разлива $S = F^{1/2}$ проявляет колебательное и затухающее поведение во времени. Частота колебаний вблизи положения равновесия определяется величиной $2\pi b$, а коэффициент затухания колебаний во времени определяется величиной a^2 . В случае существенного значения коэффициента затухания, когда $a^4 > b^2$, решение (14) имеет вид

$$F = F_* + (F_0 - F_*) e^{-a^2 t} \left[\operatorname{ch}(\mu t) + \left(a^2 + \frac{F_1}{F_0 - F_*} \right) \frac{\operatorname{sh}(\mu t)}{\mu} \right]. \quad (16)$$

Во втором случае происходит разлив олеина с неограниченной площадью, когда нет предельного состояния равновесия системы, что соответствует значению $\operatorname{sign}(\sigma) = -1$. Для описания результатов вводятся обозначения

$$F_* = -\frac{(1-\rho)V^2}{2\lambda_s^2}, \quad \mu = \sqrt{a^4 + b^2}, \quad (17)$$

и решение (14) имеет вид (16), в который подставляются значения (17). Решение для значений (17) включает в себя два экспоненциальных члена, один из которых пропорционален $\exp\left(-\left(a^2 + \sqrt{a^4 + b^2}\right)t\right)$, а другой – значению $\exp\left(\left(\sqrt{a^4 + b^2} - a^2\right)t\right)$. Первый член быстро затухает во времени, а второй неограниченно растет, что обусловлено некомпенсированной силой поверхностного натяжения, действующей на границе контакта трех сред и направленной радиально от края олеинового пятна во внешнюю область.

Лабораторные эксперименты проводились с различными типами органических и минеральных масел и непосредственно с сырой нефтью. В качестве базовой жидкости использовалась вода разной температуры, как пресная, так и с разными соленостями. Исследование динамики распространения олеина по поверхности воды проводилось в прямоугольной кювете длиной 50 см, шириной 40 см и глубиной 5 см. Чтобы избежать

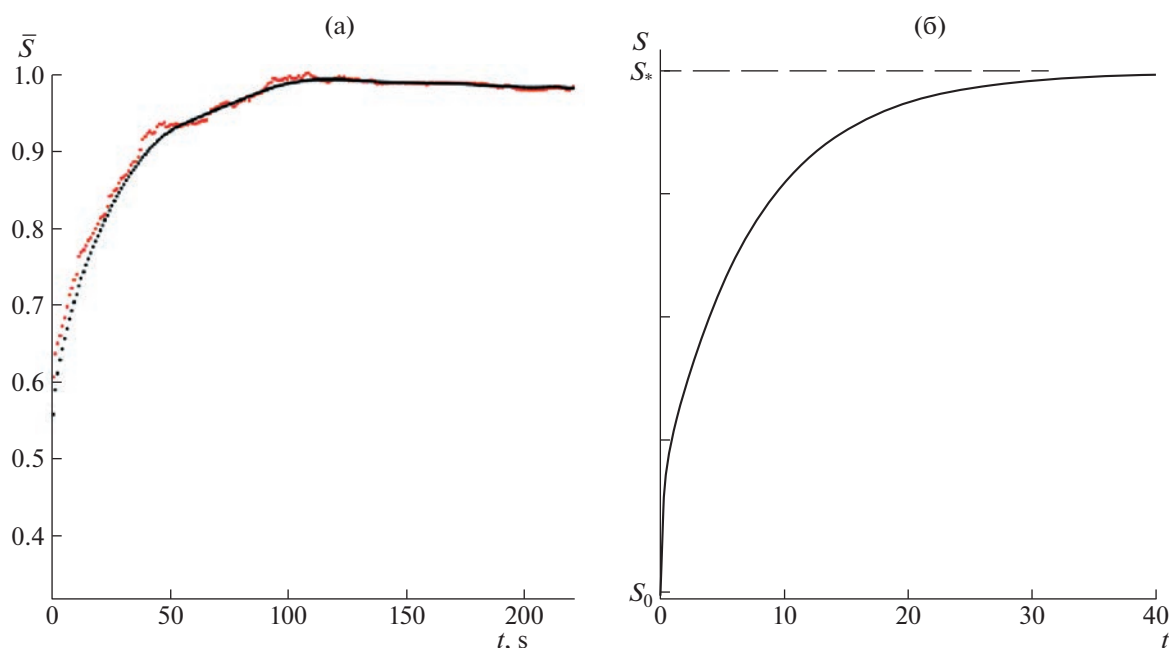


Рис. 1. Экспериментальные (красные) и обработанные (черные) данные растекания машинного масла Volga M8B-SAE 20 API (а) на соленой воде при $a^4 > b^2$. Аналитический результат (б), вычисленный на основе (16), $S = \sqrt{F}$.

бликов от поверхности воды и пятен углеводородов, поверхность жидкости освещалась сверху тремя разнесенными источниками света, расположенными рядом с кюветой по бокам.

Экспериментальный метод включал нанесение различных количеств моторного масла Volga M8B-SAE 20 API ($\rho_o = 883.7 \text{ км/м}^3$, $\nu_o = 3.34 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$, при температуре $T = 20^\circ\text{C}$) и сырой нефти Мамонтовского месторождения ($\rho_o = 878.0 \text{ км/м}^3$, $\nu_o = 2.15 \times 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, при температуре $T = 20^\circ\text{C}$) на поверхность известного объема воды и дальнейший мониторинг ее распространения по поверхности жидкости. Ход экспериментов записывался с помощью цифровой камеры в автоматическом режиме в течение 4 ч, съемка велась с частотой 360 кадров в минуту, а полученные последовательности кадров обрабатывались и анализировались. Положение масляного пятна регистрировали с использованием метода фотометрии обработанных изображений, полученных из исходных кадров методами пакетной обработки. Переменными параметрами экспериментов были объем моторного масла, температура и соленость воды. В каждой серии экспериментов регистрировались два из вышеуказанных параметров, и для разных значений оставшегося параметра измерялась временная зависимость области распространения.

Для устранения случайных ошибок экспериментальные данные были подвергнуты дополни-

тельной обработке с использованием модифицированного алгоритма сдвига (MSA) [8], который показал стабильную производительность при выделении полезного сигнала на фоне шума вплоть до отношения сигнал/шум -15 дБ .

Ниже приведены только самые характерные экспериментальные зависимости из множества измерительных результатов.

На рис. 1 а красными точками показана экспериментальная зависимость площади разлива моторного масла Volga M8B-SAE 20 API от времени. Данные нормируются по своему максимальному значению, черные точки являются результатом обработки набора красных точек алгоритмом MSA. Все последующие экспериментальные данные, представленные здесь, также подвергались обработке алгоритмом MSA.

Как можно видеть, поведение кривой $\bar{S}(t)$ на рис. 1 а хорошо соответствует зависимости (16), проиллюстрированной на рис. 1 (б). Здесь и на рис. 2 б отсчеты времени безразмерны и являются условными, причины чего будут объяснены далее.

Согласно (16), отклонение от положения равновесия $F = F_*$ описывается двумя убывающими показателями $\exp(-a^2t + \mu t)$ и $\exp(-a^2t - \mu t)$. В начальные моменты времени вклад от члена, содержащего $\exp(-a^2t - \mu t)$, уменьшается наиболее быстро. В последующие моменты времени, когда

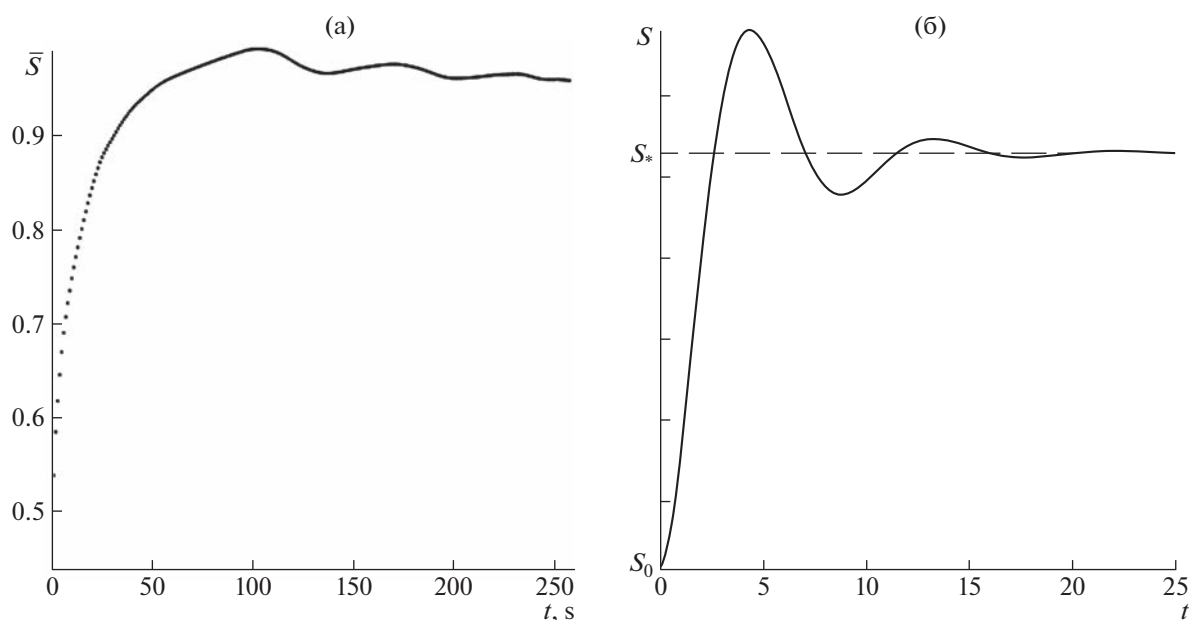


Рис. 2. Обработанные алгоритмом MSA данные растекания машинного масла Volga M8B-SAE (а) на пресной воде $a^4 < b^2$. Аналитический результат (б), вычисленный на основе (15), $S = \sqrt{F}$.

основной вклад в отклонение вносит член, содержащий $\exp(-a^2 t + \mu t)$, скорость снижения отклонения уменьшается по сравнению с начальными моментами времени. Этот факт отражен в поведении кривой на рис. 1 б.

Колебательный режим, описываемый соотношением (15), наблюдался экспериментально на пресной воде ($a^4 < b^2$), и его обработанные данные представлены на рис. 2 а. Разница в поведении ограниченной области разлива на рис. 1 и 2 объясняется тем фактом, что в случае решения (16) скорость перехода кинетической энергии нефтяного топлива в кинетическую энергию воды (из-за явления сопротивления формы) значительно больше, чем скорость перехода к поверхностной энергии на границе раздела контактирующих сред, в отличие от случая решения (15), когда наблюдается обратная корреляция этих скоростей. Сырая нефть демонстрирует иное поведение, связанное с неограниченным разливом углеводородов, экспериментальные данные для которой показаны на рис. 3 а. Поскольку размеры лабораторной установки не позволяют отследить разлив на большой площади и показать ее экспоненциальный рост на больших временах, сравнение с теоретическими результатами (16, 17) проводится только за небольшие промежутки времени от начала процесса. Расчеты, представленные на рис. 3 б, выполненные в соответствии с соотношениями (16, 17), показывают хорошее качественное совпадение эксперимента и теории.

Сравнения экспериментальных и теоретических результатов, представленные в этом разделе, носят исключительно качественный характер из-за недостатка вычислительных данных. Невозможно провести количественное сравнение для всех экспериментальных ситуаций из-за отсутствия некоторых количественных характеристик тестируемых сред. Чтобы доказать этот факт, достаточно привести уравнение (2.41) к безразмерной форме путем введения новых переменных

$$F = \frac{c^2}{a^4} \Phi, \quad t = \frac{\tau}{a^2}, \quad (18)$$

подстановка, которая в (14) приводит это уравнение к виду

$$\Phi'' + 2\Phi' + \varepsilon\Phi - 1 = 0, \quad \varepsilon = 16\pi M_o \frac{\alpha^2 \sigma}{C_{sh}^2}. \quad (19)$$

Поведение решений этого однопараметрического уравнения определяется величиной ε , значение которой задается массой олеина M_o , плотностью и вязкими свойствами воды и олеина — коэффициентом α , суммарным поверхностным натяжением σ на линии контакта трех сред и коэффициентом сопротивления формы C_{sh} . И если первые три значения известны с достаточной степенью точности, то оценки коэффициента сопротивления формы пятна машинного масла или сырой нефти, разливающейся по воде, в настоящее время неизвестны. Получение таких оценок требует сложных и трудоемких измерений, что является отдельной научной задачей.

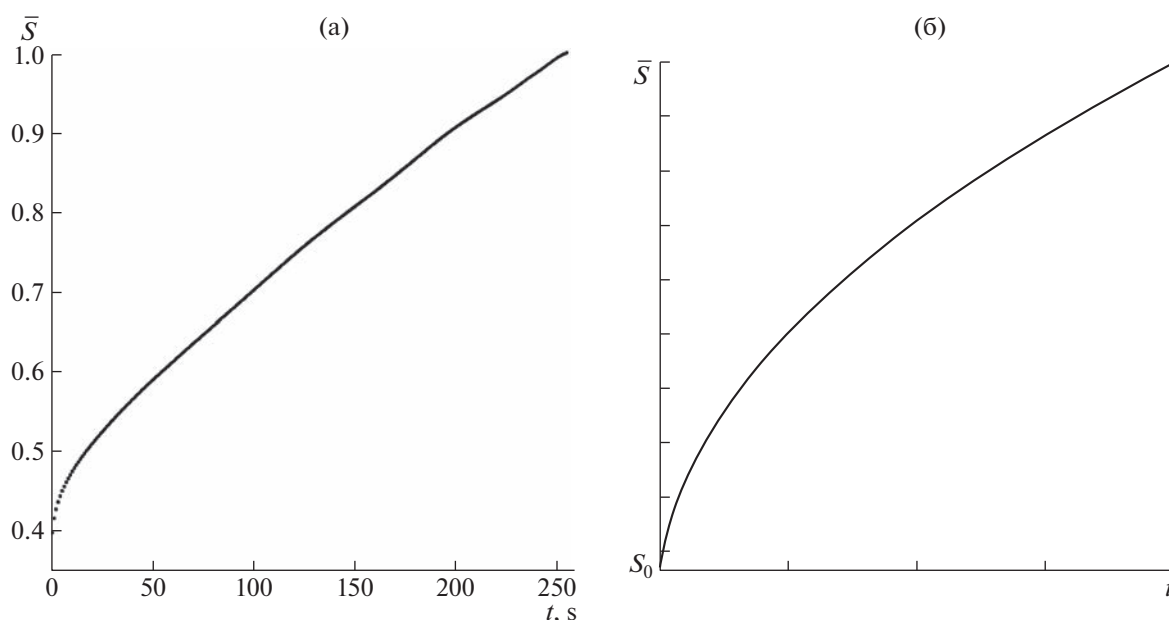


Рис. 3. Обработанные экспериментальные данные растекания сырой нефти (а). Аналитический результат (16, 17) для сырой нефти в начальные моменты времени (б).

Построенная теоретическая модель растекания в виде приближенного уравнения (14), общего как для ограниченной, так и для неограниченной площади разлива олеина, позволила получить явные аналитические решения для любого момента времени процесса, не разделяя его на отдельные временные отрезки, как это было сделано в [2, 3]. В случае, когда характерные свойства среды таковы, что существует предельное состояние в виде пятна олеина конечной площади (соотношения (15, 16)), которое формируется в виде углеводородной линзы [9], и характеризует растекание на его конечной стадии либо затухающими колебаниями (15), либо монотонным достижением предельного значения (16). В первом случае колебательное поведение обусловлено превышающим влиянием сил поверхностного натяжения по сравнению с силой сопротивления формы пятна, а во втором случае имеет место обратное соотношение сил. Если свойства контактирующих сред таковы, что нет предельного размера олеинового пятна, что является следствием превышения коэффициента поверхностного натяжения на границе воздух–вода над суммой коэффициентов на границах вода–олеин и воздух–олеин, то наблюдается неограниченное растекание, площадь которого растет экспоненциально с течением времени (16, 17).

Работоспособность полученного унифицированного уравнения динамики разлива олеина подтверждается сравнением с экспериментальными результатами, которые выявили те же ре-

жимы для разных типов олеинов, что и в теоретическом описании.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки, проект 075-15-2020-802.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Fay J.A. The spreading of oil slicks on a calm sea from oil on the sea. *Hoult D.P.* (ed.) 1969. Plenum Press. New York, P. 53–64.
2. Hoult D.P. Oil spreading on the sea // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 1972. V. 4. P. 341–368.
3. DiPietro N.D., Huh C., Cox R.G. The hydrodynamics of the spreading of one liquid on the surface of another // *Journal of Fluid Mechanics*. 1978. V. 84. Part 3. P. 529–549.
4. Zyryanov V.N., Shuranova S.V. Spreading of oil spots on the sea surface taking into account weathering // *Processes in Geomedia*. 2015. No 1. P. 30–36.
5. Chaplina T.O., Stepanova E.V. Elimination of Hydrocarbons Spills on Water Objects and Fluorescent Diagnostics of Water Purity // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes*. 2018. P. 17–28.
6. Matsuzaki Y., Ogasawara T., Sakai S., Izumiyama K., Kanada S. Numerical simulation of current-induced deformation and movements of the oil slick under the

- ice cover / Proceeding of the 18th IAHR International Symposium on Ice. 2006. P. 219–226.
7. Mackay D., Leinonen P.J., Overall J.C.K., Wood B.R. The behavior of crude oil spilled on snow // *Geology. Arctic*. 1975. P. 10–20.
 8. Solodkii D.M., Kistovich A.V. Modified shift algorithm for processing measured data// *Measurement Techniques*. 2015. V. 57. No 11. P. 1287–1292. <https://doi.org/10.1007/s11018-015-0622-5>
 9. Kistovich A.V., Chaplina T.O. Analytical and experimental modeling of the hydrocarbon slick form and its spreading on the water surface // *Physics of Fluids*. 2021. V. 33. P. 076605. <https://doi.org/10.1063/5.005470>

SPREADING OF TECHNICAL OILS AND CRUDE OIL ON THE SURFACE OF THE WATER

A. V. Kistovich^a, T. O. Chaplina^{a,#}, and V. P. Pakhnenko^a

^a*A. Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: tanya75.06@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS D.M. Klimov June 28, 2022

A mathematical model of oleic spot propagation based on the laws of conservation of mass and total energy of the system is constructed. Compact solutions of this model are presented both for machine oil stains of limited area and for unlimited spills of crude oil. Experiments have been carried out to study the dynamics of spreading of a compact spot of reference engine oil and crude oil under various physical conditions. Comparison of experimental and theoretical results showed their good agreement for all dynamic modes of the process under study.

Keywords: mathematical modeling, spreading, engine oil, crude oil