

Том 516, Номер 1

ISSN 2686-7397

Май 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 516, номер 1, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Древнейшие островодужные гранитоиды Чингиз-Тарбагатайского района (Восточный Казахстан): обоснование возраста и особенности состава

Академик РАН К. Е. Дегтярев, М. В. Луцицкая, А. А. Третьяков, Е. Б. Сальникова, Ю. В. Плоткина 319

Возраст фундамента микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка на примере Велиткенайского гранитно-метаморфического купола (СВ России)

М. В. Луцицкая, Д. В. Бушуева, К. Н. Мазуркевич, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов 333

Терригенные отложения ордовика и силура Срединного Тянь-Шаня (Восточный Кыргызстан): возраст и источники сноса по результатам датирования обломочных цирконов

Д. В. Алексеев, А. К. Худолей, С. Э. Дюфрэн, А. В. Кушнарёва, Н. В. Брянский, А. А. Каримов 346

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Цифровая и технологическая модернизация крупнейшего в мире Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи

Академик РАН А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин 354

Влияние расслоения пород-коллекторов на их механические и фильтрационные свойства на примере Чаяндинского месторождения

В. И. Карев, Ю. Ф. Коваленко 359

СТРАТИГРАФИЯ

Аммониты подсемейства Collignoniceratinae в туронском ярусе (верхний мел) Западной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии

М. А. Рогов, В. А. Маринов, Е. Ю. Барабошкин, А. Е. Игольников, М. Коштык 365

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изотопный U—Pb-возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород W—Mo(—Cu—Au) месторождения Чорух-Дайрон (Таджикистан): первые свидетельства постколлизийного рудообразования в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня

С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, Н. С. Бортников 370

Несерпентинизированные гарцбургиты Войкаро-Сынынского массива Полярного Урала как изначальный источник хрома для формирования месторождений

К. С. Иванов, Н. В. Вахрушева, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, П. Б. Ширяев, Н. Н. Фаррахова, А. Е. Богомолова 382

ГЕОХИМИЯ

Редкие элементы в колонках современных отложений озер острова Кинг-Джордж, Антарктика

З. И. Слуковский, А. В. Гузева 391

Метеорит Бородино: эволюция на родительском теле

К. Г. Суханова, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов, С. Г. Скублов 401

ПЕТРОЛОГИЯ

Возраст и происхождение гранитоидов береинского комплекса Каменского террейна Монголо-Охотского орогенного пояса: результаты U—Pb (ID-TIMS)-геохронологических и Sm—Nd-изотопно-геохимических исследований

С. И. Дриль, А. А. Иванова, В. П. Ковач, чл.-корр. РАН А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, Ю. В. Плоткина, О. В. Зарубина 409

ГЕОФИЗИКА

Оценка спиральности атмосферных возмущений,
обусловленных неоднородностями поля силы тяжести

Л. Х. Ингель, член-корреспондент РАН А. А. Макоско

417

К вопросу о решении проблемы интерпретационной томографии в геофизике
на основе одновременного применения метода линейных интегральных представлений
и теории дискретного потенциала

И. Э. Степанова, И. И. Колотов

423

ОКЕАНОЛОГИЯ

Преобразования вариаций придонного давления, создаваемого морскими инфрагравитационными
волнами, в смещения верхнего слоя земной коры. Количественная оценка

Академик РАН Г. И. Долгих, С. С. Будрин, С. Г. Долгих

433

О причинах долгопериодной изменчивости концентрации
растворённого кислорода в верхнем слое Чёрного моря

Член-корреспондент РАН А. Б. Полонский, А. А. Валле

440

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

О структуре температурных пульсаций вблизи поверхности в конвективных условиях

Е. А. Малиновская, О. Г. Чхетиани, Г. В. Азизян

446

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Исследование наблюдаемых изменений амплитуды первой гармоники рядов
суточных сумм осадков на территории России

И. О. Попов, Е. Н. Попова

455

ГЕОГРАФИЯ

Первая пыльцевая летопись раннего дриаса на юге Дальнего Востока России

П. С. Беянин, Н. И. Беянина

463

ГЕОБИОЛОГИЯ

Использование гумато-сапропелиевой суспензии при выращивании кроталарии ситниковой
(*Crotalaria Juncea* L.) в условиях защищённого грунта

*Академик РАН В. А. Румянцев, Я. В. Пухальский, С. И. Лоскутов, А. С. Митюков, Н. И. Воробьев,
А. И. Якубовская, И. А. Каменева, Г. В. Никитичева, Л. А. Городнова, К. Н. Бердышева,
А. И. Ковальчук, Д. Д. Мещеряков*

470

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Первая в России длительная 377-летняя древесно-кольцевая хронология
по древесным углям из древних железоплавильных печей Алтая (горы юга Сибири)

В. С. Мыглан, В. В. Баринов, А. Р. Агатова, Р. К. Непон, М. О. Филатова

479

Осесимметричное растекание нефтепродуктов по поверхности льда

Т. О. Чаплина, А. В. Кистович, В. П. Пахненко

488

CONTENTS

Vol. 516, no. 1, 2024

GEOLOGY

The Oldest Island-Arc Granitoids of Chingiz-Tarbagatay Region (Eastern Kazakhstan):
Age Substantiation and Composition Affinities

*Academician of the RAS K. E. Degtyarev, M. V. Luchitskaya, A. A. Tret'yakov,
E. B. Sal'nikova, Yu. V. Plotkina* 319

The Age of the Basement of Arctic Alaska – Chukotka Microplate on the Example
of the Velitkenay Granite-Migmatitic Dome (NE Russia)

M. V. Luchitskaya, D. V. Bushueva, K. N. Mazurkevich, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov 333

Ordovician and Silurian Siliciclastic Strata of the Middle Tianshan (Eastern Kyrgyzstan):
Age and Provenance according to the Detrital Zircon Dating

D. V. Alexeiev, A. K. Khudoley, S. A. DuFrane, A. V. Kushnareva, N. V. Bryanskiy, A. A. Karimov 346

GEOLOGY OF OIL AND GAS

Digital and Technological Modernization of the World's Largest West Siberian Oil
and Gas Production Center

Academician of the RAS A. N. Dmitrievsky, N. A. Eremin 354

The Influence of Desalinization of Reservoir Rocks on their Mechanical
and Filtration Properties Using the Example of the Chayandinskoye Field

V. I. Karev, Yu. F. Kovalenko 359

STRATIGRAPHY

Ammonites of the Collignoniceratinae Subfamily in the Turonian Stage (Upper Cretaceous)
of Western Siberia and their Significance for Stratigraphy and Palaeogeography

M. A. Rogov, V. A. Marinov, E. Yu. Barboshkin, A. E. Igol'nikov, M. Koshtyak 365

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Isotopic U-Pb Age of Zircon (LA-ICP-MS Method) from Igneous Rocks of the Chorukh-Dairon
W-Mo(-Cu-Au) Deposit (Tajikistan): First Evidences for Post-Collisional Ore Formation
in the Kurama Segment of the Middle Tien Shan

*S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin,
and Academician of the RAS N. S. Bortnikov* 370

Unserpentinized Harzburgites of the Voikaro-Synyinsky Massif of the Polar Urals
as the Initial Source of Chromium for the Formation of Deposits

*K. S. Ivanov, N. V. Vakhrusheva, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov,
P. B. Shiryayev, N. N. Farrakhova, A. E. Bogomolova* 382

GEOCHEMISTRY

Trace Elements in the Sediment Cores of Lakes on King George Island, Antarctica

Z. I. Slukovskii, A. V. Guzeva 391

The Borodino Meteorite: Evolution on Parent Body

K. G. Sukhanova, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov, S. G. Skublov 401

PETROLOGY

Age and Origin of Bereinsky Complex Granitoids of Kamensky Terrane of the Monghol-Okhotsk Orogenic
Belt: Results of U-Pb (ID TIMS) Geochronological and Sm-Nd Isotope-Geochemical Research

S. I. Dril, A. A. Ivanova, V. P. Kovach, A. B. Kotov, E. B. Salnikova, Ju. V. Plotkina, O. V. Zarubina 409

GEOPHYSICS

- Estimation of the Helicity of Atmospheric Disturbances Caused by Gravity Field Inhomogeneities
L. Kh. Ingel, Corresponding Member of the RAS A. A. Makosko 417
- On the Solution of the Interpretation Tomography Problem within the Framework
of the Linear Integral Representation Method and Discrete Gravity and Magnetic Potential Theories
I. E. Stepanova, I. I. Kolotov 423

OCEANOLOGY

- Transformations of the Bottom Pressure Variations, Generated by Marine Infragravity Waves
into Displacements of the Upper Layer of the Earth's Crust. Quantitative Assessment
Academician of the RAS G. I. Dolgikh, S. S. Budrin, S. G. Dolgikh 433
- On the Reasons for the Long-Term Variability of the Dissolved Oxygen Concentration
in the Upper Layer of the Black Sea
Corresponding Member of the RAS A. B. Polonsky, A. A. Valle 440

PHYSICS OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE

- On the Structure of Temperature Pulsations Near the Surface under Convective Conditions
E. A. Malinovskaya, O. G. Chhetiani, V. G. Azizyan 446

CLIMATIC PROCESSES

- Study of Observed Changes in the First Harmonic Amplitude of the Daily Precipitation Amount Series
in the Territory of Russia
I. O. Popov, E. N. Popova 455

GEOGRAPHY

- The First Pollen Record of the Yonger Dryas in the South of the Russian Far East
P. S. Belyanin, N. I. Belyanina 463

GEOBIOLOGY

- Use of Humate-Sapropelic Suspension when Growing Sunn Hemp (*Crotalaria Juncea* L.)
in Protected Soil Conditions (Greenhouse)
*Academician of the RAS V. A. Rumyantsev, J. V. Puhalsky, S. I. Loskutov, A. S. Mityukov,
N. I. Vorobyov, A. I. Yakubovskaya, I. A. Kameneva, G. V. Nikiticheva, L. A. Gorodnova,
K. N. Berdysheva, A. I. Kovalchuk, D. D. Meshcheryakov* 470

GEOECOLOGY

- The First in Russia Long 377-year Tree-ring Chronology Based on Charcoals
from Ancient Altai Iron-Smelting Furnaces (Mountains of Southern Siberia)
V. S. Myglan, V. V. Barinov, A. R. Agatova, R. K. Nepop, M. O. Filatova 479
- Axisymmetric Spreading of Hydrocarbons over the Ice Cover
T. O. Chaplina, A. V. Kistovich, V. P. Pachnenko 488
-

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

ДРЕВНЕЙШИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2024 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев^{1,*}, М. В. Лучицкая¹, А. А. Третьяков¹,
Е. Б. Сальникова², Ю. В. Плоткина²

Поступило 29.12.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принято к публикации 18.01.2024 г.

В Чингиз-Тарбагатайском районе Восточного Казахстана впервые датированы древнейшие гранитоиды кан-чингизского комплекса, в строении которого участвуют кварцевые диориты, градиориты, плагиограниты и граниты. Проведено U–Pb (ID-TIMS и SIMS)-геохронологическое изучение гранитов и плагиогранитов, для которых получены оценки возраста 509 ± 2 и 512 ± 3 млн лет, примерно соответствующие границе раннего и среднего кембрия. Полученные данные позволяют считать возраст вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих гранитоиды, раннекембрийским. Особенности состава гранитоидов кан-чингизского комплекса свидетельствуют об их формировании в пределах энсиматической островной дуги.

Ключевые слова: гранитоиды, циркон, ранний–средний кембрий, Чингиз-Тарбагатайский район, Восточный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739724050018

Характерной чертой Центрально-Азиатского орогенного пояса является широкое распространение вулканических и plutонических комплексов, формировавшихся в пределах островодужных систем с различным типом фундамента [1, 2]. В западной части пояса, к которой относятся складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и Джунгарии, кембрийские и ордовикские вулканогенно-осадочные и plutонические островодужные комплексы наиболее полно представлены в Бошекуль-Чингизской складчатой области, в состав которой входят Селетинский, Бошекульский, Чингиз-Тарбагатайский районы Северного и Восточного Казахстана (рис. 1). Формирование этих образований связано с эволюцией крупной энсиматической островодужной системы [3]. Её меланократовый фундамент обнажён в Бошекульском районе Северного Казахстана, где представлен фрагментами габбрового и дайкового комплексов офиолитового разреза, с которыми связаны базальт-риолитовая вулканическая серия и достаточно крупные плутоны

тоналитов и плагиогранитов [4]. U–Pb-оценки возраста кристаллизации, полученные для тоналитов и плагиогранитов, соответствуют первой половине раннего кембрия (520–525 млн лет) [3].

Формирование дифференцированных осадочно-вулканогенных толщ и связанных с ними гранитоидов в Бошекульском районе начинается со второй половины раннего кембрия (ботомский век) и продолжается до конца ордовика [4, 5]. В Чингиз-Тарбагатайском районе Восточного Казахстана наиболее древние вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи имеют раннеамгинский возраст, установленный по находкам трилобитов в прослоях известняков среди эффузивов и туфогенных пород [6–8]. Фаунистически охарактеризованные среднекембрийские комплексы развиты на относительно небольших участках, в то же время на больших площадях амгинскими считаются немые, часто слабо метаморфизованные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, прорванные небольшими массивами гранитоидов, объединяемые в кан-чингизский комплекс [9]. Гранитоиды этого комплекса образуют пояс северо-западного простираения протяжённостью почти 200 км, в котором наиболее крупными являются Кан-Чингизский,

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

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

*E-mail: degtkir@mail.ru

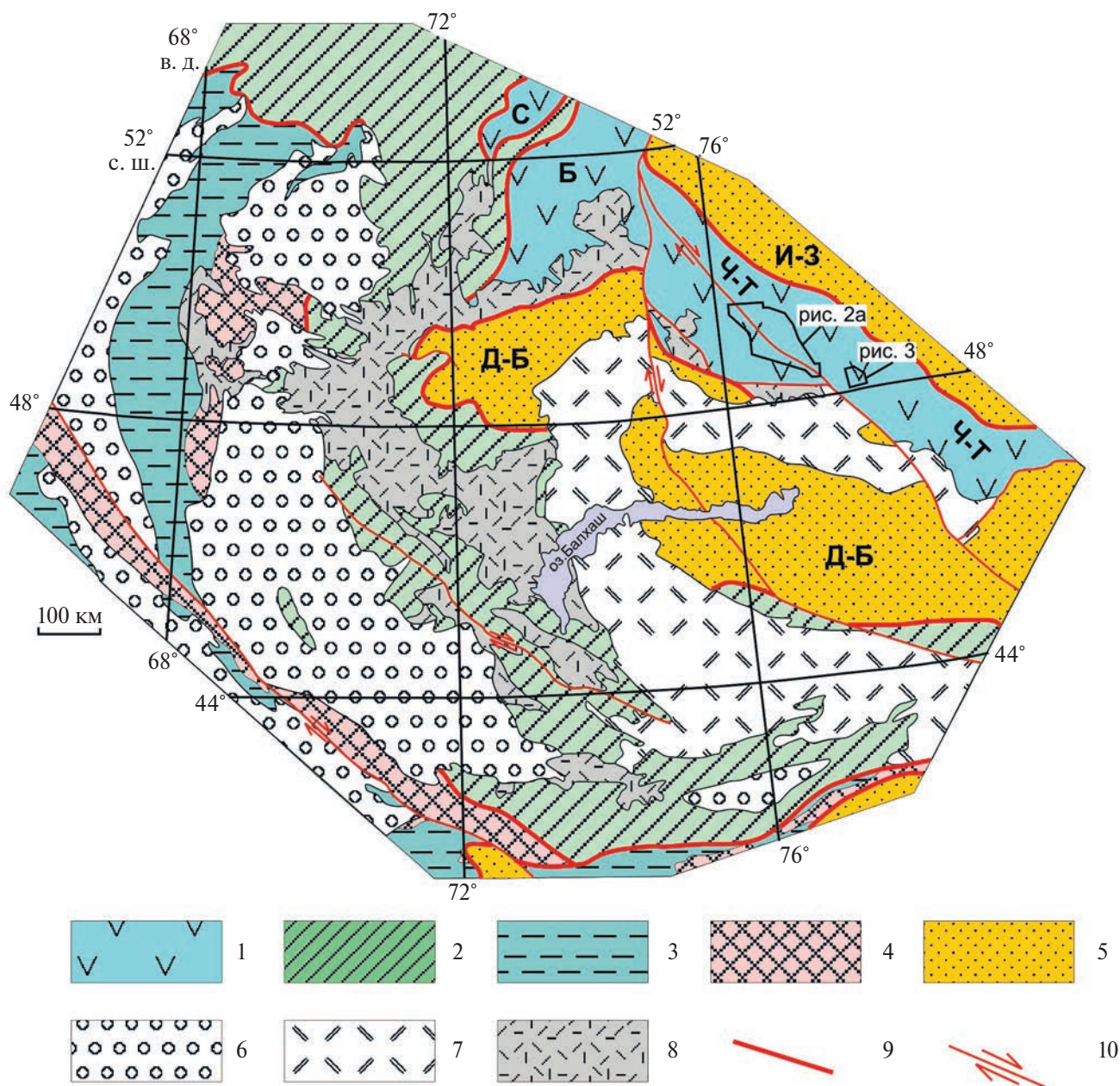


Рис. 1. Схема тектонического районирования палеозойд Казахстана и Северного Тянь-Шаня. 1–5 – складчатые области: 1 – Божекуль-Чингизская, 2 – Кокчетав-Северотяньшанская; 3, 4 – Ишим-Срединнотяньшанская: 3 – докембрийские метаморфические комплексы, 4 – эдиакарско-нижнепалеозойские терригенные и кремнисто-терригенные толщи, 5 – Джунгаро-Балхашская (Д-Б) и Иртыш-Зайсанская (И-З); 6 – верхнедевонско-пермские наложенные впадины; 7, 8 – вулканоплутонические пояса: 7 – позднепалеозойский Балхаш-Илийский, 8 – девонский Казахстанский; 9 – границы складчатых областей, 10 – наиболее крупные позднепалеозойско-ранне-мезозойские сдвиги. Районы Божекуль-Чингизской складчатой области: С – Селетинский, Б – Божекульский, Ч-Т – Чингиз-Тарбагатайский.

Кольдененский, Мукурский, Усть-Карасуйский массивы (рис. 2 а, 3). Верхний возрастной предел формирования пород кан-чингизского комплекса устанавливается по несогласному залеганию на гранитах Кольдененского массива конгломератов, гравелитов, песчаников и известняков

с трилобитами и беззамковыми брахиоподами верхов майского яруса среднего кембрия [6, 10].

Задачей наших исследований являлось установление времени становления гранитоидов кан-чингизского комплекса и, соответственно, верхнего возрастного предела вмещающих

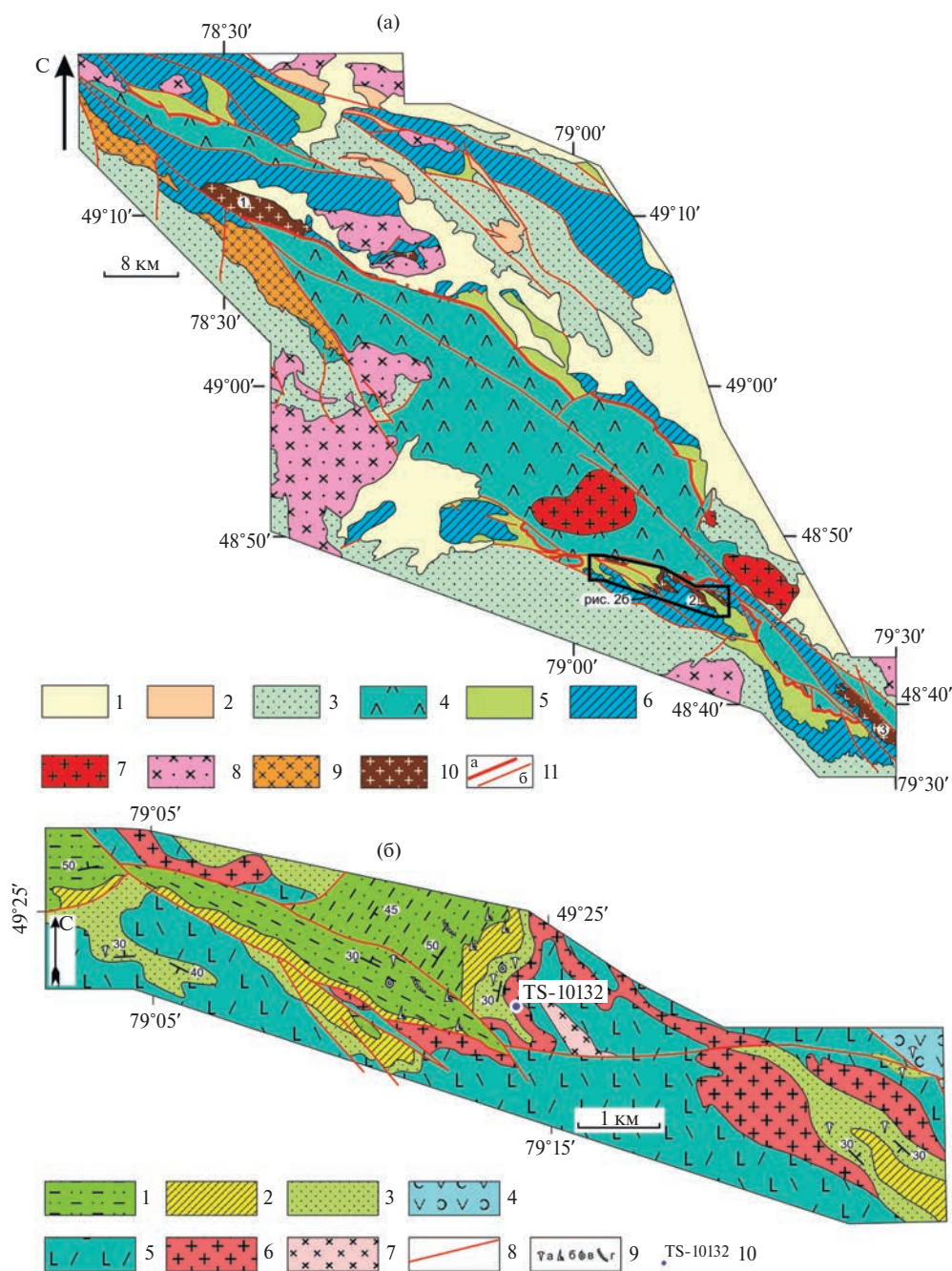


Рис. 2. (а) Схема геологического строения центральной части Чингиз-Тарбагатайского района (Восточный Казахстан). 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – средне-верхнеордовикские терригенные и вулканогенные толщи; 4 – верхнекембрийские и нижне-среднеордовикские вулканогенные и кремнисто-терригенные толщи; 5 – среднекембрийско-среднеордовикские терригенно-карбонатно-кремнистые толщи; 6 – нижне-среднекембрийские эффузивы и туфы основного, среднего и кислого состава; 7–10 – гранитоидные комплексы: 7 – сарышокинский ранней перми, 8 – четский позднего силура, 9 – чаганский раннего-среднего ордовика, 10 – кан-чингизский раннего-среднего кембрия; 11 – разрывные нарушения: а – тектонические покровы, б – прочие. (б) Схема геологического строения Кольдененского массива и его обрамления. Составлена с использованием материалов М.А. Оренбургского. 1–3 – средний кембрий – средний ордовик. Кольдененская толща: 1 – песчано-алевролитовая пачка, 2 – кремнистая пачка, 3 – терригенно-карбонатная пачка; 4 – средний кембрий, амгинский ярус; туфы и лавы среднего и основного состава с линзами известняков; 5 – нижний кембрий; эффузивы и туфы основного, среднего и кислого состава; 6, 7 – ранний-средний кембрий. Кан-Чингизский комплекс: 6 – плагиограниты и граниты, 7 – гранодиориты; 8 – разрывные нарушения; 9 – местонахождения остатков: а – трилобитов, б – конодонтов, в – беззамковых брахиопод, г – граптолитов; 10 – место отбора пробы для геохронологических исследований и её номер.

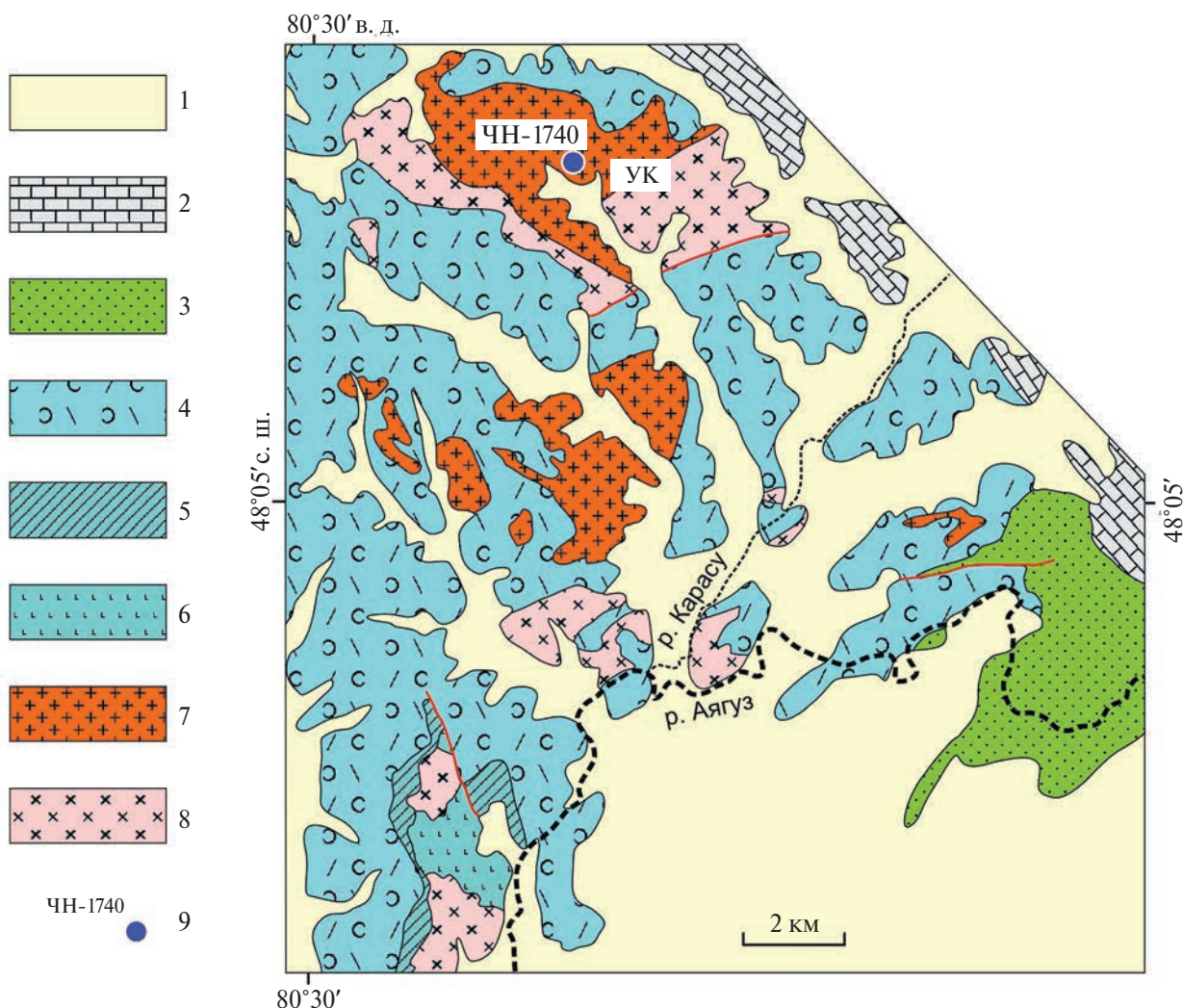


Рис. 3. Схема геологического строения Усть-Карасуйского массива и его обрамления. Составлена с использованием материалов Н.А. Клепикова. 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные известняки; 3 – нижний силур. Доненжальская свита: песчаники, алевролиты, известняки, эффузивы основного и кислого состава; 4–6 – нижний кембрий. Аягузская серия: 4 – риолиты, риодациты, дациты, их туфы и туфопечаники, 5 – кремни серые, 6 – базальты и трахибазальты; 7, 8 – ранний–средний кембрий; кан-чингизский комплекс: 7 – плагиограниты, 8 – гранодиориты, диориты и габбро-диориты; 9 – место отбора пробы для геохронологических исследований и её номер. УК – Усть-Карасуйский массив.

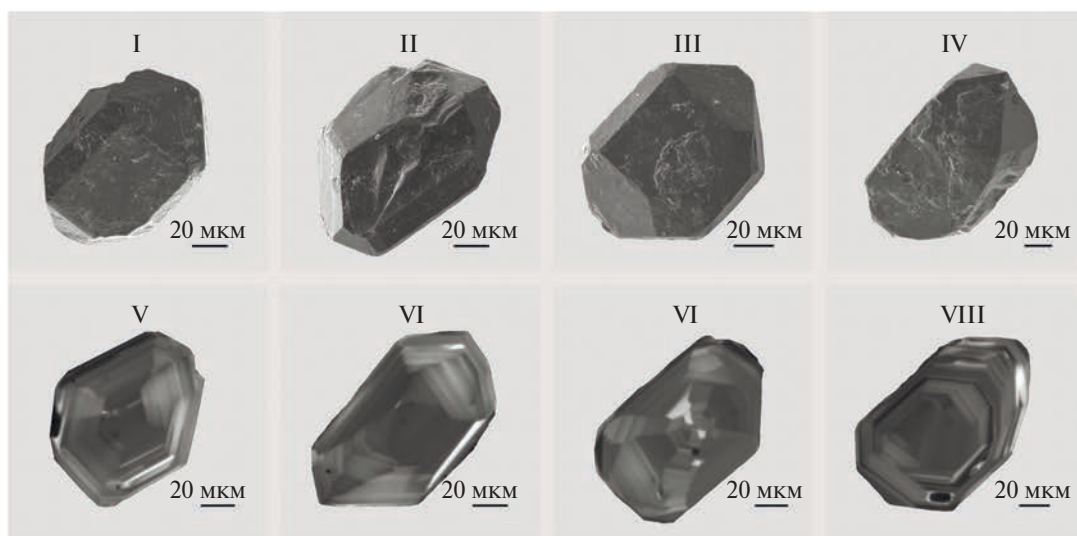
вулканогенно-осадочных толщ, а также изучение особенностей состава гранитоидов, свидетельствующих об обстановке их формирования.

Наиболее крупный Кан-Чингизский массив, расположен в осевой части одноименного хребта на северо-западе Чингиз-Тарбагатайского района, имеет линзовидные очертания и протягивается в северо-западном направлении почти на 10 км при ширине около 3 км. Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами и гранодиоритами, небольшие площади в его юго-восточной и северо-западной частях

занимают плагиограниты, реже граниты. Гранитоиды прорывают рассланцованные вулканиты основного и средне-основного состава, условно относимые к среднему кембрию, с северо-востока и юго-запада массив ограничен разрывными нарушениями.

Кольдененский массив находится в 60 км юго-восточнее Кан-Чингизского массива в центральной части хребта Чингизтау и протягивается в северо-западном направлении на 10 км при ширине до 1.5 км. Массив имеет силлообразную форму и смят в складки вместе с вмещающими и

(a)



(б)

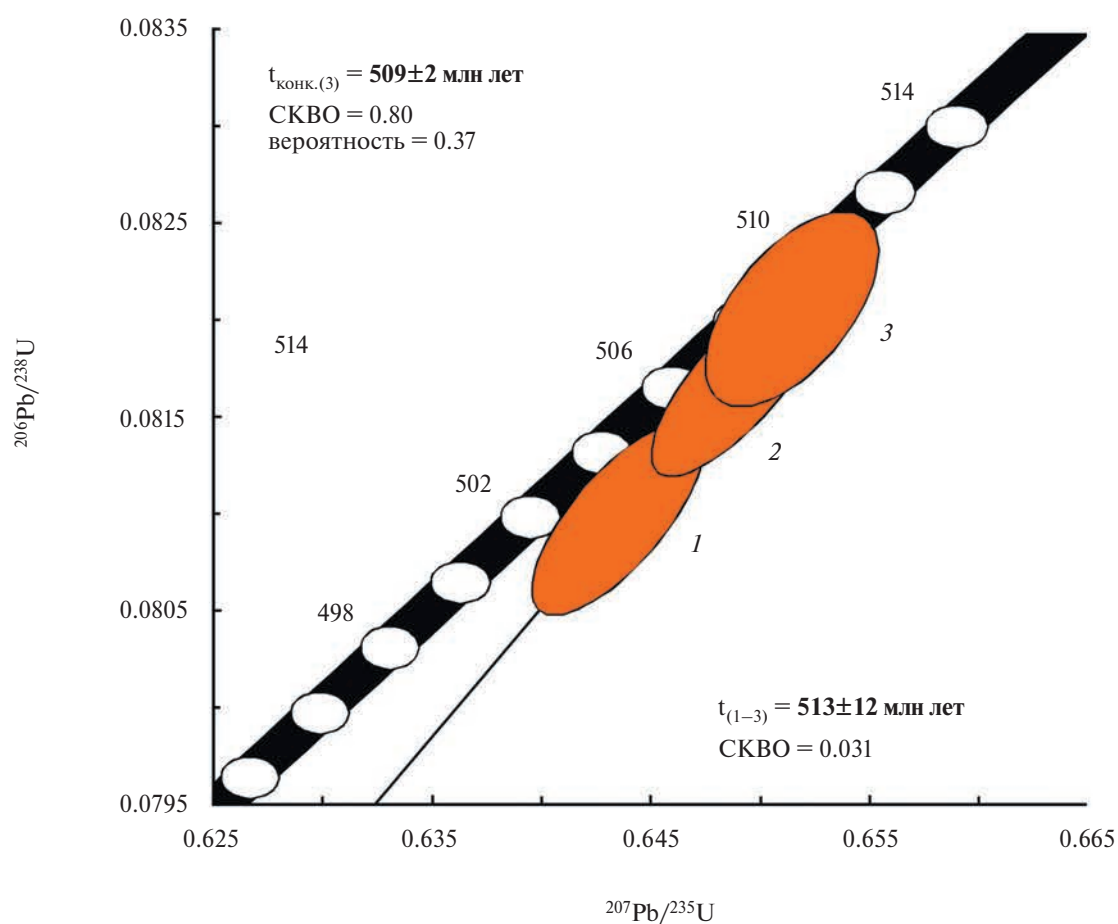


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3, в режимах вторичных электронов (I–IV) и катодолуминесценции (V–VIII) (a) и диаграмма с конкордией (б) для гранитов Кольдененского массива (проба TS-10132). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1

Таблица 1. Результаты U—Pb-изотопных исследований циркона из гранитов Кольдененского массива (проба TS-10132)

Номер п/п	Характеристика циркона и 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 TS-10132											
1	>0.075 мкм, 22 з., ВО, кисл. обр. = 2	11.33	705	0.0576±1	0.1530±1	0.6435±13	0.0810±1	0.74	504±1	502±1	516±3
2	>0.075 мкм, 21 з., ВО, кисл. обр. = 4	11.10	669	0.0576±1	0.1529±1	0.6490±13	0.0817±1	0.78	508±1	506±1	515±3
3	>0.075 мкм, 23 з., ВО, кисл. обр. = 4	10.81	392	0.0576±1	0.1515±1	0.6515±20	0.0820±1	0.59	509±2	508±1	514±5

Примечания: ^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. = 2 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

перекрывающими стратифицированными комплексами. В строении этого массива участвуют только плагиограниты и граниты, а гранодиоритами сложены небольшие самостоятельные тела. Граниты прорывают вулканы основного, среднего и кислого состава, лишённые органических остатков, вулканогенно-осадочные толщи с трилобитами верхов амгинского яруса слагают небольшие блоки к северо-востоку от массива (рис. 2 б). Граниты Кольдененского массива с несогласием перекрываются мощной карбонатно-кремнисто-терригенной кольдененской толщей, возраст которой охватывает интервал от верхов майского яруса среднего кембрия до начала среднего ордовика (рис. 2).

Усть-Карасуйский массив расположен на юго-востоке Чингиз-Тарбагатайского района в окрестностях гор. Аягуз вблизи впадения р. Карасу в р. Аягуз. Массив имеет овальные очертания, протягивается в субширотном направлении на 9 км при ширине 4 км. В центре массива преобладают плагиограниты, в то время как его краевые части в основном сложены гранодиоритами. К югу и юго-западу от массива среди вмещающих пород присутствуют небольшие тела диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов (рис. 3). Усть-Карасуйский массив прорывает вулканогенные породы аягузской серии, лишённые органических остатков и условно относящиеся к нижнему—среднему кембрию [11]. Нижняя часть разреза серии сложена подушечными базальтами и трахибазальтами, которые венчаются пачкой серых кремней, а верхи образованы пёстрой фациально изменчивой толщей, в строении которой участвуют риолиты, риодациты, дациты, их туфы, туфопесчаники, реже отмечаются вулканы и туфы среднего и средне-основного состава (рис. 3).

Массивы кан-чингизского комплекса сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, в меньшей степени гранитами. Кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты имеют гипидиоморфную структуру. Кварцевые диориты сложены плагиоклазом (70%) и амфиболом (20%) с небольшим количеством кварца (5–10%), а гранодиориты — плагиоклазом (50–65%) кварцем (15–30%), амфиболом+биотитом (3–10%) и калиевым полевым шпатом (5–15%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, эпидотом и рудным минералом. Плагиограниты состоят из кварца (30–35%) и плагиоклаза (65–70%), калиевый полевой шпат и темноцветный минерал, замещённый хлоритом и эпидотом,

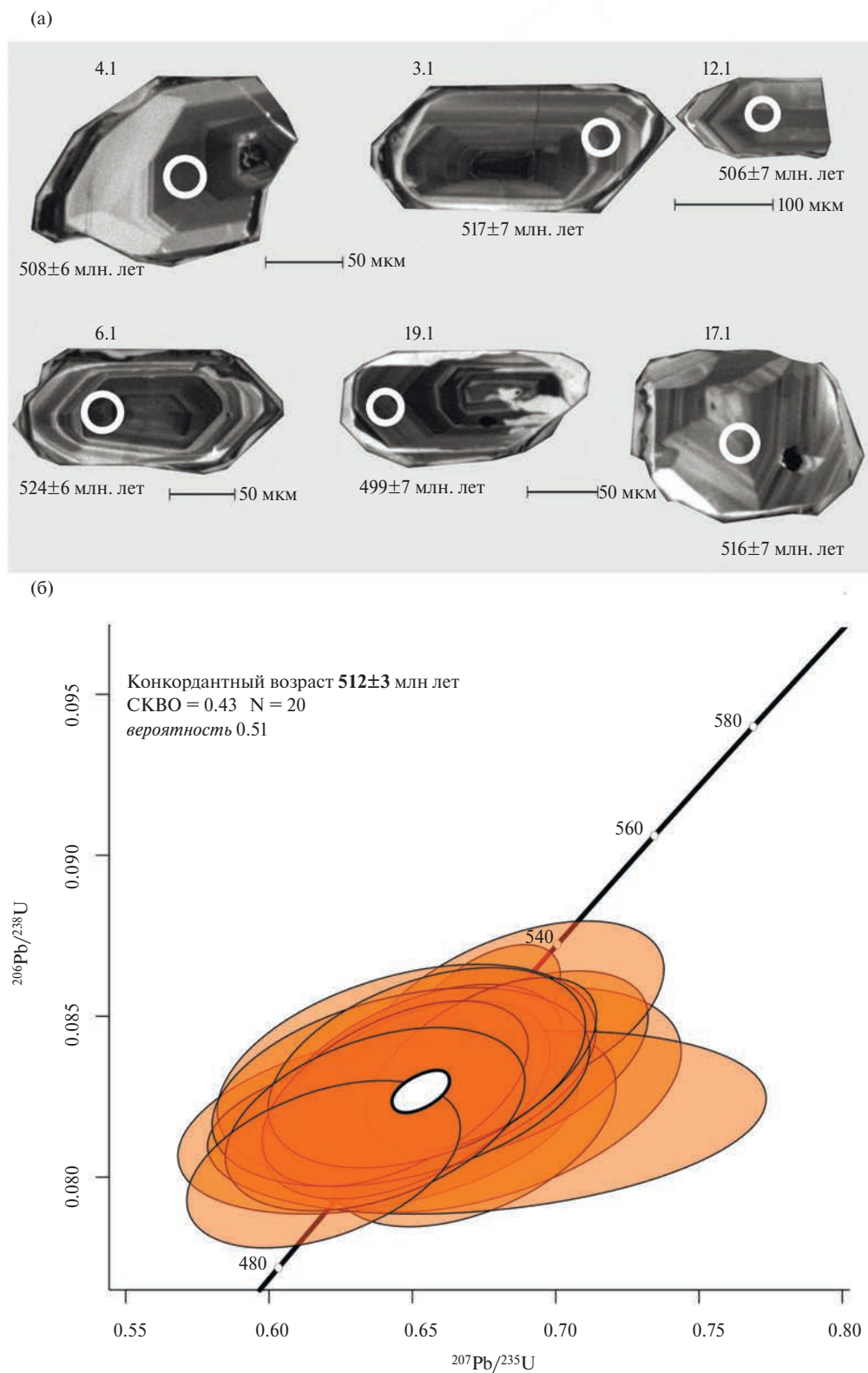


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Samscan MX 2500S в режиме катодолуминесценции (кружками обозначены участки датирования) (а) и диаграмма с конкордией (б) для плагиигранитов Усть-Карасуйского массива (проба ЧН-1740). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

Таблица 2. Результаты геохронологических исследований SIMS (SHRIMP II) U–Th–Pb циркона из плагиигранитов Усть-Карасуйского массива (проба ЧН-1740)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ %	Содержание, г/г			Изотопные отношения				Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
19.1	0.44	23.0	331	150	0.47	0.056±2.8	0.619±3.1	0.080±1.3	0.43	499±7
5.1	0.00	9.4	134	34	0.26	0.060±2.7	0.671±3.0	0.082±1.5	0.48	505±7
1.1	0.29	10.2	144	44	0.31	0.057±4.1	0.638±4.4	0.082±1.4	0.33	506±7
12.1	0.38	15.0	213	63	0.31	0.060±5.6	0.676±5.8	0.082±1.4	0.25	506±7
18.1	0.18	11.0	157	38	0.25	0.056±3.0	0.637±3.3	0.082±1.4	0.43	507±7
4.1	0.07	19.3	274	106	0.40	0.057±2.0	0.642±2.4	0.082±1.3	0.55	508±6
10.1	0.12	25.6	361	188	0.54	0.057±1.9	0.646±2.3	0.082±1.3	0.57	510±6
13.1	0.15	12.8	180	53	0.31	0.057±2.7	0.648±3.1	0.082±1.5	0.48	510±7
8.1	0.09	22.0	310	110	0.37	0.057±2.0	0.646±2.4	0.083±1.3	0.55	511±6
2.1	0.00	5.0	70	13	0.20	0.059±3.7	0.675±4.1	0.082±1.7	0.41	511±8
16.1	0.14	14.6	205	77	0.39	0.057±2.5	0.644±2.9	0.083±1.4	0.48	512±7
0.1	0.11	15.0	210	73	0.36	0.057±2.4	0.645±2.8	0.083±1.4	0.49	513±7
14.1	0.26	7.5	106	39	0.38	0.057±3.8	0.646±4.1	0.083±1.5	0.37	513±8
11.1	0.10	11.4	159	72	0.46	0.057±2.7	0.652±3.1	0.083±1.4	0.46	515±7
17.1	0.12	8.4	118	26	0.23	0.057±3.1	0.655±3.4	0.083±1.5	0.44	516±7
9.1	0.23	6.7	93	25	0.28	0.057±3.8	0.648±4.1	0.083±1.6	0.38	516±8
3.1	0.12	14.1	197	73	0.38	0.059±2.5	0.683±2.9	0.084±1.4	0.48	517±7
15.1	0.00	17.0	237	68	0.30	0.059±2.0	0.674±2.4	0.084±1.3	0.56	517±7
6.1	0.06	34.6	475	213	0.46	0.057±1.5	0.670±1.9	0.085±1.2	0.64	524±6
7.1	0.10	11.1	152	61	0.42	0.059±2.7	0.685±3.1	0.085±1.4	0.47	526±7

Примечание. $^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ — обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ — радиогенный Pb; Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 2 соответствуют номерам зёрен на рис. 5 а.

составляют 1–2%. Акцессорные минералы — эпидот, сфен и рудный минерал. Граниты имеют гипидиоморфную структуру с участками графических сростаний кварца и калиевого полевого шпата. Породы сложены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом примерно в равных пропорциях, темноцветный минерал представлен биотитом (1–2%), акцессорные минералы — сфен, эпидот, ортит и рудный минерал.

Нами были проведены U–Pb-геохронологические исследования зёрен акцессорного циркона гранитов Кольдененского (проба TS-10132: 48°47′26.3″ с. ш.; 79°08′40.2″ в. д.) и плагиигранитов Усть-Карасуйского (проба ЧН-1740: 48°09′46.2″ с. ш.; 80°33′26.7″ в. д.) массивов. Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Геохронологические исследования классическим U–Pb-методом (ID-TIMS)

выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН в соответствии с методикой, изложенной в [12], а локальным методом (SIMS) — в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, описанной в [13, 14].

В гранитах Кольдененского массива из пробы TS-10132 циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими кристаллами, облик которых определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {221} (рис. 4 а, I–IV). Зёрна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные или светло-жёлтые. Циркон характеризуется тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью, а также наличием большого количества минеральных включений (рис. 4 а, V–VIII).

Для изотопных исследований выбраны три микронавески наиболее “чистых” и прозрачных

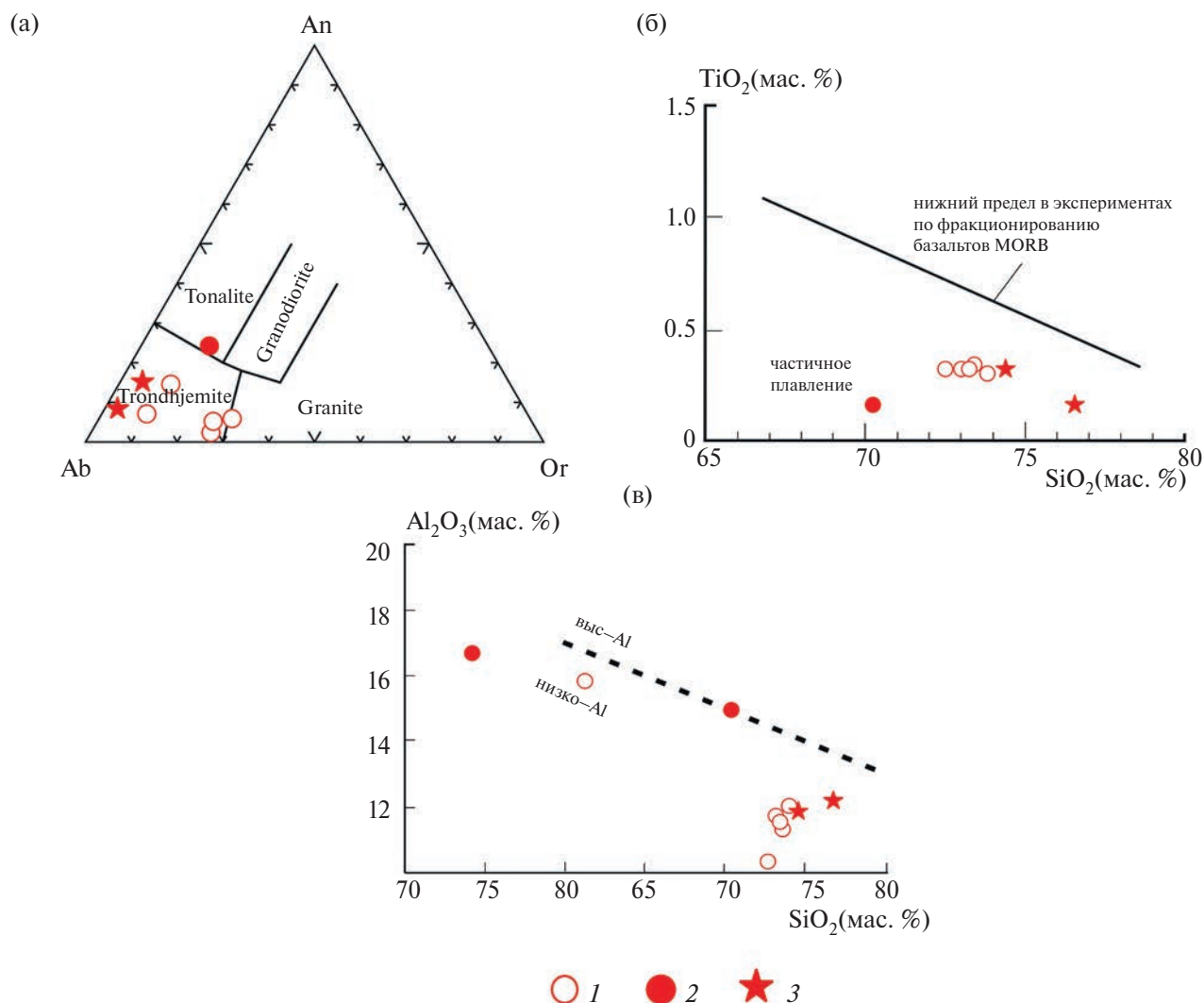


Рис. 6. Диаграммы Ab—An—Or (а), Al_2O_3 — SiO_2 (б), TiO_2 — SiO_2 (в) [17] для кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов Кольдененского, Кан-Чингизского и Усть-Карасуйского массивов. 1–3 – кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты массивов: 1 – Кольдененского, 2 – Кан-Чингизского; 3 – Усть-Карасуйского.

кристаллов циркона из размерной фракции >75 мкм, которые были подвергнуты процедуре “химической абразии” – кислотной обработке с предварительным высокотемпературным отжигом (табл. 1). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 513 ± 12 млн лет ($\text{СКВО} = 0.031$, нижнее пересечение практически отвечает нулю). Точка изотопного состава циркона микронавески № 3 располагается на конкордии, а величина его конкордантного возраста составляет 509 ± 2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.80$, вероятность 0.37) (рис. 4 б). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом

происхождении, следовательно, полученное значение конкордантного возраста 509 ± 2 млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации гранитов Кольдененского массива.

В плагиогранитах Усть-Карасуйского массива из пробы ЧН-1740 акцессорный циркон представлен прозрачными, светло-жёлтыми идиоморфными и субидiomорфными кристаллами призматического и таблитчатого габитуса, а также их обломками, размером 100–200 мкм. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью, а также наличием минеральных включений (рис. 5 а). U—Pb-геохронологические исследования были

Таблица 3. Петрогенные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в кварцевых диоритах, гранодиоритах, плагиогранитах и гранитах кан-чингизского комплекса

Образец	ch37-1	ch37-2	ch38	ch39	ch40	ch49	ch105	ch105-1	ЧН-1739	ЧН-1740
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO₂	73.00	73.82	72.50	73.41	73.25	61.16	70.23	54.17	76.56	74.39
TiO₂	0.32	0.30	0.32	0.34	0.32	1.04	0.16	0.74	0.16	0.32
Al₂O₃	12.59	12.86	11.34	12.22	12.42	16.27	15.48	17.03	13.00	12.71
Fe₂O₃	2.19	3.11	5.19	2.34	2.19	2.19	2.34	4.35	1.06	1.16
FeO	0.54	0.22	0.57	1.08	1.00	3.40	0.59	4.31	0.65	1.80
MnO	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.13	0.08	0.08	0.03	0.08
MgO	0.36	0.12	0.38	0.36	0.39	2.50	0.89	0.40	0.48	0.82
CaO	2.02	1.01	1.04	0.75	0.82	3.76	3.15	6.56	1.06	1.75
Na₂O	4.95	5.61	4.81	4.91	4.61	4.81	4.21	3.40	5.71	4.86
K₂O	1.15	0.99	2.68	2.71	3.13	2.07	1.57	1.74	0.26	0.45
P₂O₅	0.03	0.07	0.03	0.05	0.05	0.25	0.09	0.32	0.04	0.06
п.п.п.	2.20	1.26	1.12	1.36	1.15	0.25	1.10	2.69	0.85	1.34
Сумма	99.37	99.39	100.01	99.57	99.37	97.83	99.89	95.79	99.85	99.73
Sc	5.80	—	—	—	—	18.30	—	—	8.80	14.50
Cr	4	5	6	5	5	12	17	25	10	7
Ni	4	7	7	7	8	7	4	14	7	5
Co	2	5	5	4	4	9	2	30	2	4
V	8	7	5	10	18	45	21	150	12	38
Mo	1	119	124	122	121	0	142	0	0	1
Ga	0.50	—	—	—	—	0.16	—	—	10.90	11.20
Rb	17	16	28	28	33	21	21	29	4	8
Ba	1143	1020	700	710	920	580	920	740	73	100
Sr	94	85	30	61	75	365	640	680	132	183
Nb	10.0	8.6	10.0	9.8	10.0	2.9	4.4	6.2	2.8	4.0
Zr	161	250	220	230	220	53	110	120	46	85
Y	33	37	50	32	25	56	10	18	19	26
Th	9.40	6.20	4.80	4.70	2.40	3.40	1.60	1.00	0.87	1.60
U	1.40	1.80	2.40	1.30	2.00	0.50	4.20	2.20	0.34	0.45
La	13.00	29.00	23.00	28.00	11.00	19.00	21.00	18.00	4.60	5.90
Ce	31.00	64.00	54.00	61.00	29.00	53.00	30.00	42.00	11.70	14.70

Окончание таблицы 3

Pr	4.17	—	—	—	—	6.92	—	—	1.60	2.00
Nd	18.00	30.00	29.00	28.00	17.00	49.89	13.00	21.00	7.90	10.10
Sm	4.40	6.20	6.80	5.80	4.30	8.05	2.40	5.10	2.2	2.8
Eu	0.79	0.96	1.10	0.99	0.83	2.11	0.63	1.60	1.00	1.00
Gd	4.51	—	—	—	—	8.35	—	—	2.90	3.70
Tb	0.76	1.10	1.40	1.10	0.74	1.38	0.27	0.66	0.49	0.64
Dy	4.99	—	—	—	—	8.79	—	—	3.30	4.30
Ho	1.10	—	—	—	—	1.86	—	—	0.71	0.91
Er	3.29	—	—	—	—	5.32	—	—	2.20	2.90
Tm	0.53	—	—	—	—	0.81	—	—	0.32	0.43
Yb	3.59	3.90	5.40	3.60	2.90	5.23	0.93	1.90	2.20	3.00
Lu	0.60	0.69	0.89	0.59	0.54	0.79	0.14	0.28	0.35	0.47
Hf	5.37	—	—	—	—	2.04	—	—	1.4	2.3
Ta	0.78	—	—	—	—	0.2	—	—	0.16	0.28
Pb	2.54	—	—	—	—	4.48	—	—	2.1	2.7

Примечание. Гранитоиды массивов: 1–6 – Кольдененского; 7, 8 – Кан-Чингизского, 9, 10 – Усть-Карасуйского.

выполнены для двадцати кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 512 ± 3 млн лет (рис. 5 б, табл. 2).

Полученные оценки возраста гранитоидов Кольдененского и Усть-Карасуйского массивов в пределах ошибок совпадают и примерно соответствуют границе нижнего и среднего кембрия ОСШ или границы Второго (не именованного) и Миаолинского отделов кембрия МСШ [15, 16]. Следовательно, возраст вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих гранитоиды, является более древним и, скорее всего, не выходит за пределы раннего кембрия.

Изучение особенностей состава гранитоидов кан-чингизского комплекса показало, что они характеризуются содержаниями SiO_2 54.17–76.56 и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 5.14–7.74 мас. %, относятся к породам нормальной щёлочности и на диаграмме Ab–An–Or располагаются в поле тоналитов и трондьемитов (рис. 6 а). По соотношению K_2O и SiO_2 они являются низко- и умеренно-калиевыми породами и имеют натриевый тип щёлочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Наиболее низкокалиевыми являются плагиограниты Усть-Карасуйского массива (0.26; 0.45) (табл. 3). Все гранитоиды являются низкоглинозёмистыми

(<15% Al_2O_3) (рис. 6 б) и по соотношению TiO_2 и SiO_2 соответствуют продуктам частичного плавления метабазитов океанической коры [17] (рис. 6 в).

Для гранитоидов всех массивов характерны низкие и умеренные содержания Nb (2.9–10 г/т), низкие Rb (4–33 г/т), низкие и умеренные Y (10–56 г/т) и от умеренных до высоких суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) (41.7–171.5) (табл. 3). Содержания Zr, Ba и Sr широко варьируют от низких (46; 73; 75 г/т) до высоких (230; 1143; 680 г/т) соответственно.

Плагиограниты Усть-Карасуйского массива имеют сходные нефракционированные распределения РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.41; 1.5$) с отсутствием или небольшой положительной (Eu/Eu* = 0.96; 1.24) Eu-аномалией (рис. 7 а). Плагиограниты и кварцевые диориты Кан-Чингизского массива отличаются фракционированными распределениями РЗЭ с обогащением лёгкими РЗЭ и близким к горизонтальному распределению тяжёлых РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.8; 16.2$), также с отсутствием Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.9; 1.02) (рис. 7 б). Плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты Кольдененского массива характеризуются максимальными суммарными содержаниями РЗЭ, фракционированными распределениями

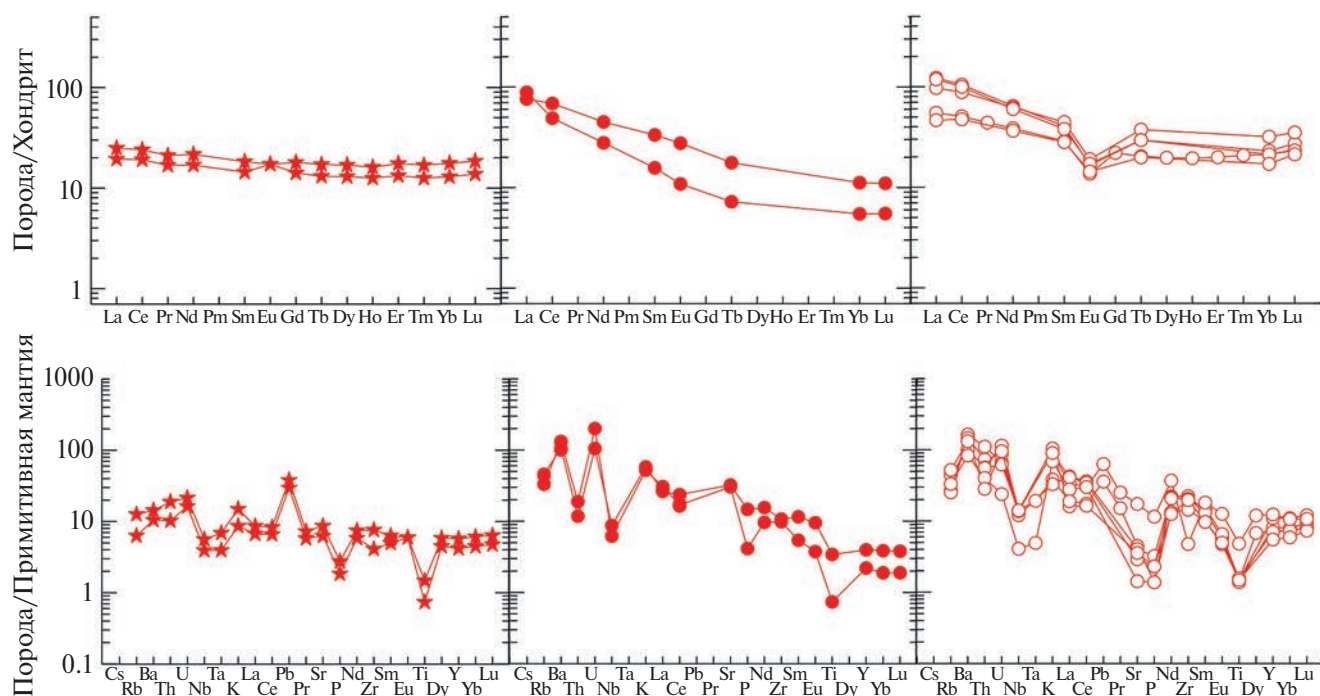


Рис. 7. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (г–е), для кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов Кольдененского, Усть-Карасуйского и Кольдененского массивов. Условные обозначения см. рис. 6.

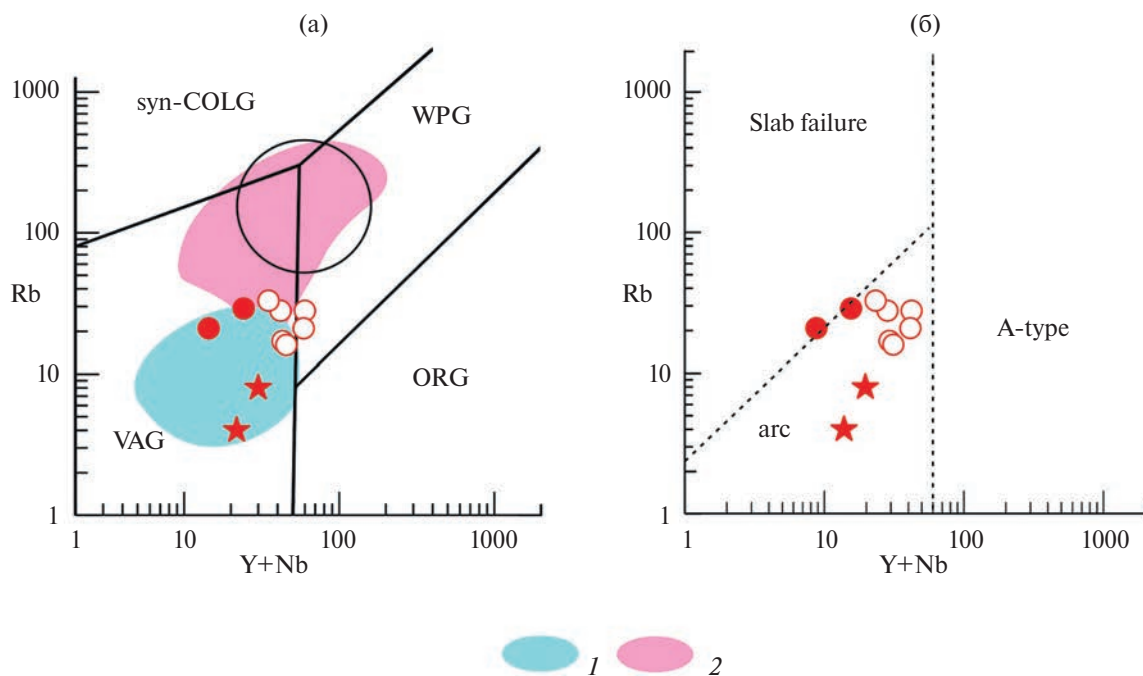


Рис. 8. Диаграммы Rb–Y+Nb [18, 20] 1 – гранитоиды энзиматических дуг; 2 – гранитоиды континентальных дуг и зон коллизии дуга–континент [19]. Остальные обозначения см. рис. 6. Поля на диаграммах, граниты: VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов, WPG – внутриплитные, syn-COLG – синколлизонные, post-COLG – постколлизонные, arc – островодужные, slab failure – внедрение которых связано с этапом отрыва части океанической плиты при аккреции (коллизии) островодужных структур к континентальной окраине и ее утолщению, A-type – A-типа.

РЗЭ с обогащением лёгкими РЗЭ и отличаются от описанных выше отчётливой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.9; 1.02$), свидетельствующей о фракционировании плагиоклаза (рис. 7в).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов Кольдененского и Кан-Чингизского массивов характеризуются обогащением крупноионными литофильными (КИЛ) элементами относительно высокозарядных (рис. 7д, 7е). Спайдерграммы плагиогранитов Усть-Карасуйского массива отличаются отсутствием или минимальным обогащением КИЛ-элементами (рис. 7 г), что свойственно гранитам океанических хребтов [18]. При этом для спайдерграмм гранитоидов всех массивов отмечаются минимумы Nb, Ta, P, Ti, характерные для надсубдукционных магматических образований (рис. 7г – 7е).

На диаграмме Rb-Y+Nb, разделяющей гранитоиды различных геодинамических обстановок, точки составов гранитоидов всех массивов располагаются в поле гранитов вулканических дуг, островодужных гранитоидов и гранитоидов энсиматических островных дуг [18–20] (рис. 8а, 8б).

Энсиматический характер островной дуги подтверждается данными об изотопном составе неодиима в гранитоидах кан-чингизского комплекса, для которых характерны положительные величины $\varepsilon_{Nd}(t) = +5.8...+6.0$ [4].

Таким образом, для Чингиз-Тарбагатайского района Восточного Казахстана впервые получена оценка возраста древнейших гранитоидов кан-чингизского комплекса, соответствующая границе раннего и среднего кембрия. Эти данные позволяют предполагать, что возраст вмещающих вулканогенно-осадочных толщ ограничен ранним кембрием. Особенности состава гранитоидов кан-чингизского комплекса типичны для пород, формирование которых происходило в пределах энсиматических островных дуг.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Работы выполнены за счёт Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с основными направлениями научно-исследовательских работ ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центрально-Азиатский склад-

чатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

2. Xiao W. J., Huang B. C., Han C. M., Sun S., Li J. L. A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Res. 2010. V. 18. P. 253–273.
3. Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
4. Рязанцев А. В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 5–39.
5. Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupova S. A Cambrian intra-oceanic subduction system in the Bozshakol area, Kazakhstan // Litos. 2015. V. 224–226. P. 61–77.
6. Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
7. Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н., Ковач В. П., Третьяков А. А. Процессы формирования континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.
8. Ергалиев Г. Х., Пирогова Т. Е., Жемчужников В. Г., Никитина О. И., Иванова Н. И. и др. Атлас опорных геологических разрезов стратотипов фанерозоя Казахстана. Алматы: ТОО «378», 2020. 612 с.
9. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. 184 с.
10. Tolmacheva T. J., Degtyarev K. E., Samuelson J., Holmer L. E. Middle Cambrian to Lower Ordovician from the Chingiz Mountain Range, central Kazakhstan // Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology. 2008. V. 32. № 4. P. 443–463.
11. Звонцов В. С., Фрид Н. М. Ранний палеозой Северо-восточного Предчингизья и Западного Тарбагатай // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 23–42.
12. Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Котов А. Б., Толмачева Е. В., Плоткина Ю. В., Козловский А. М., Ярмолюк В. В., Федосеенко А. М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 482–495.

13. Носова А. А., Возняк А. А., Богданова С. В., Савко К. А., Лебедева Н. М., Травин А. В., Юдин Д. С., Пейдж Л., Ларионов А. Н., Постников А. В. Раннекембрийский сиенитовый и монцититовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
14. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. 2004. V. 30. P. 69–74.
15. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
16. Cohen K. M., Finney S. C., Gibbard P. L., Fan J. X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013 (updated 02. 2022). V. 36. № 3. P. 199–204.
16. Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 67–84.
17. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. No. 4. P. 956–983.
18. Forster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R. B. An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks // Lithos. 1997. V. 40. P. 261–293.
19. Whalen J. B., Hildebrand R. S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. Art. ID 105179.

THE OLDEST ISLAND-ARC GRANITOIDS OF CHINGIZ-TARBAGATAY REGION (EASTERN KAZAKHSTAN): AGE SUBSTANTIATION AND COMPOSITION AFFINITIES

Academician of the RAS **K. E. Degtyarev^{a, #}**, **M. V. Luchitskaya^a**, **A. A. Tret'yakov^a**,
E. B. Sal'nikova^b, **Yu. V. Plotkina^b**

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

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

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

The oldest granitoids of Kan-Chingiz complex in Chingiz-Tarbagatay region of Eastern Kazakhstan, composed of quartz diorites, granodiorites, plagiogranites and granites, are first dated. U-Pb (ID-TIMS and SIMS) geochronological study of granites and plagiogranites is carried out and age estimates 509±2 and 512±3 Ma, approximately corresponding to the boundary of Early and Middle Cambrian, are obtained. These data allow to consider the age of volcanic-sedimentary sequences, host for granitoids, as Early Cambrian. Composition affinities of granitoids of Kan-chingiz complex indicate their formation within ensimatic island arc.

Keywords: granitoids, zircon, Early-Middle Cambrian, Chingiz-Tarbagatay region, Eastern Kazakhstan

УДК 551.2:552.3

ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА МИКРОПЛИТЫ АРКТИЧЕСКАЯ АЛЯСКА–ЧУКОТКА НА ПРИМЕРЕ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КУПОЛА (СВ РОССИИ)

© 2024 г. М. В. Лучицкая^{1,*}, Д. В. Бушуева², К. Н. Мазуркевич²,
член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹

Поступило 15.10.2023 г.

После доработки 15.01.2024 г.

Принято к публикации 18.01.2024 г.

В Велиткенайском гранитно-метаморфическом куполе Чукотки обнажаются комплексы фундамента микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка. Проведено U–Th–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение ортогнейсов фундамента, парагнейсов по палеозойским породам и лейкогранитов Велиткенайского массива в центральной и юго-западной частях купольной структуры. Подтверждены неопротерозойские оценки возраста ортогнейсов фундамента (велиткенайский комплекс), альбские – гранитоидов поздней фазы Велиткенайского массива, совпадающие с возрастом мигматизации ортогнейсов. Наиболее молодые популяции цирконов из парагнейсов в пределах велиткенайского комплекса имеют кембрийский и силурийский возрасты, единичные цирконы содержат унаследованные ядра с возрастом 1.7 и 1.9 млрд лет. Корреляция неопротерозойских ортогнейсов Велиткенайского гранитно-метаморфического купола с аналогичными комплексами других районов микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка указывают на единство её фундамента. Предлагается ввести велиткенайский метаморфический комплекс в легенду чукотской серии листов геологической карты третьего поколения.

Ключевые слова: микроконтинент Чукотка–Арктическая Аляска, Восточная Арктика, гранитоиды, гранитно-метаморфический купол, Велиткенайский массив, фундамент, велиткенайский комплекс, циркон

DOI: 10.31857/S2686739724050024

Микроконтинент (микроплита) Арктическая Аляска–Чукотка (ААЧМ) является одним из основных тектонических элементов Восточной Арктики. Выходы его фундамента на Северо-Востоке России присутствуют на острове Врангеля в виде врангелевского метаморфического комплекса и в гранитно-метаморфических поздне-мезозойских куполах Коолень, Куэкувунский и Велиткенайский Чукотки [1, 2, 6, 9, 10, 13–15].

В последние годы в связи с применением методов U–Th–Pb-датирования циркона (SIMS и LA-ICP-MS) из орто-, и параметаморфических пород как из непосредственных выходов фундамента на поверхность, так и из коровых ксенолитов, вынесенных щелочными

неоген-четвертичными базальтами, постепенно накапливаются данные о возрасте фундамента ААЧМ [1, 5, 9–11, 15, 16, 18]. Дополнительную информацию даёт исследование унаследованных ядер цирконов и модельных возрастов гранитоидов, приуроченных к выходам фундамента в структурах гранитно-метаморфических куполов и возрастных популяций детритовых цирконов из перекрывающих отложений чехла ААЧМ [12, 13, 15, 16, 18]. Исходя из комплекса данных можно предполагать мезо-неопротерозойский возраст фундамента ААЧМ [1, 7, 13].

Полученные авторами новые геохронологические данные о возрасте гранитоидов Велиткенайского массива и ассоциирующих с ними метаморфических пород в пределах одноимённого гранитно-метаморфического купола, в совокупности с полученными ранее, важны для корреляций возраста различных блоков фундамента ААЧМ и уточнения положения ААЧМ при палеотектонических реконструкциях.

¹Геологический институт, Российская Академия наук, Москва, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
*E-mail: luchitskaya@ginras.ru

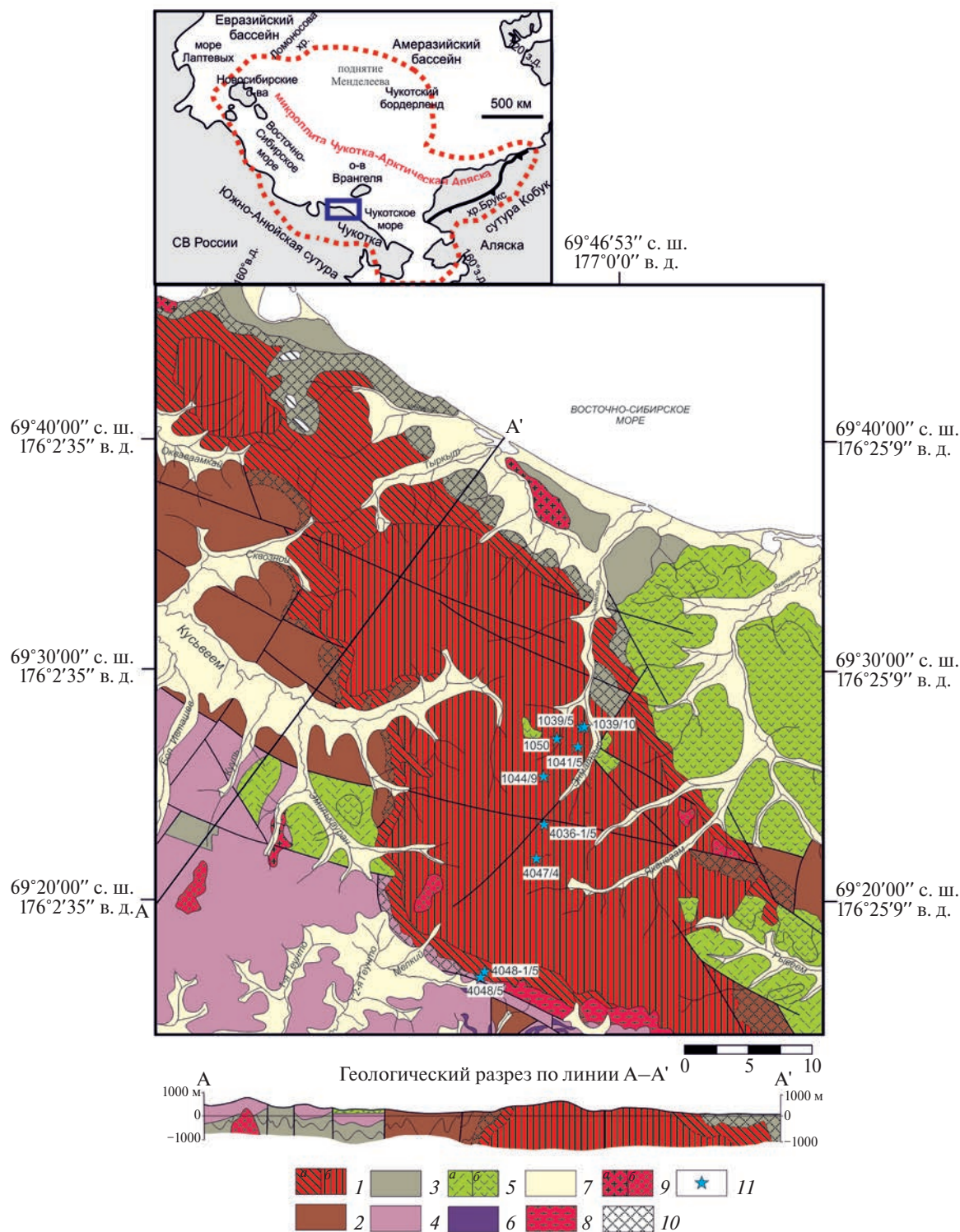


Рис. 1. Геологическая карта Велиткенской гранито-купольной структуры, составлена по материалам [1, 3, 4]. 1 – неопротерозойский велиткенский комплекс (ортогнейсы, мигматиты и лейкограниты нерасчленённые): а – эпидот-амфиболитовая и б – амфиболитовая фации; 2 – девонские карбонатно-терригенные отложения; 3 – каменноугольные карбонатно-терригенные отложения; 4 – триасовые флишеидные отложения; 5 – вулканыты и туфы Охотско-Чукотского вулканического пояса: а – кислого состава, б – основного состава; б – пермо-триасовые габбро и габбро-долериты; 7 – четвертичные отложения; 8 – очковые гнейсы по меловым монзонитоидам; 9 – гранитоиды: а – лейкограниты, б – монзониты и гранодиориты; 10 – зеленосланцевая фация метаморфизма; 11 – геохронологические пробы.



Рис. 2. Фото мигматизированных ортогнейсов велиткенайского комплекса.

Велиткенайский гранитно-метаморфический купол приурочен к Куульскому поднятию, расположенному в северной части Центральной Чукотки, и включает в ядре крупный (5–25 × 140 км) раннемеловой Велиткенайский гранитоидный массив и мигматизированные ортогнейсы, а её крылья образуют карбонатно-терригенные отложения среднего–верхнего девона, нижнего карбона, перми–триаса, в той или иной степени метаморфизованные (рис. 1). Последние перекрываются верхнемеловыми вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. По материалам геологических карт разного масштаба собственно гранитоиды Велиткенайского массива относили к чукотскому гранитоидному (Бинеев, 1978 г., Журавлев, 1999 г.) или тауреранскому гранит-гранодиоритовому (Варламова, 2004 г.) раннемеловым плутоническим комплексам.

Предшественники отмечали, что Велиткенайский массив является гетерогенным образованием и рассматривали его как сложнопостроенное гранитно-мигматитово-гнейсовое тело (Бинеев, 1978 г.). Выделяли две фазы интрузивных пород плутона: раннюю, сложенную порфировидными гранодиоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами и позднюю — гранитами и лейкогранитами. С каждой из этих фаз связывали свой комплекс метаморфических пород и мигматитов, развитых по осадочным породам девонского-нижнекаменноугольного (возможно,

и пермо-триасового) возраста. Кроме того, среди метаморфических образований в центральной части плутона описывали биотитовые плагиогнейсы с плойчатой текстурой и предполагали, что они являются значительно более древними, чем другие осадочные породы палеозойского возраста, испытавшие метаморфизм (Бинеев, 1978 г.).

В.В. Акининым с соавторами было показано, что в центральной части Велиткенайской купольной структуры присутствуют мигматизированные неопротерозойские (660–600 млн лет) ортогнейсы, которые объединены в велиткенайский комплекс, относящийся к фундаменту ААЧ по аналогии с метаморфическим врангелевским комплексом о-ва Врангеля [1, 16]. Монцонитоиды ранней фазы массива приурочены к его юго-западному обрамлению, имеют раннемеловой возраст 106 млн лет и образовались при частичном плавлении нижней коры в результате магматического подслаивания (андерплейтинга) [1]. Лейкограниты поздней фазы с возрастом 100 млн лет сформировались при ремобилизации и анатектическом плавлении неопротерозойского протолита и содержат циркон с ядрами соответствующего возраста [1].

В ходе полевых работ 2020 г. нами были изучены гранитоиды Велиткенайского массива и ассоциирующие с ними метаморфические породы из центральной и юго-западной частей гранитно-метаморфической структуры (рис. 1); для

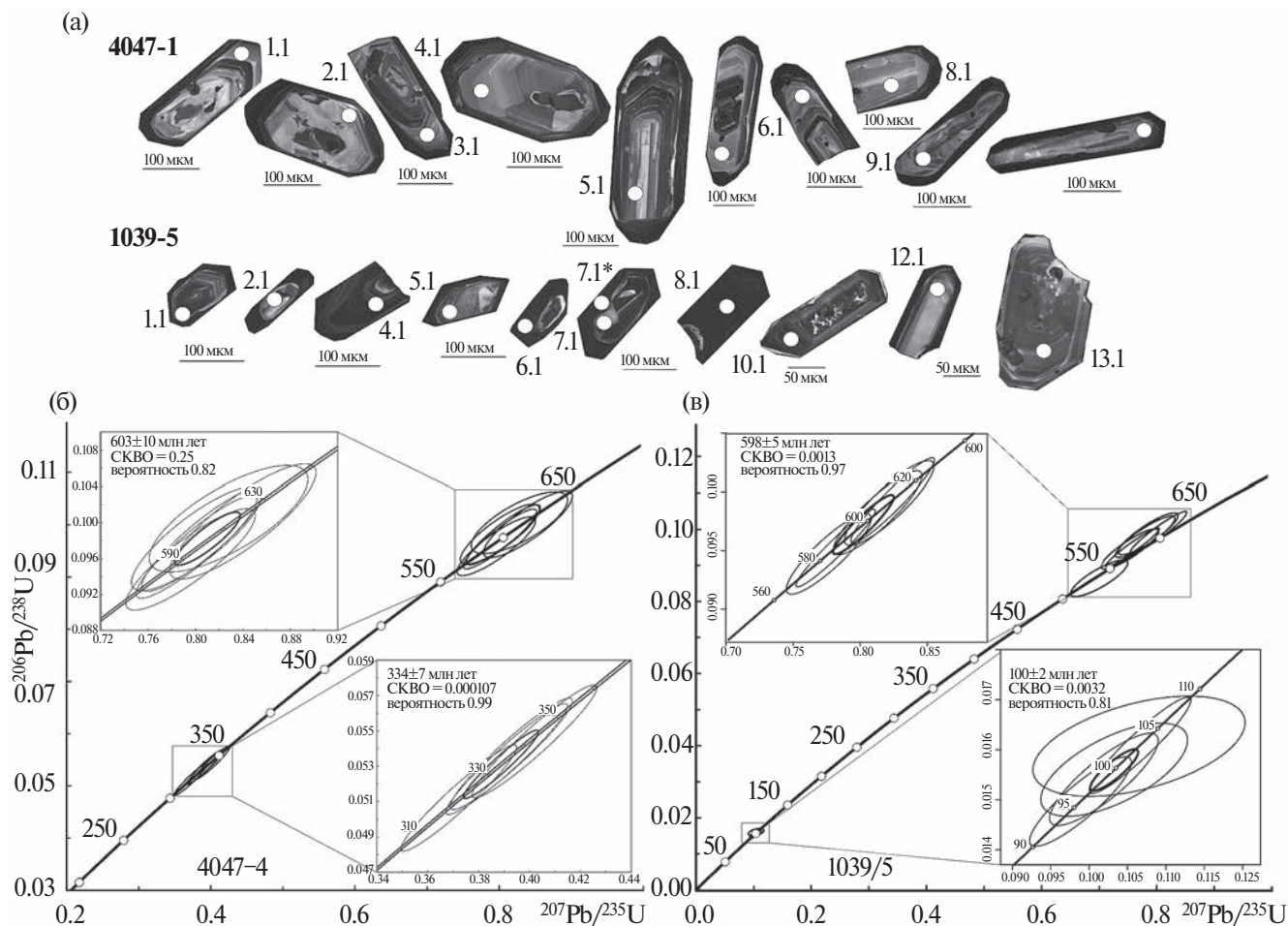


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодоллюминесценции (а) и диаграммы с конкордией (б, в) для циркона из ортогнейсов (пробы 4047-4 и 1039-5) центральной части Велиткенайского гранитно-метаморфического купола. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

геохронологических исследований были отобраны 8 проб из ортогнейсов и лейкогранитов поздней фазы.

Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Геохронологические исследования локальным методом (SIMS) выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, описанной в [17].

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТНО- МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КУПОЛА

Метаморфические породы фундамента (велиткенайский комплекс). Наиболее древний возраст был получен для циркона из ортогнейсов (рис. 2), отобранных в истоках левых притоков р. Яканваам (рис. 1; 69°21'55.1" с. ш., 176°49'35.6" в. д.; проба 4047-4; табл. 1).

Акцессорный циркон из ортогнейсов пробы 4047/4 представлен субидиоморфными призматическими прозрачными кристаллами светло-желтого цвета. Размер кристаллов изменяется от 125 до 175 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.5\text{--}2.5$. Циркон характеризуется зональным строением: светлая центральная часть с чёткой магматической осцилляторной зональностью и элементами секториальности и более тёмная краевая с менее чётко проявленной магматической зональностью (рис. 3 а). Центральные части кристаллов циркона характеризуются отношением $\text{Th}/\text{U} = 0.44\text{--}1.10$, краевые — $0.01\text{--}0.03$.

Для центральных частей кристаллов циркона из ортогнейсов с магматической зональностью получен конкордантный возраст 603 ± 10 , для краевых — 334 ± 7 млн лет (рис. 3 б). Морфологические особенности циркона и величины Th/U в его центральных частях указывают на магматическое

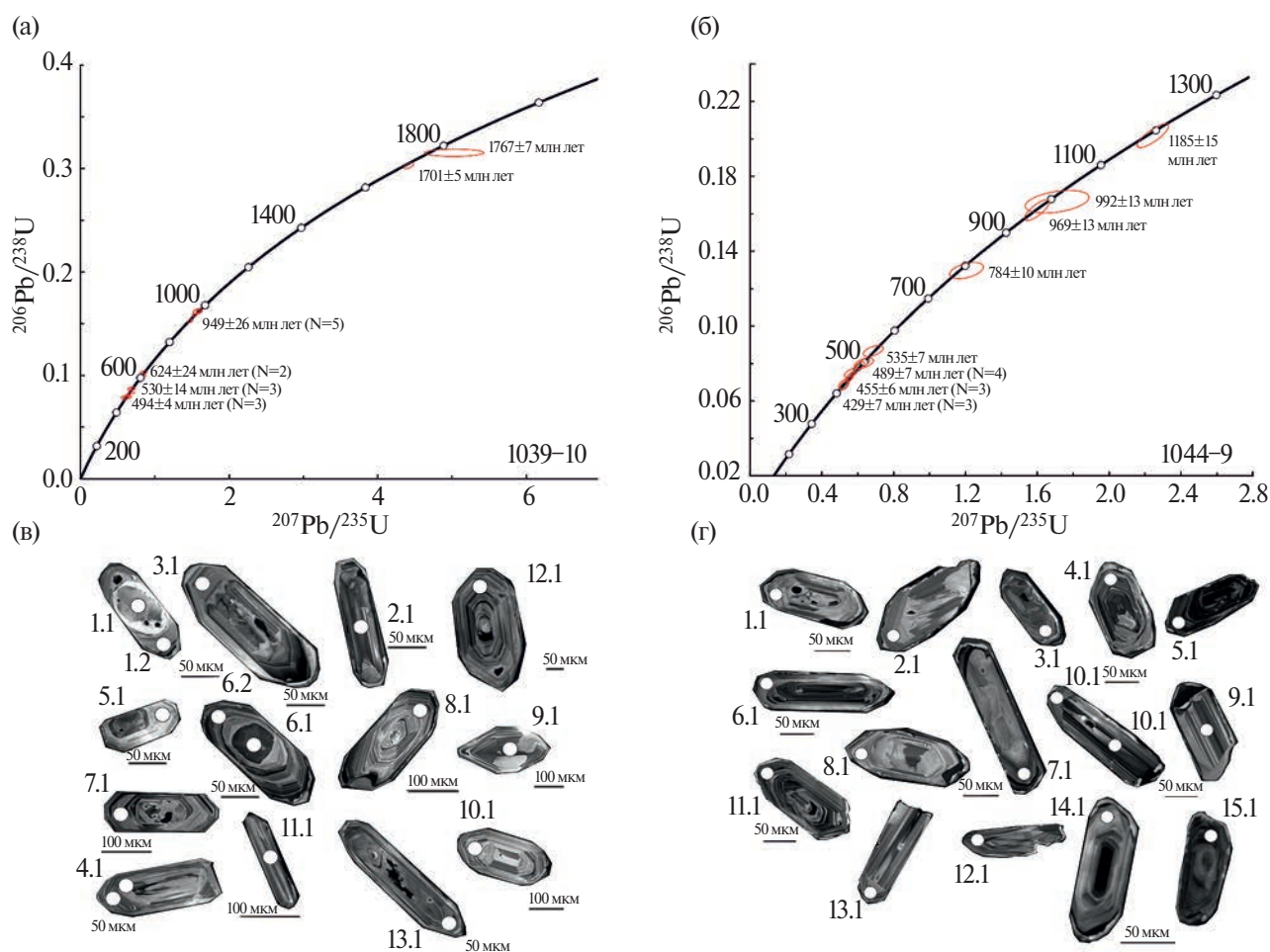


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для циркона из парагнейсов (пробы 1039-10 и 1044-9) центральной части Велиткенского гранитно-метаморфического купола (а, б) и микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолюминесценции (в, г). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

происхождение протолита гнейсов, а оценки возраста соответствуют эдиакарию.

Ортогнейсы из пробы 1039/5 (рис. 1; 69°27'41" с. ш., 176°55'18" в. д.; табл. 1) содержат прозрачный и полупрозрачный бесцветный и жёлто-рыжего цвета акцессорный циркон. Он представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического облика размером от 100 до 175 мкм; $K_{удл} = 1.5–3.0$ и характеризуется магматической зональностью (рис. 3 а).

Для циркона центральных частей получен конкордантный возраст 598 ± 5 , а для краевых частей – 100 ± 2 млн лет (рис. 3 в). Первый отражает возраст магматического протолита ортогнейса, второй совпадает с возрастом внедрения гранитоидов поздней фазы (см. ниже) и мигматизации гнейсов [1].

В поле развития ортогнейсов велиткенского комплекса присутствуют гнейсы, для которых

в результате проведённых геохронологических исследований предполагается обломочный генезис циркона, т.е. они являются парагнейсами (рис. 1; 69°27'41" с. ш., 179°55'18" в. д., проба 1039/10; 69°25'35" с. ш., 179°50'17" в. д., проба 1044/9 (табл. 1)). Они содержат акцессорный циркон в виде бесцветных, светло-жёлтых субидиоморфных призматических кристаллов размером от 100 до 200 мкм, $K_{удл} = 2–5$ (рис. 4 в, 4г). Циркон имеет магматическую осциляторную зональность с элементами секториальности и преимущественно высокие величины Th/U 0.19–1.55. Некоторые кристаллы в пробе 1039/10 содержат унаследованные ядра (точки 1.1. и 6.1. на рис. 4 в).

Для краевых частей циркона с магматической зональностью из обеих проб получено несколько возрастных популяций: 1039/10 – 949 ± 26 , 624 ± 24 , 530 ± 14 , 494 ± 4 ; 1044/9 – 1185 ± 15 , 992 ± 13 , 968 ± 13 , 784 ± 10 , 535 ± 7 , 489 ± 7 , 455 ± 6 , 429 ± 7 млн лет

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb SIMS-датирования циркона из ортогнейсов и парагнейсов Велиткенайского гранитно-метаморфического купола

Точка анализа	Рбс, %	U, г/г	Th, г/г	Рb*, г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		Отношения изотопов					коэфф. корр.	
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		±%
4047-4 – ортогнейс; 603±10 млн лет, 334±7; 69°21'55", 176°49'36"														
4047-4-9.2	0.00	3266	18	0.01	144	322	±8	0.053	0.74	0.372	2.5	0.051	2.4	.955
4047-4-11.2	0.00	3163	21	0.01	145	335	±8	0.053	0.73	0.391	2.5	0.053	2.4	.958
4047-4-6.1	0.00	2592	69	0.03	120	337	±8	0.053	0.79	0.393	2.5	0.054	2.4	.948
4047-4-5.2	0.00	2826	22	0.01	132	342	±8	0.054	0.77	0.402	2.5	0.054	2.4	.952
4047-4-9.1	0.00	453	219	0.50	37.3	591	±14	0.060	1.4	0.796	2.8	0.096	2.4	.867
4047-4-10.1	0.00	734	785	1.10	61.4	599	±14	0.060	1.1	0.801	2.6	0.097	2.4	.914
4047-4-12.1	0.00	663	424	0.66	55.9	603	±14	0.060	1.1	0.806	2.6	0.098	2.4	.904
4047-4-4.1	0.00	356	150	0.44	30	604	±14	0.059	1.5	0.801	2.8	0.098	2.4	.841
4047-4-5.1	0.00	1264	767	0.63	109	615	±15	0.061	1.6	0.84	3	0.100	2.6	.848
4047-4-11.1	0.00	382	173	0.47	32.9	617	±14	0.060	2.2	0.828	3.3	0.100	2.4	.738
1039/5 – ортогнейс; 598±5 млн лет; 69°27'41", 176°55'18"														
1039-5-4.1	0.00	3939	182	0.05	50.6	96	±2	0.048	1.3	0.099	2.7	0.015	2.4	.879
1039-5-6.1	0.00	3257	88	0.03	43.1	99	±2	0.047	1.5	0.101	2.8	0.015	2.4	.845
1039-5-7.1*	1.23	5555	524	0.10	75.4	100	±2	0.058	1.4	0.104	3.7	0.016	2.4	.635
1039-5-7.1	0.26	469	0	0.00	6.48	103	±3	0.049	3.6	0.104	5.3	0.016	2.5	.470
1039-5-8.1	0.00	8153	292	0.04	113	103	±2	0.048	0.86	0.106	2.5	0.016	2.4	.939
1039-5-12.1	0.00	382	168	0.46	28.3	534	±12	0.059	1.6	0.700	2.9	0.086	2.4	.832
1039-5-5.1	0.00	534	255	0.49	43.4	582	±13	0.058	1.3	0.753	2.7	0.095	2.4	.878
1039-5-10.1	0.00	1712	1177	0.71	140	585	±13	0.058	0.7	0.758	2.5	0.095	2.3	.959
1039-5-13.1	0.00	545	384	0.73	45.8	602	±14	0.058	1.3	0.780	2.7	0.098	2.4	.884
1039-5-2.1	0.00	425	195	0.47	36	607	±14	0.058	1.3	0.785	2.7	0.099	2.4	.874
1039-5-1.1	0.00	1463	1587	1.12	125	609	±14	0.059	0.8	0.803	2.5	0.099	2.4	.946
1039/10 – парагнейс; 949±26, 624±24, 530±14, 494±4 млн лет; 69°27'41", 176°55'18"														
1039-10_13.1	0.19	388	180	0.48	26	484	±5	0.057	2.6	0.609	2.8	0.078	1.1	.386
1039-10_5.1	0.42	213	130	0.63	14.5	489	±3	0.057	4.6	0.616	4.6	0.079	0.72	.156
1039-10_1.2	0.05	324	139	0.44	22.4	499	±3	0.057	1.7	0.638	1.8	0.080	0.54	.309

Окончание таблицы 1

1039-10_7.1	0.00	301	195	0.67	21.3	512	±3	0.060	2.4	0.684	2.5	0.083	0.57	.229
1039-10_9.1	0.23	171	147	0.89	12.8	539	±4	0.057	2.8	0.689	2.9	0.087	0.73	.254
1039-10_12.1	0.24	383	420	1.13	29	542	±3	0.057	1.9	0.688	2	0.0878	0.49	.246
1039-10_2.1	0.10	232	192	0.86	19.8	611	±4	0.061	2.1	0.832	2.2	0.099	0.71	.321
1039-10_3.1	0.19	404	76	0.19	35.8	631	±3	0.060	2	0.853	2	0.103	0.49	.238
1039-10_4.1	0.02	551	156	0.29	72.3	915	±4	0.070	0.79	1.474	0.91	0.153	0.45	.493
1039-10_8.1	0.00	532	66	0.13	72.4	948	±4	0.070	0.78	1.538	0.91	0.158	0.47	.513
1039-10_11.1	0.05	277	294	1.10	38.4	964	±5	0.071	1.4	1.575	1.6	0.161	0.59	.380
1039-10_10.1	0.10	350	90	0.27	48.5	964	±4	0.070	1.2	1.558	1.2	0.161	0.47	.377
1039-10_6.2	0.05	591	46	0.08	82.5	971	±4	0.071	0.81	1.598	0.92	0.162	0.44	.478
1039-10_6.1	0.01	665	316	0.49	173	1701	±5	0.106	0.42	4.412	0.54	0.302	0.34	.632
1039-10_1.1	0.08	312	53	0.17	84.6	1767	±7	0.116	3.3	5.03	3.3	0.315	0.47	.141
<i>1044/9 – паразнейс; 1185±15, 992±13, 968±13, 784±10, 535±7, 489±7, 455±6, 429±7 ман лет; унаследованные ядра 1731±8 и 1893±59 млн лет; 69°25'36", 176°50'47"</i>														
1044-9_15.1	0.04	866	339	0.40	51.1	428	±6	0.056	1.1	0.526	1.8	0.069	1.4	.780
1044-9_6.1	0.03	362	104	0.30	21.4	429	±6	0.055	1.6	0.522	2.1	0.069	1.4	.640
1044-9_14.1	0.08	492	217	0.46	29.3	431	±6	0.055	1.6	0.521	2.1	0.069	1.4	.652
1044-9_10.2	0.00	513	172	0.35	31.7	448	±6	0.056	1.3	0.552	1.9	0.072	1.4	.716
1044-9_10.1	0.06	695	501	0.75	43.5	453	±6	0.055	1.3	0.557	1.9	0.073	1.4	.732
1044-9_12.1	0.04	822	119	0.15	51.8	456	±6	0.056	1.1	0.562	1.7	0.073	1.3	.768
1044-9_13.1	0.14	249	46	0.19	16.1	467	±6	0.055	2.3	0.566	2.7	0.0751	1.4	.519
1044-9_11.1	0.06	712	392	0.57	47.7	484	±6	0.056	1.2	0.605	1.8	0.0779	1.4	.737
1044-9_7.1	0.08	809	61	0.08	54.5	486	±6	0.056	1.5	0.607	2	0.0783	1.3	.659
1044-9_5.1	0.03	822	814	1.02	56.4	495	±8	0.057	1.5	0.629	2.2	0.0799	1.6	.731
1044-9_9.1	0.14	162	243	1.55	11.2	497	±7	0.058	3	0.637	3.3	0.0802	1.4	.429
1044-9_8.1	0.21	174	146	0.87	12.9	535	±7	0.058	3	0.687	3.3	0.0866	1.4	.435
1044-9_1.1	0.72	227	83	0.38	25.4	784	±10	0.068	2.8	1.209	3.1	0.129	1.4	.447
1044-9_4.1	0.00	354	199	0.58	49.2	968	±12	0.072	1.2	1.599	1.8	0.162	1.4	.742
1044-9_2.1	0.84	90	47	0.54	13	992	±13	0.075	4	1.709	4.3	0.166	1.5	.340
1044-9_3.1	0.06	418	135	0.33	72.5	1185	±15	0.081	0.81	2.244	1.6	0.202	1.3	.856

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Rbс и Rb* – природный и радиогенный свинец соответственно.

(рис. 4 а, б). Наиболее молодые возрасты в обеих пробах соответствуют кембрию и силуру и отвечают максимальному возрасту седиментации осадочного протолита гнейсов. Для двух унаследованных ядер циркона из пробы 1039/10 получены палеопротерозойские оценки возраста 1701 ± 5 и 1767 ± 7 млн лет. Редкое присутствие палеопротерозойской (1.6–1.8 млрд лет) популяции детритовых цирконов отмечается и для девонских парагнейсов в обрамлении Велиткенайского массива и купола Коолень [1]. Ранее было показано, что в детритовых популяциях велиткенайских парагнейсов наиболее молодые датировки отвечают интервалу от 400 до 320 млн лет, при этом самая молодая дата 320 млн лет соответствует башкирскому веку [8]. По геологическим данным в обрамлении Велиткенайской структуры отсутствуют осадочные отложения древнее девона; ордовикские—нижнедевонские отложения наблюдаются только в Кооленьской гранитно-метаморфической структуре Восточной Чукотки [19]. В дальнейшем необходимо получение статистически более значимых данных методом лазерной абляции для более уверенной интерпретации полученных данных.

Присутствие раннепалеозойских цирконов может указывать на каледонские тектономагматические события.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТИ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КУПОЛА

Гранитоиды поздней фазы Велиткенайского массива. Все гранитоиды по химическому составу отвечают лейкогранитам и умеренно-щелочным лейкогранитам; SiO_2 , 75.5–77.3; TiO_2 , 0.02–0.06; Al_2O_3 , 13.4–14.3; Fe_2O_3 общ., 0.37–0.9; MnO , 0.02–0.03; MgO , 0.1–0.12; CaO , 0.85–1.28; Na_2O , 1.78–2.93; K_2O , 5.11–6.93; P_2O_5 , <0.05.

Акцессорный циркон из гранат-содержащего лейкогранита центральной части структуры (рис. 1; $69^\circ 26' 56''$ с. ш., $176^\circ 54' 54''$ в. д.; проба 1041/5; (табл. 1)) бесцветный или светло-жёлтого цвета, прозрачный и полупрозрачный, представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического облика размером от 50 до 150 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.5–3$ (рис. 5 а). Циркон характеризуется хорошо проявленной осцилляторной магматической зональностью и как высокими величинами Th/U-отношениями 0.51–0.82, так и более низкими — 0.04–0.28.

Получены оценки возрасты циркона 102 ± 2 , 149 ± 4 , 177 ± 4 , 196 ± 5 , 333 ± 8 , 352 ± 8 и 595 ± 13 млн

лет (рис. 5 б, 5 в). Поскольку ранее установлено, что лейкограниты поздней фазы Велиткенайского массива прорывают монзонитоиды ранней фазы с возрастом 106–103 млн лет [1], то раннемеловой (альбский) возраст 102 ± 2 мы рассматриваем как возраст внедрения и кристаллизации лейкогранитов, а все более древние цирконы — как ксеногенные.

Циркон из лейкогранитов в центральной части купольной структуры (рис. 1; $69^\circ 27' 40.7''$ с. ш., $176^\circ 52' 5.27''$ в. д., проба 1050.; $69^\circ 22' 48.2''$ с. ш., $176^\circ 49' 59.6''$ в. д.; проба 4036-1/5; (табл. 1)) представлен идиоморфными кристаллами призматического облика размером от 200 до 450 мкм, $K_{\text{удл}} = 2.0–5$ (рис. 5 а). Циркон характеризуется тонкой осцилляторной магматической зональностью и величинами Th/U-отношениями от 0.05 до 0.5.

Для циркона получены конкордантные возрасты 109 ± 1 и 100 ± 1 млн лет (рис. 5 г, 5 д), которые интерпретируются как возрасты кристаллизации гранитоидов и соответствуют раннему мелу (альбу).

Лейкограниты из юго-западной краевой части Велиткенайского плутона (рис. 1; $69^\circ 16' 43.7''$ с. ш., $176^\circ 42' 33.3''$ в. д., проба 4048-5; (табл. 1)) содержат идиоморфные кристаллы циркона призматического облика размером от 120 до 300 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.5–4.5$ (рис. 5 а). Циркон характеризуется отчётливой осцилляторной магматической зональностью и высокими величинами Th/U-отношениями от 0.26 до 1.24. Циркон имеет конкордантный возраст 99 ± 1 млн лет (рис. 5 д), который интерпретируется как возраст кристаллизации гранитоидов и соответствуют границе раннего и позднего мела.

Таким образом, полученные новые геохронологические данные и опубликованные ранее свидетельствуют о том, что неопротерозойские ортогнейсы прослеживаются на значительной площади в центральной части Велиткенайской гранитно-метаморфической структуры. Наличие унаследованных ядер в цирконе из парагнейсов с возрастом 1701 ± 5 и 1767 ± 7 млн лет позволяет предполагать, что в фундаменте ААЧМ присутствуют и палеопротерозойские породы, однако преобладающими возрастными популяциями циркона являются нео- и мезопротерозойская [1, 7, 13].

Интерес представляет оценка возраста 334 млн лет, соответствующая раннему карбону (визе) и зафиксированная в каймах циркона из плагиогнейсов с возрастом 603 млн лет. Близким по возрасту событием является

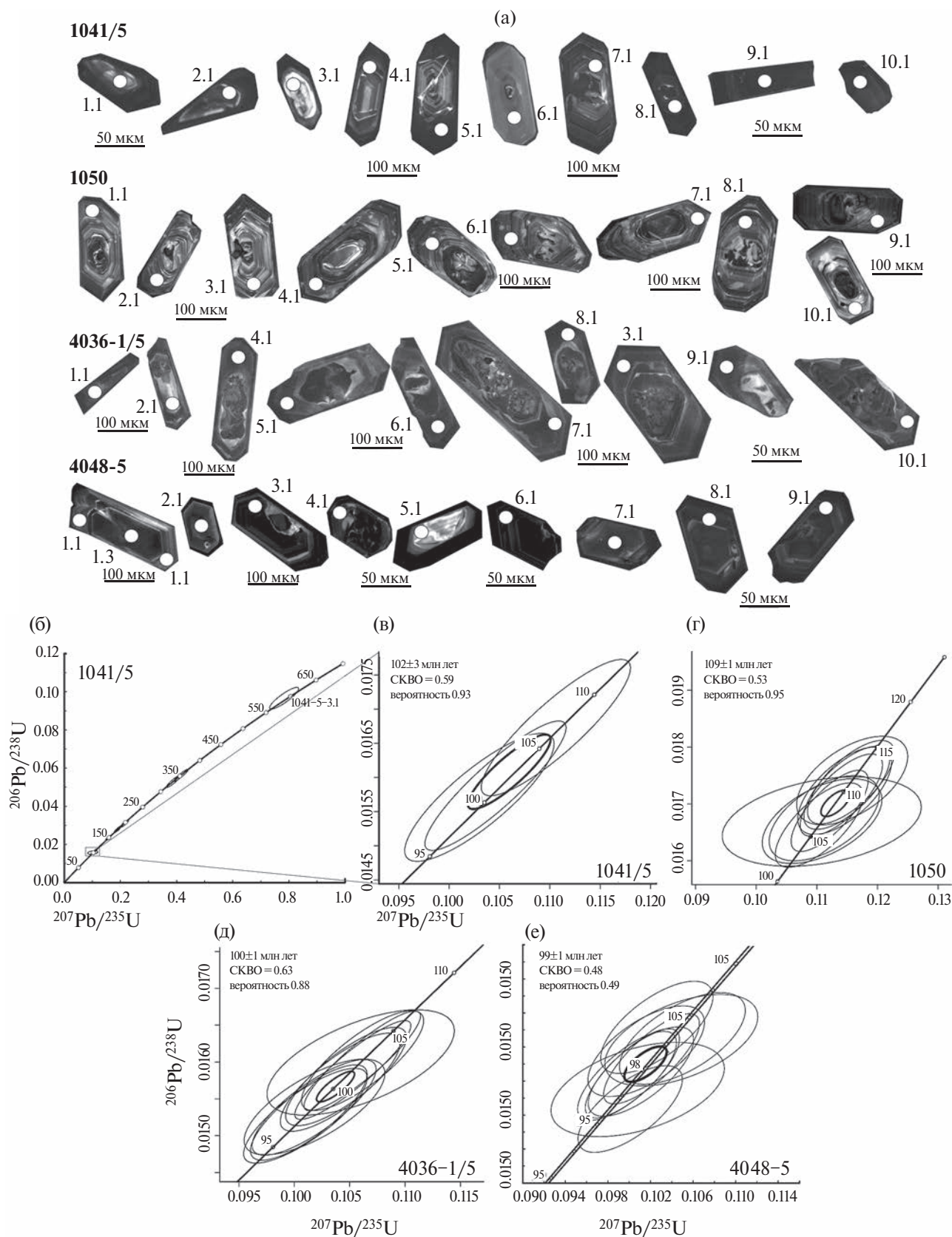


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолуминесценции (а) и диаграммы с конкордией (б–е) для циркона из лейкогранитов центральной (пробы 1041/5, 1050, 4036-1/5) и юго-западной (проба 4048-5) частей Велиткенского гранитно-метаморфического купола. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2.

Таблица 2. Результаты U–Th–Pb SIMS-датирования цирконов из лейкогранитов поздней фазы Велиткенайского массива одноименного гранито-метаморфического купола

Точка анализа	Рбс, %	U, г/г	Th, г/г	Рb*, г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		Отношения изотопов				коэфф. корр.		
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%
1041-5 – гранат-содержащий лейкогранит; 102±1 млн лет, 69°26'56", 176°54'54"														
1041-5-10.1	0.04	2689	500	36.3	0.19	101	±2	0.048	1.5	0.103	2.9	0.016	2.4	.830
1041-5-6.1	1.05	764	186	10.4	0.25	101	±2	0.055	2.6	0.102	7.2	0.016	2.4	.340
1041-5-5.1	0.00	4077	338	55.6	0.09	102	±2	0.048	1.2	0.105	2.7	0.016	2.4	.888
1041-5-8.1	0.00	3765	185	54.1	0.05	107	±3	0.048	1.3	0.111	2.7	0.017	2.4	.873
1041-5-1.1	0.00	3220	226	64.6	0.07	149	±4	0.049	1.1	0.157	2.6	0.023	2.4	.910
1041-5-4.1	0.00	2367	641	56.6	0.28	177	±4	0.049	1.2	0.190	2.6	0.028	2.4	.895
1041-5-2.1	0.05	2225	85	59.1	0.04	196	±5	0.051	1.1	0.218	2.7	0.031	2.4	.889
1041-5-7.1	0.03	1860	1474	84.6	0.82	333	±8	0.053	1.0	0.389	2.6	0.053	2.4	.922
1041-5-9.1	0.00	4267	2125	206	0.51	352	±8	0.054	0.9	0.416	2.5	0.056	2.3	.939
1041-5-3.1	0.00	503	260	41.7	0.53	595	±13	0.059	1.3	0.783	2.7	0.097	2.4	.879
1050 – лейкогранит; 102±1 млн лет, 69°27'7", 176°52'19"														
1050.01_1.1	0.10	1735	339	25.9	0.20	111	±2	0.048	1.8	0.115	2.5	0.017	1.7	.703
1050.01_10.1	0.46	519	179	7.49	0.36	107	±2	0.050	5.5	0.115	5.8	0.017	1.9	.324
1050.01_2.1	0.09	2027	447	29.9	0.23	110	±2	0.048	1.6	0.114	2.4	0.017	1.7	.732
1050.01_3.1	0.15	1236	527	17.8	0.44	107	±2	0.0478	2.7	0.111	3.3	0.017	1.8	.543
1050.01_4.1	0.21	859	142	12.4	0.17	107	±2	0.050	3	0.115	3.5	0.017	1.8	.511
1050.01_5.1	0.23	1464	376	21.9	0.27	111	±2	0.048	2.7	0.115	3.2	0.017	1.8	.543
1050.01_6.1	0.08	2121	508	31.4	0.25	110	±2	0.047	1.8	0.113	2.5	0.017	1.7	.695
1050.01_7.1	0.13	1819	436	27	0.25	110	±2	0.049	2.1	0.116	2.7	0.017	1.8	.643
1050.01_8.1	0.00	2012	539	29.1	0.28	108	±2	0.047	1.5	0.109	2.3	0.017	1.7	.750
1050.01_9.1	0.00	1381	276	19.8	0.21	107	±2	0.050	1.8	0.114	2.6	0.017	1.8	.700
4036-1/5 – лейкогранит; 109±1 млн лет, 69°22'48", 176°49'59"														
4036-1-5_1.1	0.07	2847	85	37.7	0.03	99	±2	0.049	1.4	0.104	2.2	0.015	1.7	0.8
4036-1-5_10.1	0.00	2237	107	29.4	0.05	98	±2	0.050	1.4	0.104	2.2	0.015	1.7	0.8
4036-1-5_2.1	0.18	1124	66	15.5	0.06	102	±2	0.048	2.7	0.107	3.2	0.016	1.8	0.6
4036-1-5_3.1	0.00	3057	177	40.2	0.06	98	±2	0.047	1.2	0.100	2.1	0.015	1.7	0.8
4036-1-5_4.1	0.05	4090	226	56.3	0.06	102	±2	0.047	1.2	0.105	2.1	0.016	1.7	0.8
4036-1-5_5.1	0.00	3465	194	46.6	0.06	100	±2	0.047	1.2	0.102	2.1	0.016	1.7	0.8
4036-1-5_6.1	0.00	3710	234	50.4	0.07	101	±2	0.048	1.2	0.105	2.1	0.016	1.7	0.8
4036-1-5_7.1	0.00	4518	470	61.6	0.11	102	±2	0.049	0.98	0.106	2	0.016	1.7	0.9

Окончание таблицы 2

4036-1-5_8.1	0.04	5248	199	72.2	0.04	102	±2	0.048	1	0.105	2	0.016	1.7	0.9
4036-1-5_9.1	0.00	3669	211	48.5	0.06	99	±2	0.049	1.8	0.103	2.5	0.015	1.7	0.7
4048-1/5 – лейкогранит; 97±1 млн лет, 69°16'44", 176°42'33"														
4048-1-5_1.1	1.36	357	306	4.76	0.89	98	±1	0.050	14	0.106	14	0.015	1.1	.079
4048-1-5_10.1	1.21	418	319	5.57	0.79	98	±1	0.049	13	0.104	13	0.015	1.0	.077
4048-1-5_2.1	1.17	421	471	5.58	1.16	98	±1	0.050	11	0.106	11	0.015	1.0	.085
4048-1-5_3.1	0.68	718	654	9.41	0.94	97	±1	0.048	7.1	0.100	7.2	0.015	0.6	.089
4048-1-5_4.1	0.93	477	497	6.25	1.08	97	±	0.051	10	0.107	10	0.015	0.8	.076
4048-1-5_5.1	0.00	1038	58	145	0.06	971	±3	0.070	0.44	1.569	0.53	0.162	0.3	.550
4048-1-5_6.1	1.18	437	398	5.7	0.94	96	±1	0.045	13	0.094	13	0.015	1.0	.072
4048-1-5_7.1	1.16	437	464	5.73	1.10	97	±1	0.047	12	0.098	12	0.015	0.9	.080
4048-1-5_8.1	0.94	560	674	7.23	1.24	95	±1	0.045	10	0.093	10	0.015	0.8	.078
4048-1-5_9.1	0.81	660	370	8.54	0.58	96	±1	0.048	8.2	0.099	8.2	0.015	0.7	.089
4048-5 – лейкогранит; 99±1 млн лет, 69°16'44", 176°42'33"														
4048-5_3.1	0.09	2439	1870	31.2	0.79	95	±1	0.049	1.5	0.100	2.0	0.015	1.4	.687
4048-5_4.1	0.13	855	352	11.1	0.43	97	±1	0.048	2.9	0.102	3.3	0.015	1.5	.445
4048-5_6.1	0.00	2256	1725	29.6	0.79	98	±1	0.047	1.2	0.100	1.9	0.015	1.4	.747
4048-5_8.1	0.03	2957	3207	38.9	1.12	98	±1	0.048	1.1	0.100	1.8	0.015	1.4	.774
4048-5_2.1	0.05	1980	1392	26.1	0.73	98	±1	0.048	1.4	0.101	2.0	0.015	1.4	.709
4048-5_9.1	0.03	2976	2619	39.5	0.91	99	±1	0.048	1.1	0.102	1.8	0.015	1.4	.783
4048-5_1.1	0.07	1362	930	18.2	0.71	99	±1	0.047	1.7	0.102	2.2	0.016	1.4	.631
4048-5_1.2	0.24	1323	796	17.9	0.62	100	±1	0.049	2.4	0.105	2.8	0.016	1.4	.511
4048-5_7.1	0.30	2679	2455	36.3	0.95	100	±1	0.049	1.8	0.105	2.3	0.016	1.4	.611
4048-5_1.3	0.10	2223	1595	30.3	0.74	101	±1	0.047	1.6	0.103	2.1	0.016	1.4	.667
4048-5_5.1	0.13	337	86	20.7	0.26	445	±6	0.056	1.8	0.550	2.3	0.071	1.4	.627

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Pbc и Pb* – природный и радиогенный свинец соответственно.

средне-позднедевонский—раннекаменноугольный гранитоидный магматизм, связанный с элсмирской орогенцией и проявленный в различных частях ААЧМ ([7] и ссылки в ней). Не исключено, что полученная оценка возраста отражает наиболее поздние фазы данного события. Наличие унаследованных или захваченных цирконов этого же возраста (333 ± 8 , 352 ± 8) в поздних лейкогранитах Велиткенского массива с возрастом 102 млн лет также может указывать на элсмирское событие.

Лейкограниты поздней фазы Велиткенского массива как в центральной части гранитно-метаморфического купола, так и в юго-западной краевой части имеют альбский возраст 109–100 млн лет, соответствующий возрасту мигматизации ортогнейсов 100 ± 2 млн лет [1]. В геодинамическом плане их внедрение связано с образованием на Чукотке структур растяжения (метаморфических ядер) в апте—альбе сразу после коллапса орогена, образованного при коллизии активной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) континента и микроконтинента Арктическая Аляска—Чукотка в начале раннего мела.

Корреляция неопротерозойских ортогнейсов Велиткенского гранитно-метаморфического купола с подобными комплексами других частей ААЧМ (о. Врангеля, п-ов Сьюард и хр. Брукс Аляски, Чукотский бордерленд, купол Коолень, о. Жохова) указывают на единство фундамента микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка. Гранитоидный магматизм неопротерозойского возраста указывает на формирование континентальной коры в эпоху тиманской (байкальской) орогенции.

Полученные геохронологические данные свидетельствуют о необходимости введения велиткенского комплекса в легенду чукотской серии листов, что является вкладом в практику картирования и издание геологической карты третьего поколения.

БЛАГОДАРНОСТИ.

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Полевые работы были выполнены за счёт средств ВСЕГЕИ, аналитические данные получены за счёт средств гранта РНФ № 20-17-00197-П, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счёт субсидии.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В. В., Ползуненков Г. О., Готтлиб Э. Ш., Миллер Э. Л. Меловой монцонит-гранит-магматитовый велиткенский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U-Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска—Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 227–259.
2. Гельман М. Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXI, XXII. А. Я. Пьянков, ред. М. Е. Городинский. Магадан, 1981. С. 1–85.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXVII, XXVIII. В. Г. Желтовский, ред. Г. М. Сосунов. Магадан, 1980. С. 1–82.
5. Кораго Е. А., Столбов Н. М., Соболев Н. Н., Шмания А. В. Магматические комплексы восточного сектора Российской Арктики / Под редакцией В. Д. Каминского, Г. П. Аветисова, В. Л. Иванова. 70 лет в Арктике и Мировом океане // СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.
6. Косько М. К., Авдюничев В. В., Ганелин В. Г., Опекунов А. Ю., Опекунова М. Г., Сесил М. П., Смирнов А. Н., Ушаков В. И., Хандожко Н. В., Харрисон Дж. К., Шульга Ю. Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
7. Лучицкая М. В., Соколов С. Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 1–25.
8. Ползуненков Г. О. Петрология и изотопная геохронология Велиткенского монцонит-гранит-магматитового комплекса (Арктическая Чукотка) / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2023. 19 с.
9. Akinin V. V., Amato J. M., Miller E. L., Gottlieb E., Polzunenkov G. O. New geochronologic data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic-Devonian) from the Arctic part of the Chukotka Peninsula // International Conference on Arctic Margins VI. 2011. P. 6.

10. Akinin V. V., Miller E. L., Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: an update of GEOCHRON 2.0. *Geophysical Research Abstracts*. 2012. V. 14. EGU2012-3876.
11. Akinin V. V., Gottlieb E. S., Miller E. L., Polzunenkov G. O., Stolbov N. M., Sobolev N. N. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U-Pb geochronology and O-Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arctos*. 2015. DOI: 10.1007/s41063-015-0016-6.
12. Amato J. M., Toro J., Miller E. L., Gehrels G. E., Farmer G. L., Gottlieb E. S., Till A. B. Late Proterozoic – Paleozoic evolution of the Arctic Alaska-Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2009. V. 121. P. 1219–1235.
13. Amato J. M., Aleinikoff J. N., Akinin V. V., McClelland W. C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages / Dumolin J. A., Till A. B. (eds.). *Reconstruction of Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2014. V. 506. P. 29–57.
14. Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. V. 16. No. 5. P. 713–729.
15. Ershova V. B., Lorenz H., Prokopiev A. V., Sobolev N. N., Khudoley A. K., Petrov E. O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T. B. The De Long Islands: a missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. 2016. V. 35. P. 305–322.
16. Gottlieb E. S., Pease V., Miller E. L., Akinin V. V. Neoproterozoic basement history of Wrangel Island and Arctic Chukotka: integrated insights from zircon U-Pb, O and Hf isotopic studies / Pease V., Coakley B. (eds). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. V. 460.
17. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc.* 2004. V. 30. P. 69–74.
18. Luchitskaya M. V., Moiseev A. V., Sokolov S. D., Tuchkova M. I., Sergeev S. A., O'Sullivan P. B., Verzhbitsky V. E., Malyshev N. A. Neoproterozoic granitoids and rhyolites of Wrangel Island: Geochemical affinity and geodynamic setting in the Eastern Arctic region // *Lithos*. 2017. V. 292–293. P. 15–33.
19. Natal'in B., Amato J. M., Toro J., Wright J. E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonic of Arctic region // *Tectonics*. 1999. V. 18. № 6. P. 977–1003.

THE AGE OF THE BASEMENT OF ARCTIC ALASKA – CHUKOTKA MICROPLATE ON THE EXAMPLE OF THE VELITKENAY GRANITE-MIGMATITIC DOME (NE RUSSIA)

M. V. Luchitskaya^{a, #}, D. V. Bushueva^b, K. N. Mazurkevich^b,

Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a

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

^b*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russian Federation*

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

The basement of Arctic Alaska – Chukotka microcontinent (AACHM) is exposed in Velitkenay granite-metamorphic dome of Chukotka. U-Pb (SIMS) geochronological study of the orthogneisses of the basement, paragneisses after Paleozoic rocks and leucogranites of Velitkenay pluton in the central and southwestern parts of this structure is carried out. Neoproterozoic ages of basement orthogneisses (velitkenay complex) and Albian ages of granitoids of Velitkenay pluton are confirmed. The latter coincides with the age of orthogneisses migmatization. The youngest zircon clusters from paragneisses within velitkenay complex have Cambrian and Silurian ages, single zircon crystals contain inherited 1.7 and 1.9 Ma cores. The correlation of Neoproterozoic orthogneisses of Velitkenay granite-metamorphic dome with similar complexes of the other AACHM regions indicates unity of its basement. It is offered to enter velitkenay metamorphic complex into the legend of Chukotka series of the third-generation geological map sheets.

Keywords: Arctic Alaska – Chukotka microcontinent, East Arctic, granitoids, granite-metamorphic dome, Velitkenay pluton, basement, velitkenay complex, zircon

УДК 551.73

ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРДОВИКА И СИЛУРА СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ВОСТОЧНЫЙ КЫРГЫЗСТАН): ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

© 2024 г. Д. В. Алексеев^{1,2,*}, А. К. Худолей², С. Э. Дюфрэн³,
А. В. Кушнарёва², Н. В. Брянский⁴, А. А. Каримов^{4,5}

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 17.01.2024 г.

Поступило 17.01.2024 г.

После доработки 25.01.2024 г.

Принято к публикации 29.01.2024 г.

Для уточнения возраста отложений и источников сноса, проведено датирование обломочных цирконов в песчаниках сарыджазской и ичкебашской свит Срединного Тянь-Шаня, относящихся к среднему и верхнему ордовика. Полученные данные свидетельствуют, что в верхних горизонтах ичкебашской свиты присутствуют отложения нижнего силура, ранее в регионе не выделявшиеся. Возраст не древнее силурийского имеет также каначуйская свита, залегающая стратиграфически выше ичкебашской. Отсутствие морской фауны на этих уровнях, по-видимому, обусловлено дельтовым характером фаций. Источники сноса, судя по ориентировке индикаторов течений и возрастам обломочных цирконов, находились в пределах Северного Тянь-Шаня (СТШ). В ичкебашской свите доминируют зёрна с возрастными от позднего кембрия до силура, синхронные основному этапу раннепалеозойского магматизма в СТШ. Присутствие докембрийских обломочных цирконов во всех датированных образцах, и наиболее широко представленных в сарыджазской свите, свидетельствует о размыве пород докембрия, по-видимому — Чу-Кендыктасского массива, в пределах которого наблюдаются похожие распределения возрастов обломочных цирконов в метаосадочных толщах неопротерозоя и нижнего палеозоя. Формирование передового прогиба в Срединном Тянь-Шане в позднем ордовике и раннем силуре происходило в целом субсинхронно с основным орогенным событием в Северном Тянь-Шане.

Ключевые слова: обломочные цирконы, U–Pb-датирование, ордовик, силур, Срединный Тянь-Шань
DOI: 10.31857/S2686739724050036

ВВЕДЕНИЕ

Обломочные толщи, накапливающиеся на завершающих стадиях тектонического цикла в передовых прогибах складчатых поясов, являются важным источником информации о времени объединения изначально разобщённых тектонических блоков (аллохтонных террейнов,

микроконтинентов, континентальных массивов и др.), а также о характере и эволюции орогенных поднятий, являвшихся источником сноса. Определение возрастов обломочных толщ, выполняющих передовые прогибы, однако, часто осложняется редкостью или отсутствием фауны в терригенных разрезах и основным источником информации о возрасте отложений становятся результаты датирования обломочных цирконов.

Основными элементами раннепалеозойской структуры Тянь-Шаня на территории Киргизии являются два докембрийских микроконтинента: Северо-Тянь-Шаньский (Иссык-Кульский), представлявший в кембрии и ордовике континентальную магматическую дугу, и Ишим–Срединно-Тянь-Шаньский (также называемый Каратау-Нарынским, Сырдарьинским или Улутау-Сарыджазским), в пределах которого

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada

⁴Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

⁵Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: dvalexeiev@mail.ru

проявления раннепалеозойского магматизма отсутствуют (рис. 1) [1–3]. В разрезах нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня (СрТШ) представлены кремнистые, карбонатные и глинистые отложения кембрия – среднего ордовика, накапливавшиеся в обстановках пассивной окраины, и терригенные отложения передового прогиба, возраст которых оценивается в пределах среднего и позднего ордовика [1, 2, 4, 5]. С целью уточнения возраста терригенных толщ и анализа источников сноса, нами было проведено датирование обломочных цирконов в центральных и восточных областях СрТШ (рис. 1).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Срединный Тянь-Шань представляет докембрийский микроконтинент, имеющий значительное сходство геологической истории с Таримским кратоном, и резко отличающийся от континентального блока СТШ. Наиболее древние породы представлены палеопротерозойскими гнейсами свиты Куйлю (2.4–1.8 млрд лет), гранитоидами и вулканитами нижнего неопротерозоя (850–720 млн лет) и обломочными толщами криогения и эдиакария [1, 2] (рис. 1).

Отложения кембрия-среднего ордовика в СрТШ, выделяемые как шорторская серия, лежат субсогласно с локальными размывами на терригенных отложениях неопротерозоя (рис. 2). Нижняя часть серии (курментинская свита) сложена чёрными кремнями, кремнистыми, глинистыми и углеродистыми сланцами, относящимися к нижнему и среднему кембрию по определениям фауны майского яруса в вышележащих отложениях и корреляции с аналогичными отложениями Южного Казахстана и Тарима [4]. Средняя часть разреза (кызылкиндикская свита) представлена чередованием слоистых известняков, известковистых и глинистых сланцев, возраст которых определяется по трилобитам в пределах среднего и верхнего кембрия. Верхняя часть серии (кокбельская свита) сложена чёрными и серыми глинистыми и кремнистыми сланцами с горизонтами известняков, кремней и алевролитов. В центральной части хр. Джетымтау (рис. 1) кокбельская свита отвечает интервалу от тремадока до дарривилия и сменяется вверх по разрезу песчаниками ичкебашской свиты верхнего ордовика [4, 7, 8] (рис. 2). На востоке СрТШ в бассейне р. Сарыджаз кокбельская свита относится к тремадоку. Вверх по разрезу она согласно сменяется олджобайской свитой, сложенной зелёными, серыми и красными кремнистыми алевролитами и яшмовидными кремнями с горизонтами

алевролитов и песчаников. По фаунистическим определениям возраст олджобайской свиты принимался в интервале от верхов тремадокского до дарривильского яруса [4, 7–9] либо от верхов тремадокского до низов дапингского яруса [5, 10].

Вышележащие терригенные отложения в хр. Джетымтау представлены ичкебашской свитой, залегающей согласно, иногда с размывом, на отложениях кокбельской и олджобайской свит (рис. 2). В разрезе свиты преобладают мелководно-морские и дельтовые фации, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами тёмно-зелёной и чёрной окраски. По определениям граптолитов, брахиопод, трилобитов и наутилоидей свита относится либо к сандбийскому и катийскому ярусам верхнего ордовика [4, 7, 8, 11, 12], либо к катийскому ярусу [10]. На ичкебашской свите согласно лежат крупнозернистые песчаники и конгломераты каначуйской свиты, не содержащие органических остатков и относящиеся к верхнему ордовика условно [7, 8, 10].

В бассейне р. Сарыджаз терригенный разрез начинается с сарыджазской свиты [4, 7, 8] (также именуемой восточно-сарыджазской [5, 10]), перекрывающей олджобайскую свиту в основном согласно, но иногда с размывом и линзами конгломератов в основании. В разрезе преобладают крупнозернистые песчаники, характерны пачки турбидитов, органические остатки редки. Возраст свиты обычно оценивается в пределах среднего-позднего ордовика по аналогии с ичкебашской свитой [4, 7, 8], однако единичные находки конодонтов дапингского яруса, в отложениях, отнесённых к сарыджазской свите, позволяют предполагать среднеордовикский возраст пород [5, 10]. Вопрос о возрасте свиты требует уточнения. Верхние горизонты ордовикского разреза в бассейне р. Сарыджаз представлены мелководными массивными и косослоистыми песчаниками, известняками и конгломератами тезской свиты, залегающей с несогласием на различных горизонтах нижнего палеозоя или на неопротерозойских гранитах. По определениями многочисленных окаменелостей тезская свита относится к катийскому ярусу верхнего ордовика [7, 8, 10].

МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для изучения обломочных цирконов было отобрано три образца среднезернистых песчаников из разрезов сарыджазской и ичкебашской свит. Образец А1918 (42°15'10" с. ш. 79°06'24" в. д.) взят в западном борту долины р. Оттук севернее

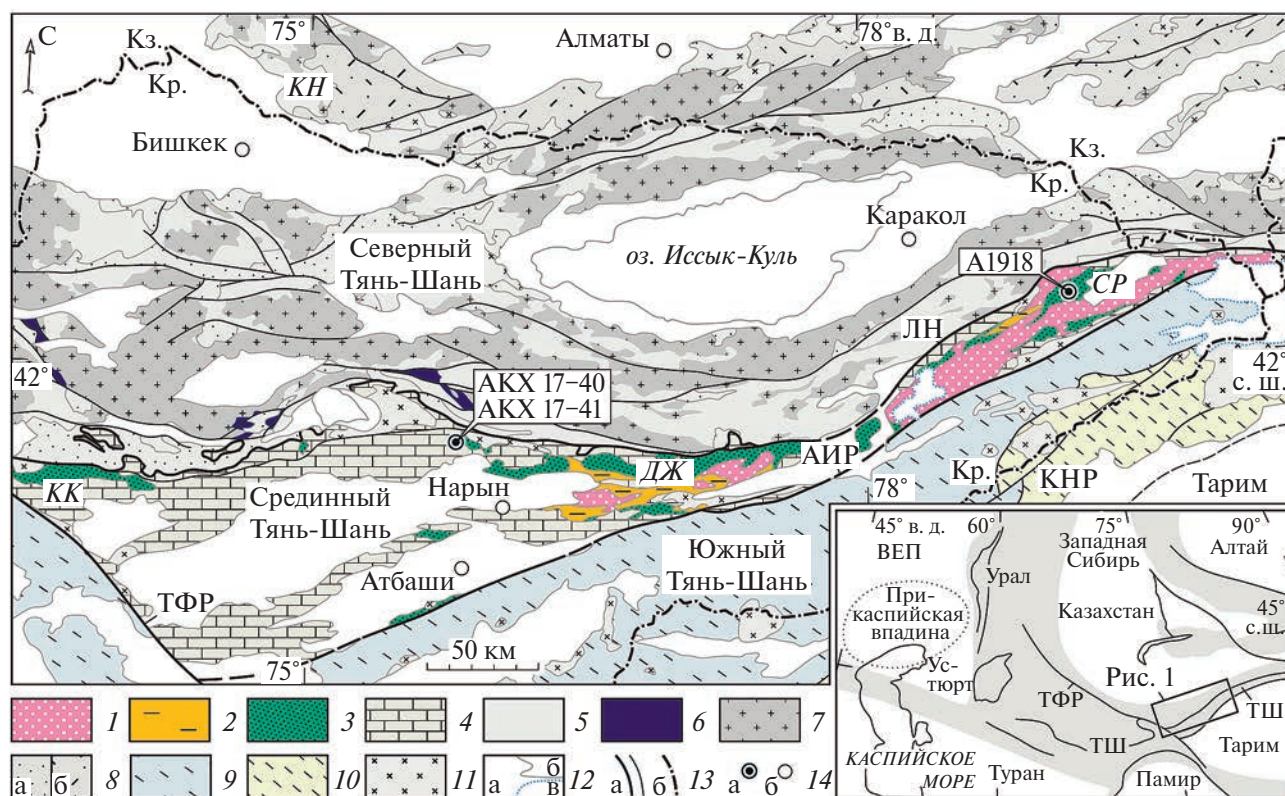


Рис. 1. Геологическая карта района работ (по [3, 6] с изменениями). 1–4 – Срединный Тянь-Шань: 1 – гнейсы архея(?) и палеопротерозоя (комплекс Куйлю), вулканиты и граниты тония, 2 – терригенные отложения криогения и эдиакария, 3 – сланцы, карбонаты, кремни, песчаники нижнего палеозоя, 4 – терригенные и карбонатные толщи девона, карбона и перми; 5–8 – Северный Тянь-Шань: 5 – докембрий и нижний палеозой, 6 – офиолиты Киргизско-Терской зоны, 7 – гранитоиды кембрия, ордовика и силура, 8 – терригенные (а) и вулканогенные (б) толщи девона, карбона и перми; 9 – Южный Тянь-Шань; 10 – деформированные толщи окраины Тарима в пределах Южного Тянь-Шаня; 11 – позднепалеозойские гранитоиды; 12 – отложения мезозоя и кайнозоя (а), водоёмы (б), ледники (в); 13 – разломы главные и второстепенные (а), государственные границы (б); 14 – датированные образцы (а), населённые пункты (б). На врезке – положение района работ в структуре Урало-Монгольского пояса. ДЖ – хр. Джетымтау, КН – хр. Кендыктас, КК – хр. Кёкиримтау, СР – р. Сарыджаз; ЛН – Линия Николаева, АИР – Атбаш-Иныльчекский разлом, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, Кр. – Кыргызстан, Кз. – Казахстан, КНР – Китай, ТШ – Тянь-Шань, ВЕП – Восточно-Европейская платформа.

слияния с р. Сарыджаз (рис. 1) из нижней части сарыджазской свиты в ~50 м выше её подошвы, в пачке массивных песчаников, слагающих здесь ядро синклинали. Два других образца АКХ17-40 и АКХ17-41 отобраны вдоль трассы Бишкек–Нарын в хр. Байдулы (рис. 1) в восточном борту долины р. Кара-Унжюр из верхней части ичкебашской свиты, слагающей здесь обширную погружающуюся на юго-восток моноклинали. Образец АКХ17-40 (41°40'44.5" с.ш. 75°47'26.8" в.д.) взят в кровле ичкебашской свиты непосредственно ниже красноцветных конгломератов среднего-верхнего девона, лежащих с разрывом и пологим (первые градусы) угловым несогласием. Образец АКХ17-41 (41°41'22.5" с. ш. 75°45'53.9" в. д.) отобран ниже по разрезу в ~2.5 км к северо-западу от образца АКХ17-40.

Все изученные песчаники характеризуются незрелым составом. Образец А1918 представлен среднезернистым литаренитом со значительным, не менее 40%, содержанием обломков пород, среди которых преобладают в различной степени метаморфизованные терригенные породы при подчинённом распространении обломков магматических и метаморфических пород. В образцах среднезернистых песчаников АКХ17-40 и АКХ17-41 возрастает содержание кварца и полевых шпатов и по составу они ближе к аркозовым аренитам. Среди обломков пород присутствуют терригенные породы, граниты и метаморфические породы.

Выделение обломочных цирконов проводилось по стандартной методике с применением тяжёлых жидкостей. Отобранные для

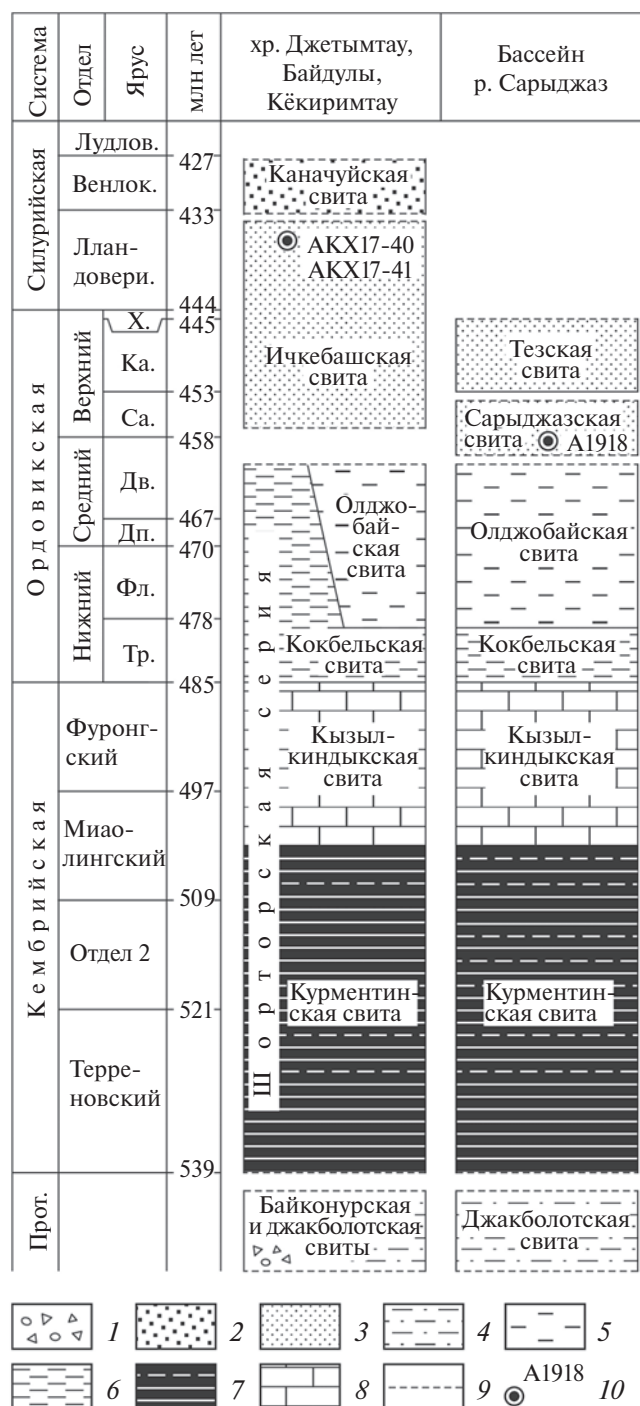


Рис. 2. Схема стратиграфической корреляции разрезов нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня (по [4, 5, 7, 8, 10] с изменениями). 1 – диамиктиты; 2 – конгломераты и песчаники; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – алевролиты; 5 – кремни, яшмы, кремнистые алевролиты с горизонтами песчаников; 6 – глинистые и кремнистые сланцы с прослоями карбонатов; 7 – кремни и углеродистые сланцы; 8 – известняки; 9 – границы, требующие уточнения возраста; 10 – датированные образцы и их номера (эта статья).

датирования зёрна варьируют по размеру от 100 до 250 мкм. Зёрна с палеозойскими возрастами, доминирующие в образцах АКХ17-40 и АКХ17-41 из ичкебашской свиты, представлены в основном хорошо сохранившимися кристаллами призматического габитуса с удлинением от 2 до 3.5. Зёрна протерозойского и архейского возраста, присутствующие во всех образцах и наиболее многочисленные в образце А1918 из сарыджазской свиты, напротив, имеют в различной степени округлые формы, иногда близкие к эллипсам. Большинство зёрен демонстрирует осцилляторную зональность в режиме катодолюминесценции и имеет низкие (<10) U/Th -отношения, что предполагает магматическое происхождение цирконов [13]. Метаморфогенные цирконы с U/Th -отношениями более 10 представлены единичными зёрнами.

$U-Pb$ -датирование цирконов выполнено методом LA-ICP-MS. Цирконы из образцов АКХ17-40 и АКХ17-41 датированы в Канадском центре изотопного микроанализа в университете штата Альберта (Эдмонтон, Канада) на масс-спектрометре ICAP-Q с лазером New Wave UP-213. Цирконы из образца А1918 датированы в ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН (Иркутск) с использованием масс-спектрометра Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite. В образцах АКХ17-40 и АКХ17-41 было датировано по 130 зёрен и в образце А1918 датировано 126 зёрен. Для цирконов с возрастaми менее 1000 млн лет возраст определялся по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, и дискордантность – по отношениям $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$, а для цирконов с возрастaми 1000 млн лет и древнее возраст определялся по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, и дискордантность – по отношениям $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{206}Pb$. Для построения диаграмм и дальнейшей интерпретации использовались $U-Pb$ -анализы с дискордантностью менее 10% и не требующие поправок на обыкновенный свинец. В образцах АКХ17-40, АКХ17-41 и А1918 их количество составляет 120, 98 и 110 анализов соответственно. Результаты датирования представлены на диаграммах плотности распределения вероятности (Probability Density Plots – PDP) (рис. 3), где также обозначены возраста статистически значимых максимумов, рассчитанных в макросе AgePick [13] и образованных тремя и более зёрнами. Средневзвешенный возраст наиболее молодых зёрен рассчитывался для значений возрастa, перекрывающихся в пределах погрешности на уровне 2σ .

В образце A1918 возрасты 110 зёрен, удовлетворяющие критерию дискордантности, варьируют от 454 ± 28 до 3238 ± 47 млн лет (рис. 3 а). Выделяются 3 группы возрастов: 1) раннепалеозойско-мезопротерозойская 454–1421 млн лет (69 зёрен), образующие основной пик с возрастом 979 млн лет, серию сближенных пиков с возрастaми 745, 796 и 833 млн лет и небольшие пики с возрастaми 601 и 1314 млн лет. Необходимо отметить, что палеозойские возрасты имеют лишь 3 зерна. 2) Раннемезопротерозойско–палеопротерозойская 1566–2055 млн лет (19 зёрен) с крупным пиком с возрастaм 1771 млн лет и двумя малыми пиками с возрастaми 1581 и 2035 млн лет и 3) раннепалеопротерозойско–мезоархейская 2198–2818 млн лет (21 зерно) с крупным пиком с возрастaм 2462 млн лет и двумя малыми пиками с возрастaми 2210 и 2394 млн лет. Присутствует единичное палеоархейское зерно с возрастaм 3238 ± 47 млн лет. Возраст наиболее молодого пика составляет 601 млн лет, и средний возраст наиболее молодых зёрен, перекрывающихся в пределах погрешности (3 анализа), составляет 520 ± 57 млн лет (рис. 3 а).

Образцы AKX17-40 и AKX17-41 имеют сходное распределение возрастов обломочных цирконов. В образце AKX17-40 возрасты 120 зёрен, удовлетворяющие критерию дискордантности, варьируют от 428 ± 9 до 3144 ± 39 млн лет (рис. 3 б). Выделяются 4 группы возрастов: 1) раннепалеозойская 428–516 млн лет (44 зерна) с узким доминирующим пиком, имеющим возраст 447 млн лет. Характерно присутствие зёрен с силурийскими возрастaми в диапазоне от 428 ± 9 до 443 ± 10 млн лет (14 зёрен). 2) неопротерозойско–мезопротерозойская 671–1442 (40 зёрен), с серией небольших пиков с возрастaми 796, 945, 975, 1059, 1186, 1422 млн лет; 3) позднепалеопротерозойская 1701–1899 (9 зёрен) с двумя слабовыраженными пиками с возрастaми 1730 и 1803 млн лет и 4) раннепалеопротерозойско–архейская 2413–2528 млн лет (17 зёрен) с пиком с возрастaм 2473 млн лет. Единичные зёрна неопротерозойского, мезопротерозойского, палеопротерозойского и архейского возрастов не образуют статистически значимых пиков. Среднее значение возрастов наиболее молодых зёрен, перекрывающихся в пределах погрешности (20 анализов), составляет 439 ± 3 млн лет, и возраст наиболее молодого пика 447 млн лет (рис. 3 б).

В образце AKX17-41 возрасты 98 зёрен, удовлетворяющие критерию дискордантности, варьируют от 417 ± 12 до 3144 ± 32 млн лет (рис. 3 в). Преобладают зёрна палеозойского возрастa 417–501 (58 зёрен), образующие узкий, резко

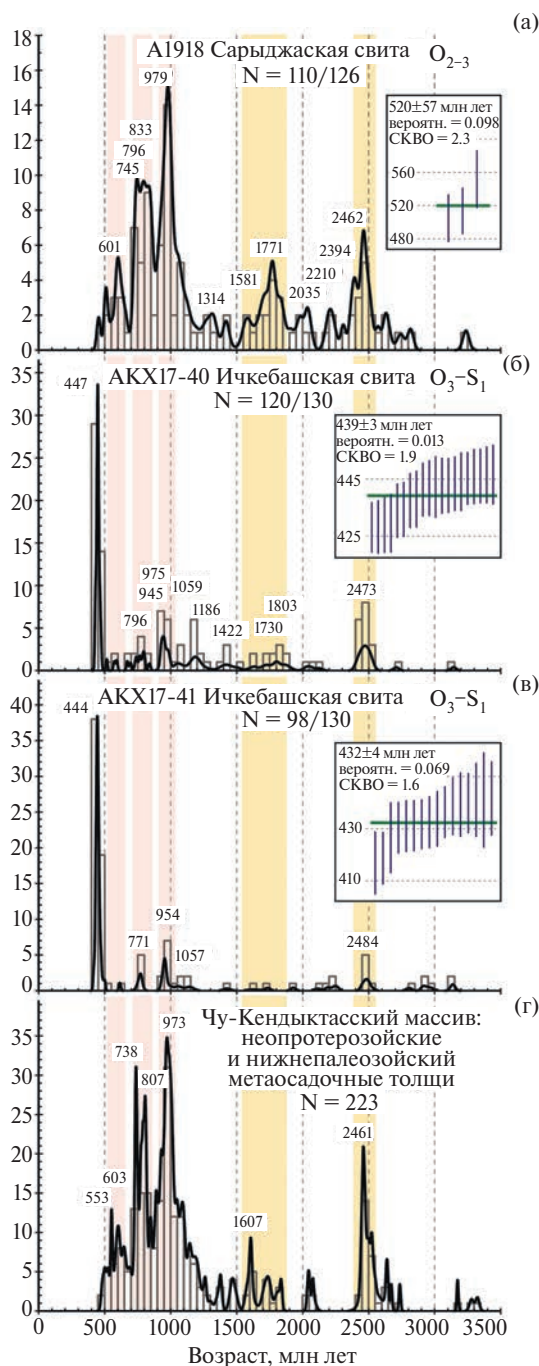


Рис. 3. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов в породах (а) сарыджазской и (б, в) ичкебашской свит Срединного Тянь-Шаня (эта статья), и (г) в неопротерозойских и нижнепалеозойских метасадочных толщах Чу-Кендыктасского массива по данным [14–19]. На графиках указаны возрасты максимумов в млн лет, рассчитанные в программе Age Pick. N – число анализов, вынесенных на диаграмму, и общее число датированных зёрен в образце. На врезках рис. 3 а–в показаны средневзвешенные возрасты наиболее молодых зёрен (не менее трёх), возраст которых перекрывается в пределах погрешности на уровне 2σ .

доминирующий пик с возрастом 444 млн лет. В этой группе 25 зёрен имеют силурийские возрасты в диапазоне от 417 ± 12 до 443 ± 12 млн лет. Остальные зёрна образуют несколько групп с небольшими пиками 771, 954, 1057 и 2484 млн лет. Среднее значение возрастов наиболее молодых зёрен, перекрывающихся в пределах погрешности (16 анализов), составляет 432 ± 4 млн лет, и возраст наиболее молодого пика 444 млн лет (рис. 3 в).

ОБСУЖДЕНИЕ

Образец A1918 песчаника из нижней части сарыджазской свиты содержит лишь единичные палеозойские цирконы, и возраст наиболее молодого зерна 454 ± 28 млн лет не позволяет уточнить возраст свиты, принимаемый по палеонтологическим данным в пределах среднего – верхнего ордовика [7, 8, 10].

Присутствие многочисленных обломочных цирконов силурийского возраста, на которые приходится >10% и >25% от общего числа зёрен в образцах АКХ17-40 и АКХ17-41, соответственно, свидетельствует, что верхние горизонты ичкебашской свиты относятся к силуру. Средние значения возрастов наиболее молодых популяций 439 ± 3 и 432 ± 4 млн лет предполагают раннесилурийский возраст пород. Отсутствие находок силурийской морской фауны в ичкебашской свите, по-видимому, определяется преимущественным развитием дельтовых фаций в верхней части разреза. С учётом ранее опубликованных палеонтологических определений [4, 7, 8, 11, 12] и полученных нами U–Pb-датировок, стратиграфический объём ичкебашской свиты может быть определён в пределах от сандбийского яруса верхнего ордовика до нижнего силура. Каначуйская свита, лежащая стратиграфически выше ичкебашской свиты и условно относившаяся к верхнему ордовика [7, 8], также, по-видимому, имеет возраст не древнее силура. Полученные данные свидетельствуют о присутствии силурийских отложений в центральных областях СрТШ, ранее в этом регионе не выделявшихся, и позволяют предполагать возможное присутствие терригенного силура также на продолжении структур СрТШ в Южном Казахстане в горах Джебаглы и хр. Большой Каратау.

Ориентировка косой слоистости в отложении ичкебашской свиты, указывает, что снос материала происходил с северо-запада, средний азимут транспортировки $Az \sim 140^\circ$, и это предполагает, что источником сноса являлся СТШ. Этот вывод согласуется также с результатами

датирования обломочных цирконов в образцах АКХ17-40 и АКХ17-41, в которых доминируют зёрна с возрастными от верхнего кембрия до силура (рис. 3 б, в) – синхронные основному этапу раннепалеозойского магматизма в СТШ [2, 3].

Присутствие докембрийских обломочных цирконов во всех датированных образцах и, особенно, в образце A1918 из сарыджазской свиты, где на них приходится >95% от общего числа зёрен (рис. 3 а), свидетельствует о размыве пород докембрийского возраста. Основные докембрийские пики на кривых распределения возрастов цирконов в изученных образцах проявлены в различной степени, но имеют близкие возрасты (рис. 3 а, б, в), и это предполагает, что источником докембрийских зёрен являлся единый континентальный блок. Похожее распределение возрастов докембрийских обломочных цирконов наблюдаются на сопредельных территориях в неопротерозойских и раннепалеозойских метасадочных породах Чу-Кендыктасского (Муюнкумского) массива [15–19] (рис. 3 г) протягивающегося из хр. Кендыктас в СТШ (рис. 1), и этот массив является наиболее вероятным источником сноса песчаников сарыджазской и ичкебашской свит СрТШ. Значительные количества обломков терригенных пород в изученных образцах и хорошая окатанность цирконов протерозойского и архейского возрастов свидетельствуют о перемыве и переотложении докембрийских цирконов.

Хорошая сохранность и отсутствие окатанности палеозойских цирконов свидетельствует, что их источником являлись магматические породы. Резкое увеличение доли обломочных цирконов ордовикского и силурийского возраста в отложениях ичкебашской свиты по сравнению с сарыджазской свитой может отражать либо активизацию вулканизма в СТШ в конце ордовика и силура, либо вовлечение в разрыв гранитоидов соответствующих возрастов вследствие их подъёма на уровень эрозионного среза в процессе роста орогенных сооружений СТШ. Полученные датировки показывают, что формирование передового прогиба в СрТШ происходило в целом субсинхронно с основным орогенным событием в СТШ, продолжавшимся, судя по времени завершения активного гранитоидного магматизма, до середины силура ~430 млн лет (Fig. 12 а, в [3]).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.К. Рыбину – директору и сотрудникам ИС РАН в г. Бишкеке за содействие в организации полевых исследований в Тянь-Шане.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счёт средств РНФ проект №23-27-00126.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. Б., Максумова Р. А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1435–1443.
2. Буртман В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия тектоника и геодинамика в палеозое. Труды ГИН РАН. Вып. 570. М.: Геос, 2006. 214 с.
3. Alexeiev D. V., Kröner A., Kovach V. P., Tretyakov A. A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K. E., Mikolaichuk A. V., Wong J., Kiselev V. V. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U-Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. V. 66. P. 93–115.
4. Неевин А. В., Бискэ Г. С., Неевин И. А. Стратиграфия нижнего палеозоя Сырдарьинского континентального массива в восточной части Срединного Тянь-Шаня в связи с вопросами палеогеографии и геодинамики // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2011. Вып. 2. С. 21–36.
5. Danelian T., Popov L. E., Tolmacheva T. Yu., Pour M. G., Neyevin A. V., Mikolaichuk A. V. Ordovician radiolaria and conodonts from the peri-Gondwanan Karatau-Naryn microplate (Sarydzhas, eastern Kyrgyzstan) // Geobios. 2011. V. 44. P. 587–599.
6. Геологическая карта Киргизской ССР, масштаб 1:500000 / Ред. С.А. Игембердиев. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
7. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / К. О. Осмонбетов, В. И. Кнауф, В. Г. Королев (ред.). Фрунзе: АН Киргизской ССР, 1982. Т. 1. 357 с.
8. Джэнчуроева А. В., Захаров И. Л., Жуков Ю. В. и др. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.
9. Чернышук В. П. Биостратиграфия по конодонтам нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / Ред. А. М. Мамбетов. Бишкек: Илим, 1993. С. 70–80.
10. Ghobadi Pour M., Popov L. E., Kim A. I., Abduazimova Z. M., Mikolaichuk A. V., Kim I. A., Ospanova N., Erina M. V., Salimova F. A., Klishevich I., Saidov M. S., Davlatov N. H., Abdiyev N. H., Koldybekov O. Ya., Gordeev D., Rustamov S. T., Yangiboev S. B. The Ordovician of Central Asia (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan) / In: Servais T., Harper D. A. T., Lefebvre B. and Percival I. G. (eds.). A Global Synthesis of the Ordovician System: Part 2. Geological Society, London, Special Publications. 2023. V. 533. P. 313–344.
11. Мисюс П. П. Брахиоподы ордовика Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1986. 254 с.
12. Клишевич В. Л., Соболевская Р. Ф. Ичкебашская свита в хр. Джетымтау (Срединный Тянь-Шань) // Новые данные по биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / Ред. А. М. Мамбетов. Бишкек: Илим, 1993. С. 102–107.
13. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities / Busby C., Azor A. (eds.). Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Chapter 2. Blackwell Publishing, 2012. P. 47–62.
14. Kröner A., Alexeiev D. V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B. F., Liu D., Tretyakov A. A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 901–927.
15. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D. V., Jeffreys T., Khudoley A. K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S. A., Mikolaichuk A. V., Kiselev V. V., Yang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.
16. Skoblenko A. V., Degtyarev K. E., Kanygina N. A., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // Gondwana Res. 2022. V. 105. P. 117–142.
17. Skoblenko (Pilitsyna) A. V., Kanygina N. A., Tretyakov A. A., Degtyarev K. E., Nguyen T. T., Pang K.-N., Sheshukov V. S., Erofeeva K. G. Latest Cambrian stage of evolution of Precambrian continental crust in the Aktyuz high-pressure Complex (Chu-Kendykhtas terrane; North Tien Shan): New evidence from the SW part of the Central Asian Orogenic Belt // J. of Geodynamics. 2023. V. 155. P. 101955.
18. Tretyakov A. A., Pilitsyna A. V., Degtyarev K. E., Salnikova E. B., Kovach V. P., Lee H. Y., Batanova V. G., Wang K.-L., Kanygina N. A., Kovalchuk E. V. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendykhtas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic Belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // Precamb. Res. 2019. V. 332. 105397.
19. Xi W., Li N., Xia X., Ling X., Wu Y. Geochronological constraint on the evolution of the Aktyuz Terrane, Kyrgyz North Tianshan, and the fate of the Taldybulak Levoberezhny gold deposit // Front. Earth Sci. 2021. V 9. P. 664361.

ORDOVICIAN AND SILURIAN SILICICLASTIC STRATA OF THE MIDDLE TIANSHAN (EASTERN KYRGYZSTAN): AGE AND PROVENANCE ACCORDING TO THE DETRITAL ZIRCON DATING

D. V. Alexeiev^{a,b,#}, A. K. Khudoley^b, S. A. DuFrane^c,
A. V. Kushnareva^b, N. V. Bryanskiy^{d,e}, A. A. Karimov^{d,e}

Presented by the Academician of the RAS K.E. Degtyarev January 17, 2024.

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

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

^c*Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada*

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

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

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

Detrital zircon dating allows us to elucidate the age and provenance of siliciclastic strata of the Sarydjaz and Ichkebash formations in the Middle Tianshan of eastern Kyrgyzstan, previously thought to be of the Middle or Late Ordovician age. New data indicate that the upper part of the Ichkebash Formation contains Lower Silurian strata, previously unknown in this region. The Kanachu Formation, which lies stratigraphically above, is also not older than the Silurian in age. The absence of marine fauna at these levels apparently reflects the predominant development of deltaic facies. The paleocurrent indicators and the ages of detrital zircons point at the provenance in the North Tianshan (NTS). Grains with ages from the Late Cambrian to the Silurian, synchronous with the main stage of the Early Paleozoic magmatism in the NTSh, predominate in the Ichkebash Formation. The occurrence of Precambrian detrital zircons in all dated samples and especially in the Sarydjaz Formation indicates the erosion of Precambrian rocks. The provenance most likely located in the Chu-Kendyktas Massif, where Precambrian detrital zircons in Neoproterozoic and Early Paleozoic metasedimentary rocks demonstrate a similar age distribution. The foredeep in the Middle Tianshan was formed in the Late Ordovician and Early Silurian generally subsynchronously with the main orogenic event in the NTS.

Keywords: detrital zircons, U-Pb dating, Ordovician, Silurian, Middle Tianshan

УДК 553.981.2:004.896:316.422

К 90-летию академика РАН А.Э. Конторовича
ЦИФРОВАЯ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕРНИЗАЦИЯ
КРУПНЕЙШЕГО В МИРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ЦЕНТРА
НЕФТЕГАЗОДОБЫЧИ

© 2024 г. Академик РАН А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин*

Поступило 18.10.2023 г.

После доработки 22.01.2024 г.

Принято к публикации 23.01.2024 г.

В статье рассматриваются результаты цифровой и технологической модернизации нефтегазовой отрасли в рамках реализации государственной программы “Цифровая экономика 2017–2024” при реализации мероприятий, предложенных академическими институтами Российской Академии наук на основе комплексной научно-технической программы полного инновационного цикла, а также потенциал поисковых и прикладных исследований для подготовки новой государственной программы “Экономики данных” на период до 2030 года. Мероприятия представляют собой совокупность взаимосвязанных научных, технических, цифровых решений и инновационных технологий, обеспечивающая достижение целей, разработанной, при руководящем участии Института проблем нефти и газа РАН и Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, программы “Цифровая и технологическая модернизация крупнейшего в мире Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи”. Основной целью научных исследований для нефтегазовой экономики больших геоданных является создание и внедрение технологий цифрового моделирования, развитие экосистем, вычислительных платформ и цифровых двойников нефтегазовых активов, и транспортировка углеводородов к существующим и вновь создаваемым нефтехимическим кластерам с целью развития внутреннего рынка по их полной переработки в продукцию с высокой добавленной стоимостью и укрепления цифрового лидерства российских энергетических компаний. Ключевым фактором, сдерживающим инновационное развитие российского нефтегазового комплекса, является нехватка высокопроизводительных вычислительных комплексов. К основным нефтегазовым задачам, требующим привлечения суперкомпьютеров пета- и эксафлопсного уровня производительности (1015 и 1018 операций с плавающей точкой в секунду соответственно), относятся задачи управления “цифровой экосистемой” крупнейшего в мире Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи и уникальных нефтяных и газовых месторождений в режиме реального времени. Развитие цифровой экосистемы предлагается сформировать на базе платформенных решений и комплексных научно-технических программ и проектов полного инновационного цикла. Выявлены основные проблемы в сфере создания цифровой энергетической экономики больших данных: острая нехватка кадров с цифровыми компетенциями в области нефтегазового производства, специалистов по оптимизации, мультисенсоризации, суперкомпьютеризации, кибербезопасности и петророботизации.

Ключевые слова: геология, разработка, нефть, газ, углеводороды, цифровая экономика, экономика данных, цифровая модернизация, экосистема, фондоотдача, экология

DOI: 10.31857/S2686739724050045

ВВЕДЕНИЕ

Нефтегазовая отрасль играет ведущую роль в реализации стратегии цифровой трансформации

национальной экономики больших данных [1–17]. Тесная координация работы нефтегазодобывающих компаний с институтами Российской Академии наук (РАН) позволяет находить эффективные решения в виде построения энергетической экономики на основе больших данных. Создание единой цифровой экосистемы

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

*E-mail: a.dmitrievsky@ipng.ru, ermn@mail.ru

экономики больших данных повысит роль страны как цифрового лидера в мировом энергетическом секторе, рентабельность основных фондов до 40% и долю продукции с высокой добавленной стоимостью, реализуемой на мировых рынках нефти и газа до 50–70%, а также обеспечит экологически чистую и безаварийную добычу углеводородов. Цифровые нефтегазовые технологии являются основной движущей силой изменений в энергетическом секторе, основанных на больших данных и сокращении выбросов парниковых газов. Цифровизация ключевых активов в сфере добычи, транспортировки, переработки и мало- и крупнотоннажной химии углеводородов должна увеличиваться ежегодно до 10%. Российские нефтегазовые компании проводят масштабную интеллектуализацию процессов и технологий, мультисенсоризацию и цифровизацию объектов, включая создание цифровых двойников. Значительные усовершенствования происходят в технологии сбора больших геоданных на протяжении жизненного цикла нефтяных и газовых скважин (бурение, эксплуатация, капитальный ремонт и консервация). Для предотвращения осложнений и аварий при строительстве скважин были созданы передовые системы, основанные на выявлении скрытых закономерностей в больших геоданных с использованием методов искусственного интеллекта. Общие затраты на цифровую модернизацию и обработку больших объёмов данных нефтегазового производства в условиях снижения углеродного следа могут достичь \$6 миллиардов в год к 2035 г.

ЦИФРОВАЯ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕРНИЗАЦИЯ КРУПНЕЙШЕГО В МИРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ЦЕНТРА НЕФТЕГАЗОДОБЫЧИ

В рамках реализации Указа Президента РФ от 1 декабря 2016 г. № 642 “О Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации” институтами РАН в 2019 г. была подготовлена Комплексная научно-техническая программа (далее КНТП) “Цифровая и технологическая модернизация крупнейшего в мире Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи”. Координаторы программы — научные руководители Института проблем нефти и газа РАН академик РАН А.Н. Дмитриевский и Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН академик РАН А.Э. Конторович. В соответствии с утвержденным перечнем поручений Президента РФ по итогам заседания

Совета по науке и результатам встречи с учеными Сибирского отделения РАН Министерством энергетики России совместно с ведущими нефтегазовыми компаниями был подготовлен проект по развитию и модернизации Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи. Крупнейший в мире Западно-Сибирский регион нефтегазодобычи в настоящее время занимает первое место в мире по масштабу и объёмам добычи нефти и газа; имеет площадь 2.5 млн км², половина из которых находится за Полярным кругом; содержит и обеспечивает порядка 2/3 запасов и текущих объёмов добычи и включает более 700 месторождений с запасами нефти и конденсата и 250 месторождений с ресурсами свободного газа. Совет по приоритетному направлению научно-технологического развития “Переход к экологически чистой и ресурсосберегающей энергетике, повышение эффективности добычи и глубокой переработки углеводородного сырья, формирование новых источников, способов транспортировки и хранения энергии” одобрил представленные мероприятия КНТП “Цифровая и технологическая модернизация крупнейшего в мире Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи”. Основные участники КНТП — академические институты РАН, включая ИПНГ РАН и ИНГГ СО РАН — имеют необходимые компетенции и состав специалистов. Как было отмечено Президентом РФ на заседании Совета по науке и образованию 8 февраля 2021 г., механизм практического применения КНТП “позволил объединить возможности вузов, научных организаций, частного бизнеса и компаний с государственным участием, чтобы мы могли не только создавать, но и быстро внедрять новые технологии” в соответствии со Стратегией научно-технологического развития России”. Представленные в КНТП мероприятия в дальнейшем нашли развитие и отражение в распоряжении Правительства РФ от 28 декабря 2021 г. № 3924-р “Об утверждении стратегического направления в области цифровой модернизации топливно-энергетического комплекса”: определены участники развития; сформированы приоритеты, цели и задачи цифровой модернизации; обозначены проблемы и вызовы; введены отчётные показатели, достигнуть которых планируется до 2030 г.

Исследования по данной КНТП проводились в соответствии с Приоритетными направлениями Стратегии научно-технологического развития РФ, а именно, а) переход к передовым цифровым, интеллектуальным производственным технологиям, роботизированным системам, новым

материалам и способам конструирования, создание систем обработки больших объёмов данных, машинного обучения и искусственного интеллекта, и б) переход к экологически чистой и ресурсосберегающей энергетике, повышение эффективности добычи и глубокой переработки углеводородного сырья, формирование новых источников, способов транспортировки и хранения энергии, а также в рамках Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021–2030 годы по направлению 1.5. Науки о Земле. Всего поступило 268 предложений от 10 нефтегазовых компаний и 48 институтов РАН, 3 университетов, 1 ФИЦ и 1 НИЦ. Основная цель цифровой и технологической модернизации Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи Академических институтов РАН направлена на создание фонда высокодебитных цифровых эксплуатационных скважин и синхронизацию процессов наращивания ресурсной базы с развитием внутреннего рынка для продукции нефтеперерабатывающего и химического комплекса с высокой добавленной стоимостью, и кратное увеличение ВВП страны. Реализация стратегии цифровой модернизации и КНТП РАН сохранила лидирующую роль нефтегазового комплекса в экономике и гарантировала национальную и энергетическую безопасность страны, привела к промышленному росту, развитию научной базы и увеличению конкурентоспособности как энергетической отрасли, так и смежных отраслей промышленности России.

28 марта 2023 года на заседании Президиума РАН, посвящённого вопросам “цифровизации в нефтегазовой отрасли и в науках о Земле” был представлен доклад академика РАН Дмитриевского А.Н., Еремина Н.А. и Столярова В.Е. “КНТП “Цифровая и технологическая модернизация крупнейшего в мире Западно-Сибирского центра нефтегазодобычи”. В Постановлении Президиума РАН от 28 марта 2023 г., отмечено, что тема цифровой и технологической модернизации топливно-энергетического комплекса постоянно рассматривается академическими институтами в рамках исполнения различных государственных тем, а также в ряде программ полного инновационного цикла. Обсуждению вопросов технологического суверенитета Российской Федерации была посвящена Стратегическая научная сессия ОНЗ РАН по “Проблемам научного обеспечения развития нефтегазового комплекса Российской Федерации”, 28 ноября 2023 г. На сессии были освящены инновационные технологии, обеспечивающие

формирование цифрового лидерства российских ВИНК: большие данные, моделирование кернов, создание цифровых двойников подземной и надземной инфраструктуры, применение искусственного интеллекта и машинного обучения, реализация систем поддержки принятия решений и интегрированного управления месторождениями.

В 2023 году была проведена научная экспертиза выполнения программ цифровизации российскими ВИНК за период с 2017 по 2023 гг., в которой отмечено, что успешное внедрение технологий искусственного интеллекта в нефтегазовой отрасли обеспечивает получение дополнительных объёмов добычи нефти за счёт масштабирования инструментального базиса, прикладных методических основ модельно-предиктивного управления цифровым производством в режиме реального времени, оптимизации кинематики и динамики движения потоков флюидов в пористых средах и достижение требуемого качества продукции. Были отмечены значительные успехи российских нефтегазовых компаний в области цифровой модернизации нефтегазодобычи на основе разработанных программ цифровизации. Рекомендовано включить во вновь создаваемые программы “Экономики данных” нефтегазовых компаний на период с 2025 по 2030 год следующие структурообразующие направления: мультисенсоризация; создание гига- и пета-моделей (10^{12} – 10^{15} активных ячеек соответственно) уникальных и гигантских месторождений углеводородов и нефтегазоносных провинций на базе суперкомпьютеров; оптикализация и квантовизация формирования и передачи геоданных на основе сетей 5G и петророботизация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Масштабное внедрение технологий КНТП до 2030 года позволит обеспечить стабильное положение России на мировых рынках углеводородов, заложить основы цифрового и технологического лидерства отечественных нефтегазовых компаний, гарантировать ежегодный прирост запасов не менее чем на 10%, продлить эффективную эксплуатацию уникальных и крупных месторождений нефти и газа на десятилетия, создать фонд высокодебитных эксплуатационных скважин и синхронизировать наращивание ресурсной базы углеводородов с развитием внутреннего рынка глубокой переработки углеводородного сырья в продукцию с высокой добавленной стоимостью.

Богатейшая минерально-сырьевая база и созданная цифровая инфраструктура российского нефтегазового комплекса, наличие научных кадров и значительный инновационный потенциал в Российской академии наук определяют необходимость и актуальность перехода от программ цифровизации ВИНК в ходе реализации государственной программы “Цифровая экономика” в 2017–2024 гг. к программам больших данных ВИНК в рамках государственной программы “Экономики данных” с 2025 года.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Научный обзор подготовлен в рамках выполнения государственного задания, номер гос. рег. № НИОКТР в РОСРИД 122022800270-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цифровизация нефтегазового производства: проблемы, вызовы и риски / А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин, В. Е. Столяров, А. Д. Черников // Научные труды НИПИ Нефтегаз ГНКАР. 2023. № S2. С. 1–8. DOI: 10.5510/OGP2023SI200880. EDN PJGCLY.
2. Развитие цифровой газовой экосистемы на основе комплексной научно-технической программы полного инновационного цикла / А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин, В. Е. Столяров, А. Д. Черников // Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле. 2023. № 1. С. 173–189. DOI: 10.46689/2218-5194-2023-1-1-173-189. EDN ISXNOY.
3. Еремин Н. А. Эволюция цифровой нефтегазовой экосистемы от суперкомпьютинга к метакомпьютингу // Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле. 2023. № 1. С. 190–201. DOI: 10.46689/2218-5194-2023-1-1-190-201. EDN WSGFNY.
4. Интеллектуальные системы предупреждения осложнений для безопасного строительства скважин / А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин, А. Д. Черников, С. О. Бороздин // Безопасность труда в промышленности. 2022. № 6. С. 7–13. DOI: 10.24000/0409-2961-2022-6-7-13. EDN WSKHDO.
5. Внедрение комплексных научно-технических программ на поздних стадиях эксплуатации нефтегазовых месторождений / А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин, Е. А. Сафарова, В. Е. Столяров // Научные труды НИПИ Нефтегаз ГНКАР. 2022. № S2. С. 1–8. DOI: 10.5510/OGP2022SI200728. EDN AAVLQR.
6. Román-Piedra L., Solórzano J. & Carrión-Mero P. Advances in research on the use of drones in production and transportation engineering in the hydrocarbons industry: A bibliometric analysis // Energy and Sustainability X. 2023. <https://doi.org/10.2495/esus230201>
7. Waqar A., Othman I., Shafiq N. & Mansoor M. S. Applications of AI in oil and gas projects towards sustainable development: a systematic literature review // Artificial Intelligence Review. 2023. 56(11). 12771–12798. <https://doi.org/10.1007/s10462-023-10467-7>
8. Дмитриевский А. Н. Актуальные вопросы и индикаторы цифровой модернизации нефтегазодобычи на заключительной стадии эксплуатации месторождений // Научные труды НИПИ Нефтегаз ГНКАР. 2021. № S2. С. 1–13. DOI: 10.5510/OGP2021SI200543. EDN EAMWAJ.
9. Gilyazetdinov R. A., Kuleshova L. S., Mukhametshin V. V., Yakupov R. F., Grishchenko V. A. Refining solutions of development problems of the Volga-Ural oil and gas province fields using geological and statistical model ranking methods // Nauki o Zemle i nedropol'zovanie. 2023. 46(4):402–412 (In Russ.). <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2023-46-4-402-412>. EDN KLCTFQ.
10. Применение методов искусственного интеллекта для выявления и прогнозирования осложнений при строительстве нефтяных и газовых скважин: проблемы и основные направления решения / А. Д. Черников, Н. А. Еремин, В. Е. Столяров и др. // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 3. С. 87–96. DOI: 10.18599/grs.2020.3.87-96. EDN ORNYBD.
11. Об увеличении продуктивного времени бурения нефтегазовых скважин с использованием методов машинного обучения / А. Н. Дмитриевский, А. Г. Сбоев, Н. А. Еремин и др. // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 4. С. 79–85. DOI: 10.18599/grs.2020.4.79-85. EDN EGRORM.
12. Цифровой нефтегазовый комплекс России / А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин, Д. С. Филиппова, Е. А. Сафарова // Георесурсы. 2020. Т. 22. № S. С. 32–35. DOI: 10.18599/grs.2020.SI.32-35. EDN EWKKGf.
13. Li J. et al. An Intelligent Energy Management Information System with Machine Learning Algorithms in Oil and Gas Industry // Wireless Communications and Mobile Computing. 2023.
14. Еремин Н. А. О цифровизации процессов газодобычи на поздних стадиях разработки месторождений / Н. А. Еремин, В. Е. Столяров // Научные труды НИПИ Нефтегаз ГНКАР. 2020. № 1. С. 59–69. DOI: 10.5510/OGP20200100424. EDN KWNLAO.

15. Качественный анализ геоданных временного ряда для предупреждения осложнений и аварийных ситуаций при бурении нефтяных и газовых скважин / А. Н. Дмитриевский, Н. А. Еремин, Е. А. Сафарова и др. // Научные труды НИПИ Нефтегаз ГНКАР. 2020. № 3. С. 31–37.
DOI: 10.5510/OGP20200300442. EDN WAVRTQ.
16. *Elijah O., Ling P. A., Abdul Rahim S. K., Geok T. K., Arsad A., Kadir E. A., Abdurrahman M., Junin R., Agi A. & Abdulfatah M. Y.* A Survey on Industry 4.0 for the Oil and Gas Industry: Upstream Sector // IEEE Access. 2021. 9. 144438–144468.
<https://doi.org/10.1109/access.2021.3121302>
17. *Durga Kannaiah P. V. & Maurya N. K.* Machine learning approaches for formation matrix volume prediction from well logs: Insights and lessons learned // Geoenergy Science and Engineering. 2023. 229. 212086. <https://doi.org/10.1016/j.j.geoen.2023.212086>

DIGITAL AND TECHNOLOGICAL MODERNIZATION OF THE WORLD'S LARGEST WEST SIBERIAN OIL AND GAS PRODUCTION CENTER

Academician of the RAS **A. N. Dmitrievsky**(<https://orcid.org/0000-0002-6894-3596>),
N. A. Eremin(<https://orcid.org/0000-0002-2401-1586>)[#]

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

[#]*E-mail: a.dmitrievsky@ipng.ru, ermn@mail.ru*

The article examines the results of digital and technological modernization of the oil and gas industry within the framework of the state program "Digital Economy 2017-2024" in the implementation of measures proposed by academic institutes of the Russian Academy of Sciences on the basis of a comprehensive scientific and technical program of a full innovation cycle, as well as the potential of exploratory and applied research to prepare a new state program "Data Economy" for the period up to 2030 of the year. The activities are a set of interrelated scientific, technical, digital solutions and innovative technologies that ensure the achievement of goals, developed with the leading participation of the Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences and the Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics named after. A. A. Trofimuk SB RAS, program "Digital and technological modernization of the world's largest West Siberian oil and gas production center." The main goal of scientific research for the oil and gas economy of big geodata is the creation and implementation of digital modeling technologies, the development of ecosystems, computing platforms and digital twins of oil and gas assets, and the transportation of hydrocarbons to existing and newly created petrochemical clusters in order to develop the domestic market for their complete processing into products with high added value and strengthening the digital leadership of Russian energy companies. The key factor hindering the innovative development of the Russian oil and gas complex is the lack of high-performance computing systems. The main oil and gas tasks that require the involvement of supercomputers with peta- and exascale performance levels (1015 and 1018 floating point operations per second, respectively) include the tasks of managing the "digital ecosystem" of the world's largest West Siberian oil and gas production center and unique oil and gas fields in the real time. The development of the digital ecosystem is proposed to be formed on the basis of platform solutions and comprehensive scientific and technical programs and projects of a full innovation cycle. The main problems in the sphere of creating a digital energy economy of big data have been identified: an acute shortage of personnel with digital competencies in the field of oil and gas production, specialists in opticalization, multisensorization, supercomputing, cybersecurity and petrorobotics.

Keywords: geology, development, oil, gas, hydrocarbons, digital economy, data economy, digital modernization, ecosystem, capital productivity, ecology

УДК 624.131

ВЛИЯНИЕ РАССОЛОНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НА ИХ МЕХАНИЧЕСКИЕ И ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА НА ПРИМЕРЕ ЧАЯНДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2024 г. В. И. Карев*, Ю. Ф. Коваленко

Представлено академиком РАН Д.М. Климовым 29.01.2024 г.

Поступило 29.01.2024 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принято к публикации 05.02.2024 г.

На Испытательной системе независимого трёхосного нагружения ИПМех РАН (ИСТНН) проведены испытания образцов пород из kernового материала коллектора Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения с целью экспериментального изучения влияния рассолонения пород-коллекторов на их деформационные, прочностные и фильтрационные характеристики. Показано, что рассолонение резко повышает проницаемость пород. При этом деформационные и прочностные свойства исследованных пород меняются в сторону разупрочнения (за исключением угла внутреннего трения), оставаясь тем не менее достаточно высокими. Опыты по физическому моделированию на ИСТНН процесса понижения давления на забое горизонтальной скважины показали, что некоторое снижение упругих и прочностных свойств пород-коллекторов Чаяндинского НГКМ после их рассолонения не должно повлиять на устойчивость стенок скважин. Полученные результаты позволяют сделать важный практический вывод, что при эксплуатации месторождения на стадии вымывания соли вследствие фильтрации воды не следует ожидать существенного увеличения рисков, связанных с разрушением коллектора и ростом пескопроявления.

Ключевые слова: горная порода, испытательный стенд, напряжения, деформации, прочность, проницаемость, поровое пространство, рассолонение, геомеханическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739724050054

Отличительной особенностью коллекторов нефтегазовых месторождений Восточной Сибири является наличие солей в поровом пространстве [1, 2]. Нефтегазоносные отложения Непско-Ботубинской НГП зачастую засолены, в отдельных случаях поровое пространство практически целиком заполнено солью. В результате в начальном равновесном состоянии пластовой системы часть взаимосвязанных пор выключена из фильтрационного процесса, что снижает фильтрационно-емкостные свойства пород. При разработке месторождения в процессе фильтрации воды происходит вымывание соли и изменение пустотного пространства. Очевидно, что вымывание соли из порового пространства может привести к увеличению проницаемости породы за счёт увеличения пористости и образования локальных трещин.

С другой стороны, следует опасаться ухудшения прочностных характеристик породы при изменении структуры пустотного пространства, которое может привести к объёмному разрушению породы.

Ниже указанные вопросы рассмотрены на примере Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения, одного из крупнейших в Непско-Ботубинской нефтегазоносной провинции и основной ресурсной базы российско-китайского проекта “Сила Сибири” [3–7].

ИСПЫТАННЫЕ ОБРАЗЦЫ И ПОДГОТОВКА ИХ К ЭКСПЕРИМЕНТАМ

Для изучения влияния рассолонения пород-коллекторов Чаяндинского НГКМ на их фильтрационные и деформационно-прочностные свойства была проведена серия экспериментов на Испытательной системе трёхосного независимого нагружения ИСТНН [8], созданной

Институт проблем механики Российской Академии наук
им. А.Ю. Ишлинского, Москва, Россия
*E-mail: wikarev@ipmnet.ru

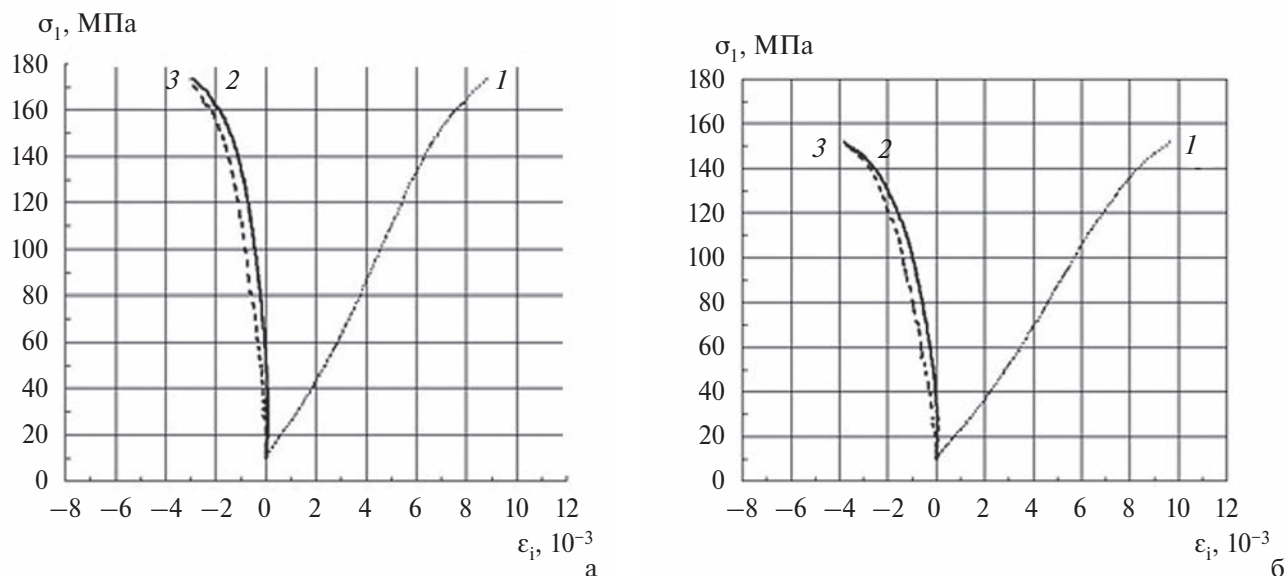


Рис. 1. Кривые деформирования двух образцов в ходе второго цикла испытаний: а — нерассолонённый образец; б — рассолонённый образец; 1 — деформация по оси 1, 2 — деформация по оси 2, 3 — деформация по оси 3.

в Институте проблем механики РАН. Установка ИСТНН представляет собой уникальный исследовательский комплекс для изучения деформационных, прочностных и фильтрационных характеристик горных пород в условиях истинно трёхосных напряжённых состояний, реально возникающих в массивах горных пород при разбурировании и эксплуатации месторождений. Она позволяет нагружать кубические образцы пород с гранью 40 или 50 мм независимо по трём осям и при этом непрерывно измерять проницаемость образца в ходе опыта по одной из осей.

Из кернового материала, отобранного из коллектора Чаиндинского НГКМ с глубин 1600–1800 м, с высокой точностью были изготовлены кубические образцы с гранью 40 мм, непараллельность граней не превышала 20 мкм. Образцы представляли собой песчаник с содержанием солей менее 30%. Образцы маркировались следующим образом: ось 1 образца совпадала с осью керна, ориентация осей 2 и 3 была произвольной. Образцы были вырезаны из 3 кусков керна, по два из каждого куска.

Из каждой пары образцов один был рассолонён. Вымывание соли происходило в две стадии. Обеспечивалась прокачка через пористую среду значительного объёма слабоминерализованной воды (до 10 поровых объёмов и более), что приводило к частичному удалению солей из порового пространства породы-коллектора. Для снижения воздействия воды на цемент горной породы вместо дистиллированной воды использовался

3%-ный водный раствор NaCl. На второй стадии образцы экстрагировались в растворе спирто-бензола, чем достигалось окончательное вымывание солей.

ПРОВЕДЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Было проведено два типа испытаний. Испытания первого типа (трёхосные испытания) имели целью определение упругих характеристик (модуля Юнга и коэффициента Пуассона) и показателей объёмной прочности (модуля сцепления и угла внутреннего трения) [9, 10] пород-коллекторов Чаиндинского НГКМ до и после их рассолонения. На первом этапе трёхосных испытаний к образцу прикладывалась гидростатическая (одинаковая по всем 3 осям) нагрузка (давление обжима). Затем нагрузка по осям 2 и 3 образца поддерживалась постоянной, а нагрузка σ_1 по оси 1 образца увеличивалась, причём управление нагружением образца по данной оси на этом участке осуществлялось по перемещению. Нагружение по первой оси доводилось до уровня начала неупругого деформирования образца, а затем осуществлялась его разгрузка до исходного уровня напряжений. Далее нагрузка по всем осям увеличивалась до следующего значения, и цикл нагружения по оси 1 повторялся. Далее аналогичным образом осуществлялось нагружение на третьем цикле. Затем образец разгружался. Таким образом, каждый опыт состоял из трёх циклов, отвечающих трём значениям

Таблица 1. Обработка трёхосных опытов нерассолонённого образца Ч2

Цикл	Начальное обжатие, МПа	E , 10^4 МПа	ν	σ_1^* , МПа	Начальная проницаемость, мД	K , МПа	ρ , град
1	2	1.43	0.34	130	—	27	43
2	10	2.37	0.33	174	—		
3	20	2.44	0.33	236	—		

Таблица 2. Обработка трёхосных опытов рассолонённого образца Ч2-2

Цикл	Начальное обжатие, МПа	E , 10^4 МПа	ν	σ_1^* , МПа	Начальная проницаемость, мД	K , МПа	ρ , град
1	2	0.97	0.33	87	923	17	45
2	10	1.75	0.29	152	852		
3	20	1.97	0.28	212	540		

всестороннего обжима образца. Уровни начального всестороннего обжатия образцов для трёх циклов испытания составляли 2 МПа, 10 МПа и 20 МПа соответственно. В ходе опытов на каждом цикле регистрировались деформации образца по трём осям и измерялись предельные значения напряжения сжатия σ_1^* по оси 1.

Важной особенностью трёхосных испытаний кубических образцов на установке ИСТНН по сравнению с трёхосными испытаниями цилиндрических образцов на других установках является возможность регистрации деформации образцов в трёх направлениях, что важно при определении деформационно-прочностных свойств анизотропных горных пород.

В качестве примера на рис. 1 приведены кривые деформирования для второго цикла нагружения двух образцов — № Ч2 (нерассолонённого) и № Ч2-2 (рассолонённого), вырезанных из одного куска керна, отобранного с глубины 1663,5 м. На рисунке σ_1 — возрастающее напряжение, прикладываемое вдоль оси керна, ε_i — деформации по осям образца.

В таблицах 1 и 2 приведены результаты обработки трёхосных испытаний образцов Ч2 и Ч2-2. В них σ_1^* — предельные значения возрастающего напряжения σ_1 на каждом из циклов испытания, E — касательный (дифференциальный) модуль Юнга в направлении максимальной нагрузки, ν — коэффициент Пуассона.

Из таблиц видно, что рассолонение образцов пород привело к резкому увеличению их проницаемости. При этом деформационные и прочностные свойства исследованных пород изменились в сторону их разупрочнения

(за исключением угла внутреннего трения ρ), оставаясь тем не менее достаточно высокими.

Для ответа на вопрос, достаточно ли прочности породы после рассолонения для сохранения устойчивости стенок скважин Чаяндинского НГКМ при эксплуатации, на установке ИСТНН был выполнен второй тип экспериментов, заключающийся в прямом физическом моделировании деформированных состояний, возникающих в различных точках контура горизонтальной скважины при понижении давления на её забое, и изучении процесса разрушения породы в этих точках под действием создаваемых напряжений. В ходе экспериментов моделировались напряжённо-деформированные состояния в верхней и боковой точках вертикального сечения горизонтальной скважины. Программы нагружения образцов и методика проведения таких экспериментов подробно изложены в [11].

Для испытаний из двух кусков керна, отобранных с глубины 1784,4 м из коллектора Чаяндинского НГКМ, были вырезаны по два кубических образца с гранью 40 мм — образцы Ч6.1 и Ч6.2 из одного куска и Ч7.1 и Ч7.2 — из другого. Затем по одному образцу из каждого куска (Ч6.2 и Ч7.2) были рассолонены. Начальная проницаемость нерассолонённых образцов Ч6.1 и Ч7.1 была 1,7 мД и 6,1 мД соответственно, а рассолонённых образцов Ч6.2 и Ч7.2 — 900 мД и 211 мД соответственно, т.е. проницаемость образцов в результате рассолонения резко возросла.

На образцах Ч6.1 и Ч6.2 на установке ИСТНН было выполнено физическое моделирование процесса понижения давления на забое горизонтальной скважины в верхней точке её контура, а на образцах Ч7.1 и Ч7.2 — в боковой

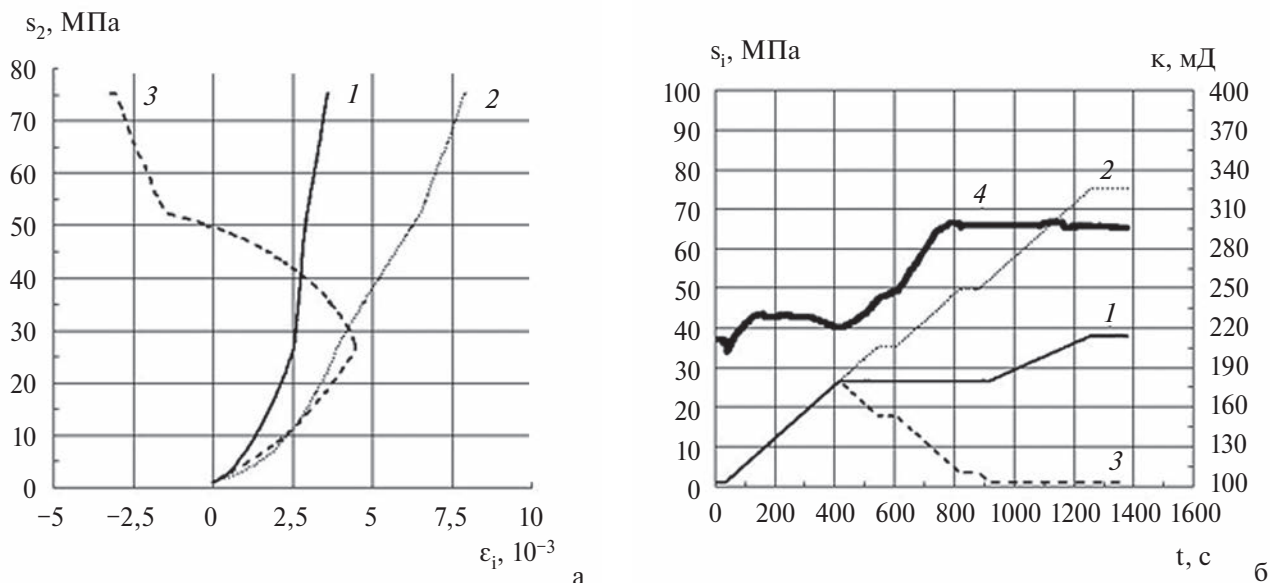


Рис. 2. Результаты испытания образца Ч7.2: а) программа испытания образца и изменение его проницаемости в ходе опыта; 1 – напряжение по оси 1, 2 – напряжение по оси 2, 3 – напряжение по оси 3, 4 – проницаемость вдоль оси 1; б) кривые деформирования образца; 1 – деформация по оси 1, 2 – деформация по оси 2, 3 – деформация по оси 3.

точке контура. На рис. 2 приведены результаты испытаний рассолонённого образца Ч7.2. На рис. 2 б показана программа нагружения образца, отвечающая моделированию деформационных процессов на контуре горизонтальной скважины при понижении давления на её забое, и изменение проницаемости k образца в ходе опыта. Представлены зависимости от времени напряжений s_1 , s_2 , s_3 , прикладываемых в ходе опыта к граням образца по осям 1, 2, 3 в нагружающем узле установки ИСТНН и отвечающих напряжениям $|s_z|$, $|s_\theta|$, $|s_r|$, действующим на контуре горизонтальной скважины. На рис. 2 а приведены кривые деформирования образца по трём осям в зависимости от параметра нагружения s_2 .

Из рис. 2 а видно, что образец деформировался упруго в ходе всего опыта и не разрушился вплоть до напряжений, отвечающих полному “осушению” скважины, т.е. полному сбросу давления на её забое. Аналогичный результат получился и при испытании рассолонённого образца Ч6.2 по программе, отвечающей верхней точке на контуре горизонтальной скважины – он также не разрушился в ходе опыта, а кривые его деформирования полностью совпали с показанными на рис. 2 а. Более того, кривые деформирования нерассолонённых образцов также оказались идентичны кривым деформирования рассолонённых образцов.

ВЫВОДЫ

На основании проведённых испытаний кернового материала из коллектора Чаяндинского НГКМ на установке ИСТНН можно сделать следующие выводы:

- рассолонение образцов привело к резкому увеличению проницаемости образцов;

- породы-коллектора Чаяндинского НГКМ до рассолонения характеризуются высокими деформационными (модуль Юнга и коэффициент Пуассона) и прочностными (модуль сцепления и угол внутреннего трения) свойствами;

- рассолонение образцов приводит к изменению деформационных и прочностных свойства исследованных пород в сторону их разупрочнения (за исключением угла внутреннего трения ρ). Как следует из таблиц 1 и 2, модули Юнга, коэффициенты сцепления и пределы прочности рассолонённых образцов оказались существенно ниже, чем в образцах до рассолонения. В то же время величина угла внутреннего трения несколько увеличилась.

- несмотря на снижение прочностных свойств пород-коллекторов после их рассолонения, они тем не менее остались достаточно высокими;

- опыты по физическому моделированию на установке ИСТНН процесса понижения

давления на забое горизонтальной скважины показали, что некоторое снижение упругих и прочностных свойств пород-коллекторов Чаяндинского НГКМ после их рассолонения не должно повлиять на устойчивость стенок скважин и вызвать их разрушение;

Суммируя сказанное, можно сделать главный практический вывод: рассолонение пород-коллекторов Чаяндинского НГКМ, вызывая резкий рост проницаемости пород-коллекторов, не приводит к критическому уменьшению их прочностных свойств. Это даёт основание утверждать, что при эксплуатации месторождения на стадии вымывания соли вследствие фильтрации воды не следует ожидать существенного увеличений рисков, связанных с разрушением коллектора и ростом пескопроявления.

БЛАГОДАРНОСТИ.

Работа выполнена в рамках Госзадания Министерства образования и науки России № 123021700046-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анциферов А. С.* Причины засоления коллекторов нефти и газа в Лено-Тунгусской нефтегазовой провинции // ДАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 80–82.
2. *Воробьев В. С., Клиновая Я. С.* Причины засоления терригенных пород в пределах Верхнечонского месторождения (Восточная Сибирь) // Газовая промышленность. 2017. № 4 (751). С. 36–41.
3. *Рыжов А. Е., Перунова Т. А., Орлов Д. М.* Структурного порового пространства пород-коллекторов ботубинского горизонта Чаяндинского месторождения // Вести газовой науки. 2011. №1(6). С. 162–174.
4. *Рыжов А. Е.* Типы и свойства терригенных коллекторов венда Чаяндинского месторождения // Вести газовой науки. 2013. № 1(12). С. 145–160.
5. *Рыжов А. Е., Крикунов А. И., Филиппова Л. А., Канунникова Н. Ю.* Выяснение закономерностей в распределении засоленности ботубинского продуктивного горизонта Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения // Вести газовой науки. 2016. № 4 (28). С. 127–132.
6. *Крекнин С. Г.* Современная геолого-геофизическая модель Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения / С. Г. Крекнин, А. В. Погрецкий, Д. Н. Крылов и др. // Геология нефти и газа. 2016. № 2. С. 44–55.
7. *Чурикова И. В., Пылёв Е. А., Семёнов Е. О., Чуриков Ю. М., Семёнова Е. В., Чудина А. А., Симонов А. В.* Особенности распространения и свойства засоленных коллекторов венда Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения // Вести газовой науки. 2019. № 4 (41). С. 153–162.
8. *Karev V., Kovalenko Yu.* Triaxial loading system as a tool for solving geotechnical problems of oil and gas production / In True Triaxial Testing of Rocks. Leiden: Taylor & Francis // Balkema. 2013. P. 301–310.
9. *Тимошенко С. П., Гудьер Дж.* Теория упругости. М.: Наука, 1979. 560 с.
10. *Терцаги К.* Теория механики грунтов. М.: Гостройиздат, 1961. 507 с.
11. *Karev V. I., Kovalenko Y. F., Ustinov K. B.* Geomechanics of Oil and Gas Wells. Advances in Oil and Gas Exploration and Production. Springer International Publishing Cham: Switzerland. 2020. 166 p. doi: 10.1007/978-3-030-26608-0

THE INFLUENCE OF DESALINIZATION OF RESERVOIR ROCKS ON THEIR MECHANICAL AND FILTRATION PROPERTIES USING THE EXAMPLE OF THE CHAYANDINSKOYE FIELD

V. I. Karev[#], Yu. F. Kovalenko

Presented by Academician of the RAS D.M. Klimov January 29, 2024.

Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]*E-mail: wikarev@ipmnet.ru*

Using the Independent Triaxial Loading Test System of the Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences (TILTS), rock specimens from the core material of the reservoir of the Chayandinskoye oil and gas condensate field were tested in order to experimentally study the effect of desalinization of reservoir rocks on their deformation, strength and filtration characteristics. It has been shown that desalinization sharply increases the permeability of rocks. At the same time, the deformation and strength properties of the studied rocks change towards softening (with the exception of the angle of

internal friction), nevertheless remaining quite high. Experiments on physical modeling of the process of reducing pressure at the bottom of a horizontal well using TILTS showed that a slight decrease in the elastic and strength properties of the reservoir rocks of the Chayandinskoye oil and gas condensate field after their desalinization should not affect the stability of the well walls. The results obtained allow us to draw an important practical conclusion that when operating a field at the stage of salt washing out due to water filtration during operation, one should not expect a significant increase in the risks associated with reservoir destruction and increased sand production.

Keywords: rock, test set, stress, deformation, strength, permeability, pore space, desalinization, geomechanical modeling

УДК 551.763.3 (571.1)

АММОНИТЫ ПОДСЕМЕЙСТВА COLLIGNONICERATINAE В ТУРОНСКОМ ЯРУСЕ (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

© 2024 г. М. А. Рогов¹, В. А. Маринов², Е. Ю. Барабошкин^{1,3},
А. Е. Игольников⁴, М. Коштяк⁵

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 26.01.2024 г.

Поступило 26.01.2024 г.

После доработки 29.01.2024 г.

Принято к публикации 29.01.2024 г.

В туронском ярусе Западной Сибири установлено присутствие аммонитов подсемейства Collignoniceratinae. Эти находки позволили обосновать зону Collignoniceras woollgari в среднем туроне этого региона, а также восстановить особенности расселения аммонитов в Арктике и уточнить палеогеографию туронского века. Исходя из частоты встречаемости Collignoniceras woollgari regulare в керне скважин на севере Западной Сибири наиболее вероятно их проникновение в Западносибирский бассейн через Арктику из Внутреннего Западного моря Северной Америки. Впервые Collignoniceratinae определены в верхнетуронском подъярусе р. Янгоды (запад Енисей-Хатангского регионального прогиба).

Ключевые слова: биостратиграфия, верхний мел, аммониты, Арктика

DOI: 10.31857/S2686739724050065

ВВЕДЕНИЕ

Подсемейство аммонитов Collignoniceratinae (Collignoniceratidae, Acanthoceratoidea) появилось в позднем сеномане и существовало до позднего коньяка [1]. Из-за широкого географического распространения и высокой скорости эволюции эти аммониты часто используются как индексы зон и подзон. Для некоторых регионов, таких как Западный Внутренний бассейн Северной Америки, Северо-Западная Германия и Япония, по последовательности Collignoniceratinae разработаны детальные шкалы среднего-верхнего турона и нижнего коньяка [1]. В других случаях зоны, выделенные по Collignoniceratinae, чередуются с зонами, установленными по аммонитам из других семейств [2]. В связи с редкостью находок аммонитов в туроне Сибири и их слабой изученностью стратоны по аммонитам здесь до сих

пор не выделялись. Расчленение туронского яруса этого региона основывается на последовательности зон по иноцерамидам и микрофоссилиям (фораминиферам и диноцистам) [3–5].

Находки аммонитов в туроне Западной Сибири и прилегающих районах Енисей-Хатангского регионального прогиба упоминаются в публикациях достаточно давно [6–10]. Изображения аммонитов (без точной стратиграфической привязки) также приводились в нескольких работах [11–13], но до самого последнего времени присутствие Collignoniceratinae здесь не отмечалось. Лишь недавно из скв. Харампурская 2067 было приведено изображение Collignoniceras woollgari (Mantell) [14, табл. 1, фиг. 4; 15, фото-табл., фиг. 4], что позволило наметить в нижней части среднего турона Западной Сибири присутствие одноименной зоны [15].

МАТЕРИАЛ

Материалом для настоящей работы послужили аммониты подсемейства Collignoniceratinae, обнаруженные в последние годы В.А. Мариновым в керне скважин, пробуренных на севере Западной Сибири, а также небольшой обломок аммонита, найденный В.А. Захаровым

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

²ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, Тюмень, Россия

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴Институт Нефтегазовой геологии и геофизики

им. А.А. Трофимука, Новосибирск, Россия

⁵Карлов Университет, Прага, Чехия

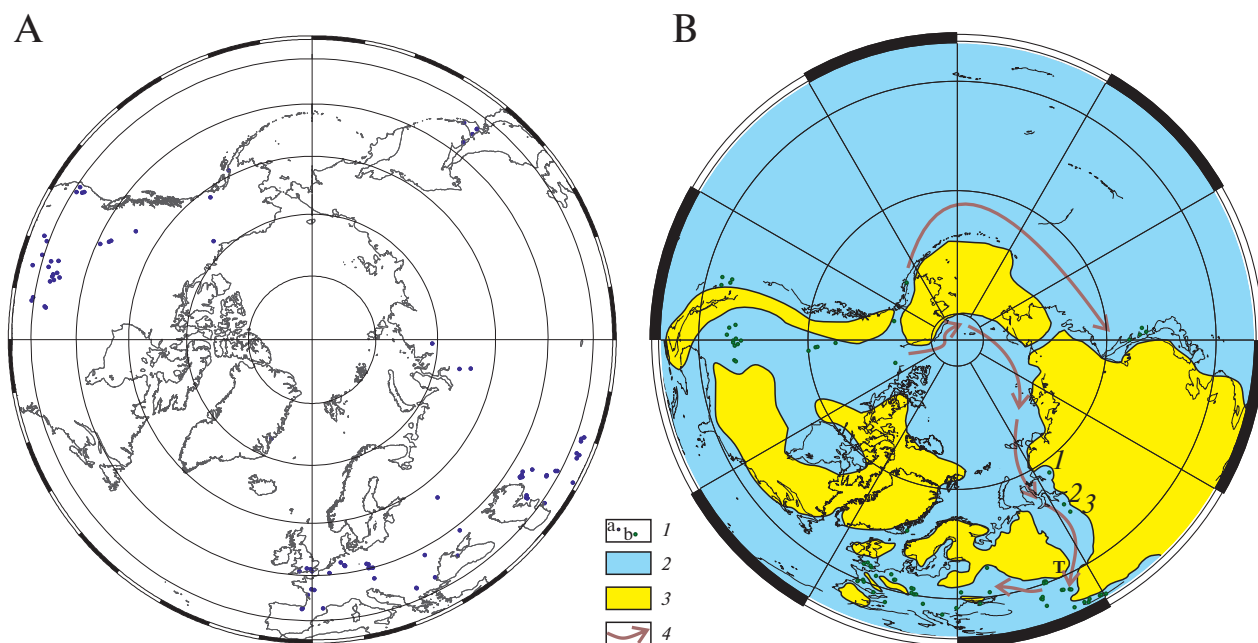


Рис. 1. Географическое распространение аммонитов подсемейства Collignoniceratinae (роды *Collignoniceras* и *Subprionocyclus*) в среднем-верхнем туроне северного полушария (А – на современной географической основе, В – на палеогеографической карте). Цифрами обозначены местонахождения, материал из которых изображён в статье: 1 – р. Янгода; 2 – скв. Береговая 54; 3 – скв. Харампурская 105, Харампурская 2067. 1 – местонахождение, а – на географической карте, б – на палеогеографической карте; 2 – море; 3 – суша; 4 – предполагаемые пути расселения Collignoniceratinae. Палеогеография по [17], с изменениями и упрощениями. Геодинамическая основа сгенерирована с помощью сайта <https://www.ods.de/ods/services/paleomap/paleomap.html>.

в “скафитовом горизонте” верхнего турона разреза на р. Янгоде [9] в конце 80-х годов XX века (рис. 1). Все экземпляры, которые отнесены к роду *Collignoniceras*, происходят из керна скважин. Большая часть изученных образцов (5 экземпляров, рис. 2.1-3) происходят из одной конкреции (скв. Харампурская 105, гл. 1059 м). Они демонстрируют типичную для рода очень высокую степень внутривидовой изменчивости, которая выражается главным образом в значительных различиях частоты и грубости рёбер, наблюдающейся у разных экземпляров при сходном диаметре раковины. Тем не менее, особенности строения наклонённых в сторону устья рёбер и киля с выраженными зубчиками позволяют отнести эти находки к хроноподвиду *C. woollgari regulare* (Haas, 1946), который является индексом верхней подзоны зоны *C. woollgari* Северной Америки, и встречается также в Западной Европе и Иране [1]. По нашему мнению, эти экземпляры являются микроконхами, самые крупные из них представляют собой образцы с конечной жилой камерой (рис. 2.1-2). Единственный обломок крупного *Collignoniceras*, встреченный в керна скв. Береговая 54 (рис. 2.4) представлен частью фрагмента и, несомненно, является

макроконхом. По особенностям скульптуры он также может быть определён как *Collignoniceras woollgari regulare*. Обломок аммонита из обнажения 5 на р. Янгоде [9] деформирован и имеет худшую сохранность по сравнению с экземплярами из керна скважин (рис. 2.5). У этого образца рёбра ветвятся в приумбональной части оборота. Такой тип ветвления рёбер редко встречается у *Collignoniceras*, а более типичен для представителей подсемейства Collignoniceratinae, относящихся к родам *Prionocyclus* и *Subprionocyclus*. Поскольку фрагмент оборота небольшой и особенности строения киля у данного образца не видны, решить к какому роду принадлежит эта находка затруднительно. Следует отметить, что в комплексе аммонитов “скафитового горизонта” р. Янгоды резко преобладают находки гетероморфных аммонитов (скафитид и бакулитид), тогда как обсуждаемый экземпляр Collignoniceratinae – единственный не гетероморфный аммонит, который был здесь обнаружен за несколько полевых сезонов.

Изученная коллекция хранится в Апрельском отделении ФГБУ ВНИГНИ (номер коллекции MAR6).

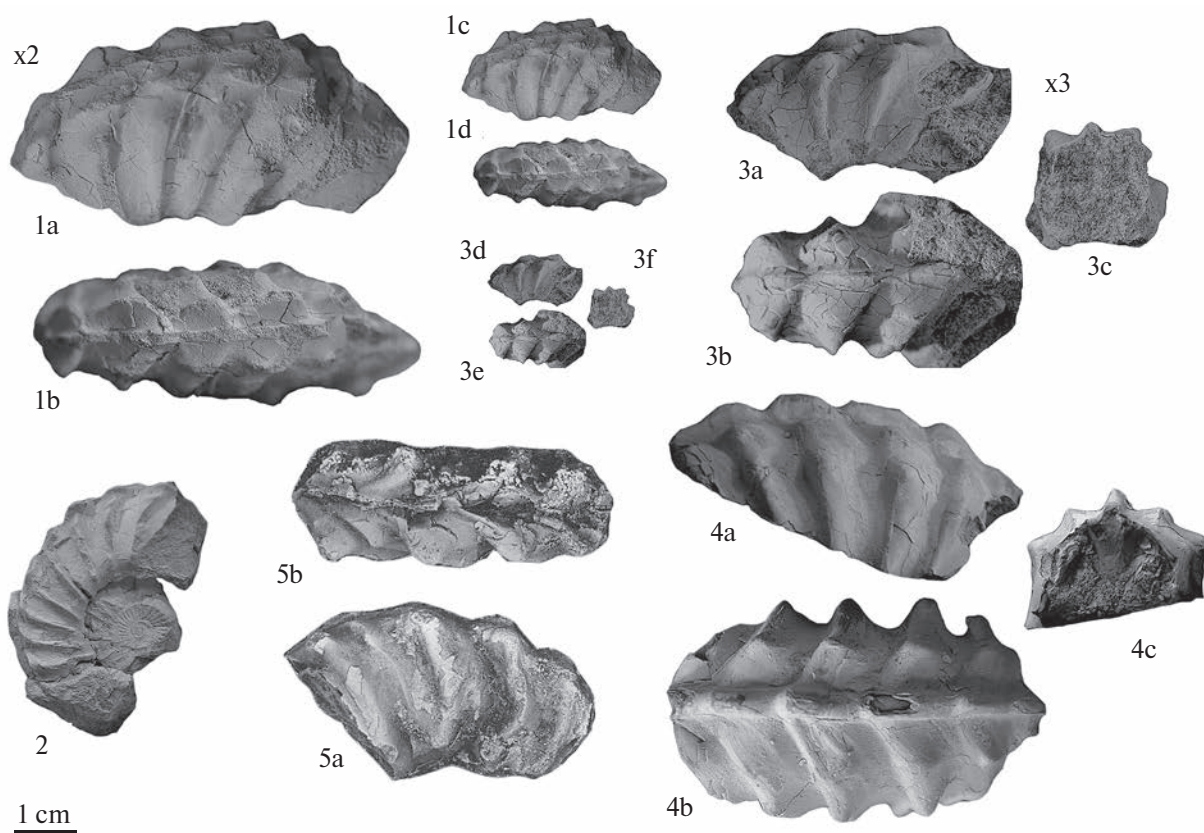


Рис. 2. Аммониты подсемейства Collignoniceratinae из туронского яруса Западной Сибири. Длина масштабной линейки 1 см. 1–4. *Collignoniceras woollgari regularis* (Haas), среднетуронский подъярус, зона *C. woollgari regularis*, охтеурьевская свита. 1–3 – микроконхи, скв. Харампурская 105, гл. 1059 м; 1 – экз. 105X-1/2, a-b –x2; c-d –x1, a, c – вид сбоку; b, d – вид с вентральной стороны; 2 – экз. 105X-1/3, вид сбоку; 3 – экз. 105X-1/4, a-c –x3; d-f –x1, a, d – вид сбоку; b, e – вид с вентральной стороны; c, f – вид со стороны устья; 4 – скв. Береговая 54, гл. 1218 м, экз. 54Ber_14, a – вид сбоку; b – вид с вентральной стороны; c – вид со стороны устья; 5. *Collignoniceratinae* indet., р. Янгода, обн. 5, сл. 2, верхнетуронский подъярус, “скафитовый горизонт”.

ОБСУЖДЕНИЕ

Аммониты подсемейства Collignoniceratinae распространены в среднем-верхнем туроне Северного полушария очень широко (рис. 1). Тем не менее, исходя из особенностей географического распространения этих аммонитов можно предположить наиболее вероятные варианты их расселения и путей проникновения в Западно-сибирский бассейн. В туроне Западносибирский бассейн, с одной стороны, соединялся на юге с бассейнами Средней Азии, а с другой стороны – через Арктику с морями Северной Америки. Находки *Collignoniceras* известны в среднем туроне всех этих бассейнов. При этом в Северной Америке находки этих аммонитов необычайно многочисленны и, как правило, преобладают в комплексах аммонитов [1]. В Средней Азии *Collignoniceras* встречаются во многих местонахождениях (рис. 1), но их находки здесь, судя по наблюдениям авторов и упоминаниям

в публикациях, сравнительно редки. Только в бассейне р. Эмбы эти аммониты встречаются чаще, но и здесь нельзя сказать, чтобы они были по-настоящему многочисленными. Всего здесь из четырёх местонахождений отмечено немногим более 20 экземпляров [17]. Западнее, в разрезах Русской плиты, эти аммониты крайне редки: известна одна находка во Ярославской области и на Волыни, несколько экземпляров на Донбассе. Находки Collignoniceratinae (*Subprionocyclus*, *Prionocyclus* и неопределимых представителей подсемейства) упоминаются из турона Крыма. Такие особенности распространения *Collignoniceras* позволяют сделать вывод, что скорее всего в Западносибирский бассейн эти аммониты проникли с севера, через Арктику, а не с юга, через Тургайский пролив (рис. 1), тем же путём, которым в позднем сеномане расселялись *Borissiakoceras* [12, 18]. Вероятность того, что *Collignoniceras* могли попасть в Арктику из Европы через Норвежско-Гренландский

пролив невелика: в Англии и Северной Франции эти аммониты встречаются часто, но в Восточной Гренландии они редки [19, 20], а в Северной Гренландии не найдены. В тихоокеанском регионе *Collignonicerases* известны из разрезов Калифорнии, Орегона и Южной Аляски, а также северной Японии (о-в Хоккайдо). Скорее всего, расселение этих аммонитов происходило вдоль северных берегов Палеопацифики.

Менее однозначны возможные пути появления *Collignoniceratinae* в позднем туроне р. Янгоды, в первую очередь из-за неоднозначного определения встреченного здесь экземпляра. В позднем туроне в Западном Внутреннем море Северной Америки обитали исключительно роды *Prionocyclus* и *Prionocyclites*, тогда как *Subprionocyclus* и *Collignonicerases* в это время известны в Европе и Средней Азии, а также в тихоокеанском регионе (как на востоке, в Калифорнии и Орегоне, так и на западе, в Японии и на Сахалине) [1].

Несмотря на то, что пока находок *Collignoniceratinae* в Западной Сибири немного, они позволяют обосновать присутствие здесь аналогов зоны *Collignonicerases woollgari* среднего турона [15]. Зона, вероятно, представлена здесь только верхней подзоной *C. woollgari regulare*, тогда как наличие подзоны *C. woollgari woollgari* нуждается в дополнительном обосновании, поскольку недостаточно хорошая сохранность изображавшегося ранее *C. woollgari* не позволяет уверенно отнести его к тому или иному подвиду. Находка *Collignoniceratinae* indet. на р. Янгоде свидетельствует о том, что представители рассматриваемого подсемейства населяли Западносибирский бассейн и в позднем туроне, но зональные подразделения зональные подразделения в этом стратиграфическом интервале скорее могут быть в дальнейшем установлены по гетероморфным аммонитам.

ВЫВОДЫ

Особенности географического распространения рода *Collignonicerases* в среднем туроне Северного полушария подтверждают существование в это время Тургайского пролива, через который происходило расселение аммонитов. Наиболее вероятно, что эти аммониты проникли в Западносибирский бассейн через Арктику, из Западного Внутреннего моря Северной Америки.

Новые находки рода *Collignonicerases* подтверждают возможность установления в Западной Сибири аналогов зоны *Collignonicerases woollgari*

среднего турона, предположительно только в составе ее верхней подзоны *C. woollgari regulare*.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы признательны В.А. Захарову за переданный экземпляр аммонита с р. Янгоды.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 20-55-26006 (конкурс Чехия_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kennedy W. J., Cobban W. A., Landman N. H. A revision of the Turonian members of the ammonite subfamily *Collignoniceratinae* from the United States Western Interior and Gulf Coast // *Bulletin of the American Museum of Natural History*. 2001. № 267. P. 1–148.
2. Hancock J. M., Kennedy W. J., Wright C. W. Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of north-west Europe // *Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan*. 1977. V. 21. P. 151–168.
3. Zakharov V. A., Lebedeva N. K., Khomentovsky O. V. Upper Cretaceous Inoceramid and dinoflagellate biostratigraphy of the Northern Siberia / In Michalik J. (Ed.) // *Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe*. Bratislava: Veda, 2002. P. 137–172.
4. Захаров В. А., Лебедева Н. К., Маринов В. А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биogeографической области // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. С. 1093–1003.
5. Вишневская В. С., Маринов В. А., Агалаков С. Е., Аржиловский А. В., Вахрушева И. А., Новоселова М. Ю., Павлуткин И. Г. Атлас образцов эталонной палеонтологической коллекции ООО “Тюменский нефтяной научный центр”. Верхний мел, Западная Сибирь. Тюмень: Тюменский нефтяной научный центр; ИПЦ “Экспресс”, 2023. 348 с.
6. Сакс В. Н. Новые данные о геологическом строении бассейна реки Пясины // *Труды горно-геологического управления*. 1945. Вып. 16. С. 3–64.
7. Ефремова В. И. Иноцерамы туронских отложений Усть-Енисейской впадины // *Иноцерамы юры и мела и их стратиграфическое значение (материалы III и IV всесоюзных коллоквиумов)*. М.: ГИН АН СССР, 1978. С. 82–98.
8. Василенко Л. В. Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) //

- Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 143–152.
9. Захаров В. А., Бейзель А. Л., Зверев К. В., Лебедева Н. К., Хоментовский О. В. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р. Янгоде). Новосибирск: Изд-во ИГГ СО АН СССР, 1989. 70 с.
 10. Маринов В. А., Агалаков С. Е., Косенко И. Н., Урман О. С., Потапова Е. А., Розбаева Г. Л. Стратиграфия нижнего и среднего турона (верхний мел) Приенисейской (левобережной) части Западной Сибири по иноцерамидам и фораминиферам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 27. № 4. С. 40–58.
 11. Бодылевский В. И., Шульгина Н. И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея // Труды НИИГА. 1958. Т. 93. С. 1–196.
 12. Михайлова И. А., Найдин Д. П. Систематическое положение и распространение *Borissiakoceras Arkhangelsky*, 1916 (Ammonoidea) // Палеонтологический журнал. 2002. № 6. С. 46–56.
 13. Radko V. A., Ananyev S. A., Petrochenkov D. A., Bondina S. S. Iridescent ammonite fossil shell material from Norilsk, Krasnoyarsk Krai, Russia // Journal of Gemmology. 2021. V. 37. № 6. P. 596–605.
 14. Барабошкин Е. Ю., Маринов В. А. Новые находки поздне меловых аммонитов Западной Сибири – материал для палеогеографических реконструкций // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. Выпуск 6. Материалы совещания (Москва, 25–27 октября 2021 г.). М.: ПИН РАН, 2021. С. 63–66.
 15. Барабошкин Е. Ю., Валащик И., Маринов В. А. К разработке биостратиграфической схемы верхнего мела Западной Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: материалы науч. онлайн-сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса (19–22 апреля 2021 г.). Новосибирск, 2021. С. 9–13.
 16. Scotese C. R. An atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: the seas come in and the seas go out // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2021. V. 49. P. 679–728.
 17. Атлас беспозвоночных поздне меловых морей Прикаспийской впадины // Труды Палеонтологического института. 1982. Т. 187. С. 1–339.
 18. Барабошкин Е. Ю., Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Герман А. Б., Ахметьев М. А. Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изво геол. ф-та МГУ, 2007. 182 с.
 19. Kennedy W. J., Wright C. W., Hancock J. M. Collignoniceratid ammonites from the mid-Turonian of England and northern France // Palaeontology. 1980. V. 23. P. 557–603.
 20. Spath L. F. Preliminary notes on the Cretaceous ammonite faunas of East Greenland // Meddelelser om Grønland. 1946. Bd. 132. № 4. P. 1–12.

AMMONITES OF THE COLLIGNONICERATINAE SUBFAMILY IN THE TURONIAN STAGE (UPPER CRETACEOUS) OF WESTERN SIBERIA AND THEIR SIGNIFICANCE FOR STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY

M. A. Rogov^a, V. A. Marinov^b, E. Yu. Barboshkin^{a,c}, A. E. Igol'nikov^d, M. Koshtyak^e

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev January 26, 2024.

^aInstitute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^bTyumen oil scientific Center Ltd, Tyumen, Russian Federation

^cLomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

^dA.A. Trofymuk Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russian Federation

^eCharles University, Prague, Czech Republic

The presence of ammonites of the subfamily Collignoniceratinae has been established in the Turonian Stage of Western Siberia. These findings allowed us to recognize the Collignoniceratid zone in the Middle Turonian of this region, as well as to recognize the peculiarities of ammonite dispersal in the Arctic and clarify the palaeogeography of the Turonian age. Based on the frequency of occurrence of *Collignoniceratid* regular in the boreholes in the north of Western Siberia, their penetration into the West Siberian basin through the Arctic from the Western Interior Sea of North America is most likely. For the first time Collignoniceratinae were determined in the Upper Turonian of the Yangoda River (west of the Yenisei-Khatanga regional trough).

Keywords: biostratigraphy, Upper Cretaceous, ammonites, Arctic

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

ИЗОТОПНЫЙ U–Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД W–Mo(–Cu–Au)-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧОРУХ-ДАЙРОН (ТАДЖИКИСТАН): ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В КУРАМИНСКОМ СЕГМЕНТЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

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

Поступило 15.01.2024 г.

После доработки 19.01.2024 г.

Принято в печать 20.01.2024 г.

В статье приведены данные изотопного U–Pb-датирования (метод LA-ICP-MS) циркона в главных типах высококалийевых магматических пород скарнового W–Mo(–Cu–Au)-месторождения Чорух-Дайрон, расположенного в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня вблизи крупнейших порфировых Cu–Mo–Au-месторождений Алмалыкского рудного района. Наряду с другими месторождениями золота, вольфрама, молибдена и меди, все эти месторождения входят в состав протяжённого позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста циркона для пород последовательных интрузивных фаз Чорух-Дайронского плутона охватывают интервал от 298 млн лет до 290 млн лет. Это интервал включал кристаллизацию монцодиоритов (295.1 ± 3.3 млн лет), кварцевых сиенитов (294.7 ± 2.3 млн лет), кварцевых монцонитов (294.1 ± 2.1 млн лет) и монцогранитов (293.0 ± 3.0 млн лет). Полученные датировки циркона отвечают становлению плутона на границе позднего карбона–начале ранней перми и подчёркивают его более молодой возраст по сравнению с продуктивными высококалийевыми интрузиями порфировых Cu–Mo–Au-месторождений Алмалыкского рудного района, относимыми к позднему карбону (порядка 337–313 млн лет и фрагментарно до 308–297 млн лет). В отличие от последних, внедрявшихся в обстановке субдукции, становление высококалийевых пород Чорух-Дайронского плутона отвечало переходной субдукционной-постколлизийной или даже, собственно, постколлизийной обстановке. Это позволяет различать два пульса рудоносного каменноугольного-пермского магматизма высококалийевой известково-щелочной и шохонитовой серий в Срединном Тянь-Шане. Таким образом, в регионе намечается металлогеническая эволюция, выраженная в переходе от порфировых Cu–Mo–Au-месторождений, связанных с субдукционным калиевым магматизмом и, по-видимому, сменяемых эпитегральными Au–Ag-месторождениями, к существенно вольфрамовым W–Mo–Cu–Au-месторождениям, связанным с более молодым калиевым магматизмом, проявленным скорее в постколлизийных условиях.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, W–Mo-месторождение Чорух-Дайрон, порфировые Cu–Mo–Au-месторождения Алмалыка, Таджикистан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739724050071

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение вольфрама (с подчинёнными молибденом, медью и золотом) Чорух-Дайрон

входит в состав крупнейшего медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более чем на 4000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2]. В этом поясе расположены гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др. [2]), порфировые и скарновые Cu–Mo–Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфировые месторождения Алмалыка) [3, 4], а также многочисленные месторождения вольфрама разных типов (Ингичке, Койташ, Лянгар, Майхура,

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

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

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

*E-mail: sergei07@mail.ru

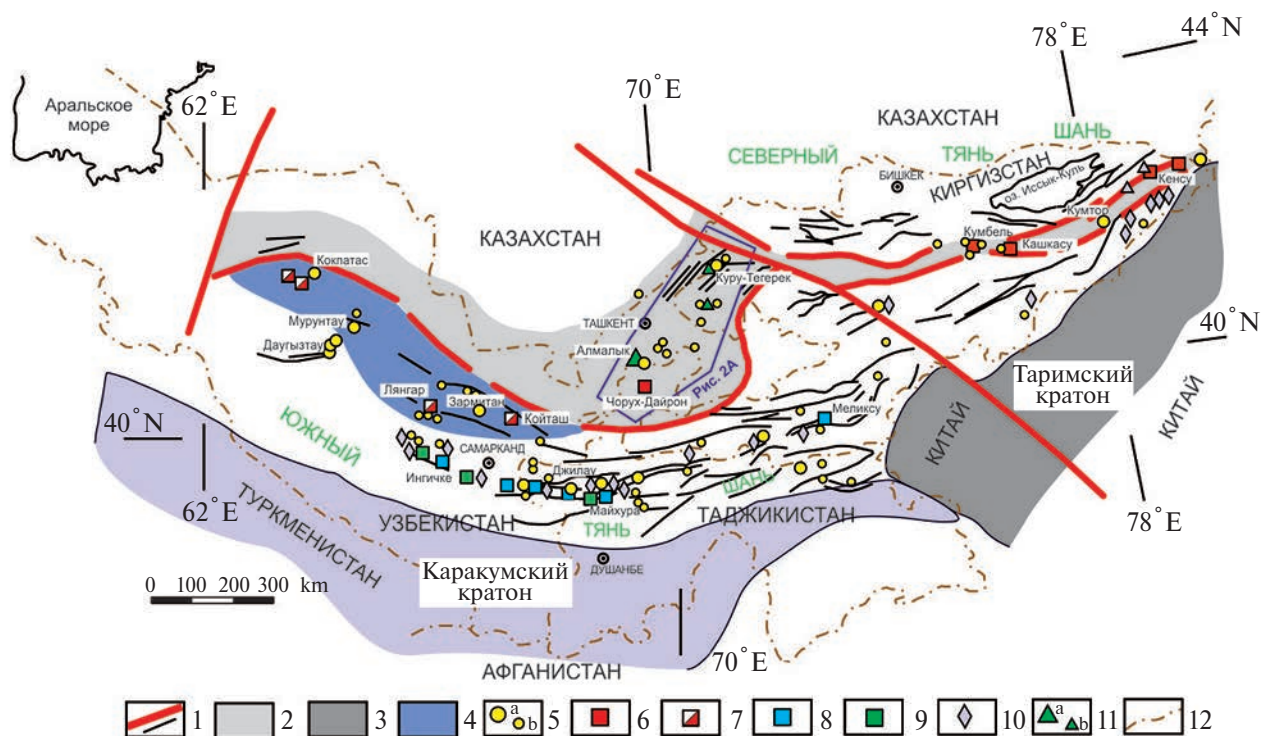


Рис. 1. Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, наджатые на пассивную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

Чорух-Дайрон, Кумбель, Кенсу и др.) (рис. 1) ([5] и др.). Все эти месторождения ассоциируют с интрузиями монцитонитов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольно-раннепермского) возраста, становление которых происходило в субдукционных условиях при конвергенции Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизивной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 6, 7]. Изотопное датирование этих интрузий, сформированных в разных тектонических обстановках, способствует как более глубокому пониманию их тектонической и металлогенической позиции, так и выявлению генезиса плутогенных рудных месторождений в региональном и глобальном аспектах. Особенно интересно рассмотрение возраста продуктивных интрузий в сегментах интенсивного магматизма, сопровождавшихся разнотипной рудной минерализацией. Именно таким является Кураминский

сегмент Срединного Тянь-Шаня, который представляет собой часть позднепалеозойского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса “андийского типа”. Характерным для этого сегмента является широкое распространение позднепалеозойских магматических пород высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий [1, 3, 5]. С этими породами здесь связаны гигантские порфировые Cu–Mo–Au-месторождения (Алмалыкский рудный район; ресурсы >24 млн тонн Cu и >2250 тонн Au [7]), скарновые W–Mo(–Cu–Au)-месторождения (Чорух-Дайронский рудный район), разнообразные эпитермальные Au–Ag- и иные месторождения [3–5, 7]. Настоящая работа освещает некоторые генетические аспекты калиевого магматизма и связанного с ним рудообразования в Кураминском сегменте, рассмотренные на основе определённого изотопного U–Pb-возраста циркона из рудоносных интрузий W–Mo(–Cu–Au)-месторождения Чорух-Дайрон.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОДУКТИВНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

Месторождение Чорух-Дайрон длительное время привлекало внимание исследователей из-за необычной для скарновых месторождений локализации скарновых тел без пространственной связи с карбонатными породами, но внутри продуктивного интрузива. Оно явилось эталонным объектом для разработки многих аспектов формирования скарнов и связанной с ними минерализации ([8] и др.). Впоследствии была показана принадлежность продуктивных интрузий к производным шошонитового магматизма [1, 9, 10] и, на этой основе, его генетическая близость к другим скарновым вольфрамовым месторождениям Срединного Тянь-Шаня, сформированным в обстановке позднепалеозойской континентальной окраины [1, 5]. Однако в Кураминском сегменте это месторождение является единственным значительным вольфраморудным объектом. До начала отработки ресурсы вольфрама на месторождении составляли порядка 20 тыс. тонн WO_3 при средних содержаниях около 0.70% WO_3 и 0.13% Mo в главных рудных телах [5].

Месторождение Чорух-Дайрон находится в Кураминском сегменте примерно в 50 км к югу от группы порфировых Cu—Mo—Au-месторождений Алмалыкского рудного района (рис. 2 А). Оно связано с одноимённым многофазным плутоном площадью около 10 кв. км (рис. 2 Б), который является частью локальной купольной вулканоплутонической структуры размером около 50 км². Данная структура локализована в грабенообразной впадине и образована интрузивными и субвулканическими породами калиевого субщелочного состава; в виде вулканических покровов и жерловин присутствуют также калиевые калиевые субщелочные вулканы (трахиандезиты, шошониты, латиты, трахидациты, трахиты и др.) ([9, 10] и др.).

Месторождение включает скарны и послескарновые рудоносные метасоматиты, которые развиты в виде жильных и штокверковых зон в телах интрузивных пород (рис. 2 Б). Среди скарнов преобладают существенно гранатовые, гранат-скаполитовые и скаполит-плагиоклазовые, при подчинённом развитии пироксен-гранатовых разновидностей [5, 8]. Послескарновые метасоматиты, замещающие скарны, представлены также существенно гранатовыми (с андрадитовым гранатом), плагиоклазовыми (андезин-олигоклаз) и скаполитовыми разновидностями, в составе которых заметна также роль

калиевого полевого шпата, что отвечает известково-калиевому метасоматозу. В них распространены молибдошеелит и подчинённые молибденит, халькопирит и редкий борнит в ассоциации с магнетитом. В интрузивных породах вблизи скарнов развиты штокверки кварц-калишпатовых прожилков, содержащих также плагиоклаз (олигоклаз), скаполит и биотит, местами гранат (андрадит) и эпидот. В совокупности, состав скарнов и послескарновых метасоматитов подчёркивает весьма окисленные условия минералообразования, как и обстановку повышенной щёлочности, что согласуется со спецификой продуктивных интрузий шошонитовой серии. Развиты также линейные зоны пропилитовых метасоматитов, в составе которых преобладают кварц, плагиоклаз (альбит), скаполит, амфибол, хлорит и эпидот в ассоциации с шеелитом, халькопиритом, молибденитом и пиритом. Наиболее поздними являются жилы и прожилки, относимые к карбонат-филлизитовым метасоматитам, в которых развиты кварц, карбонаты (включая Fe-карбонаты), серицит и барит. Кроме шеелита, в них присутствуют различные сульфиды и сульфосоли, включая пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, валлериит, минералы группы тетраэдрита, минералы Bi, Co, Ni, а также самородное золото [5, 8].

В Чорух-Дайронском плутоне выделяются породы последовательных этапов и фаз внедрения, в том числе породы раннего этапа (монцодиориты), породы промежуточного этапа (кварцсодержащие монцониты, кварцевые сиениты) и породы позднего этапа (кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты). Завершается становление плутона внедрением даек шошонитовых лампрофиров [5, 9, 10].

Монцодиориты слагают внешнюю часть плутона (рис. 2 Б). Для них характерно присутствие орто- и клинопироксена (гиперстена и авгита) и их количественное преобладание (25–30 об.%) над амфиболом и биотитом (5–10 об.%) ; изредка встречается оливин. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) количественно уступает плагиоклазу (зональному андезину-лабрадору с 60–48 мол.% анортита). В кварцсодержащих монцонитах резко преобладает амфибол при обычном отсутствии ортопироксена; породы характеризуются повышенным содержанием ортоклаза (до 30 об.%) и меньшей основностью плагиоклаза (андезин-лабрадор с 50–40 мол.% анортита). Кварцевые сиениты встречены в небольших дайках и штоках (?), которые пересекаются и срезаются кварцевыми монцонитами. Им

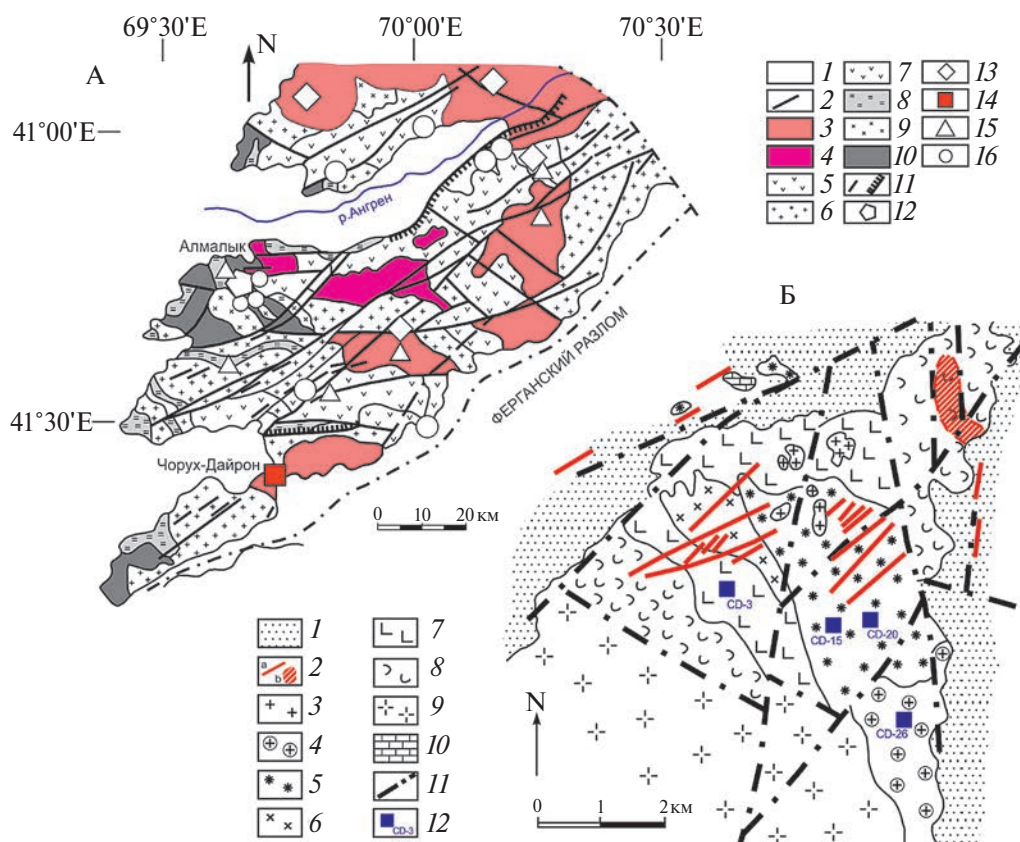


Рис. 2. Геологическая схема Кураминского сегмента Среднего Тянь-Шаня (А) и схема Чорух-Дайронского плутона и месторождения Чорух-Дайрон (Б) (по данным [5, 8–10]). А: 1 – мезо-кайнозойские отложения, 2 – пояса даек (диабаз-порфиры, риолит-порфиры), 3 – позднекаменноугольный-раннепермский калиевый субшелочной вулканоплутонический комплекс, 4 – позднекаменноугольный калиевый субшелочной вулканический комплекс, 5 – ранне-позднекаменноугольный андезит-дацитовый комплекс, 6 – ранне-позднекаменноугольный диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, 7 – ранне-позднекаменноугольный андезит-базальтовый комплекс, 8 – верхнедевонские-нижнекаменноугольные карбонатные породы, 9 – ордовикские-силурийские гранитоиды, 10 – девонские и более древние (до докембрийских) метаморфизованные вулканы и осадочные породы, 11 – зоны разломов (а – нормальные разломы, б – надвиги), 12–16 – рудные месторождения (12 – порфировые Cu–Mo–Au-месторождения, 13 – урановые месторождения, 14 – молибден-вольфрамовое месторождение Чорух-Дайрон, 15 – Ag–Pb–Zn-флюоритовые месторождения, 16 – эпитеральные Au–Ag-месторождения). Б: 1 – мезо-кайнозойские отложения, 2 – рудные зоны (а – субвертикальные, б – пологие), 3–7 – интрузивные породы Чорух-Дайронского плутона (3 – лейкограниты-аляскиты, 4 – монцограниты, 5 – кварцевые монцониты, 6 – монцониты, 7 – монцодиориты), 8 – калиевые субшелочные вулканы и субвулканические породы (трахиандезиты, трахибазальты, трахириолиты), 9 – ранне-позднекаменноугольные гранодиориты, 10 – нижнекаменноугольные (?) карбонатные породы, 11 – разломы, 12 – места отбора проб для изотопного датирования цирконов и их номера.

свойственен ещё меньший цветной индекс (около 10 об.%) при резко подчинённой роли клинопироксена и преобладании биотита над амфиболом, ещё меньшей основностью плагиоклаза (андезин-лабрадор с 45–30 мол.% анортита) и присутствием, наряду с ортоклазом, и микроклина. Плагиоклаз (андезин с 40–30 мол.% анортита) количественно уступает калиевому полевому шпату (ортоклазу и микроклину).

Кварцевые монцониты слагают внутреннюю область плутона (рис. 2 Б). Эти крупно-среднезернистые, обычно порфировидные

породы характеризуются присутствием в небольших и сопоставимых содержаниях (по 5–7 об.%) каждого клинопироксена (авгита, иногда с мелкими включениями гиперстена), амфибола и биотита. Калиевый полевой шпат (обычно ортоклаз) преобладает над плагиоклазом (андезин-лабрадором с 55–35 мол.% анортита); в более существенных количествах (15–20 об.%) содержится кварц. Монцограниты слагают мелкие штоки. В этих лейкократовых породах (цветной индекс 5–7 об.%) присутствуют крупные (до 10 мм) порфировидные выделения ортоклаза,

Таблица 1. Содержания главных компонентов (вес.%) и элементов-примесей (ppm) в изученных пробах пород Чорух-Дайронского плутона

№ проб	CD-3	CD-15	CD-20	CD-26		CD-3	CD-15	CD-20	CD-26
породы	монцо-диорит	кварцевый сиенит	кварцевый монцонит	монцогранит		монцо-диорит	кварцевый сиенит	кварцевый монцонит	монцогранит
SiO ₂	55.50	61.64	64.88	70.63	Nb	5.24	15.9	22.6	30.1
TiO ₂	0.74	0.49	0.50	0.32	Y	19.6	23.6	26.1	29.4
Al ₂ O ₃	17.02	15.81	15.18	12.72	Sn	2.05	2.32	2.50	2.91
Fe ₂ O ₃	2.37	3.41	2.07	1.40	Mo	1.13	2.08	2.45	2.88
FeO	4.38	1.64	2.25	1.33	W	1.54	3.91	8.46	4.07
MnO	0.17	0.15	0.08	0.06	Cs	1.53	2.10	2.51	2.89
MgO	3.91	2.26	1.62	0.78	Hf	3.99	4.97	7.13	6.41
CaO	7.09	2.85	2.99	1.91	Ta	0.47	1.14	1.30	1.89
Na ₂ O	3.60	3.60	2.75	3.50	Th	15.6	17.2	20.6	22.3
K ₂ O	3.48	5.96	5.93	5.72	U	4.93	5.08	6.11	6.90
P ₂ O ₅	0.32	0.25	0.15	0.08	Cu	91.3	153	261	209
F	0.094	0.051	0.130	0.151	Zn	50.2	90.4	112	101
CO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	Pb	41.4	39.6	56.0	43.2
S _{total}	<0.10	0.12	<0.10	<0.10	La	22.3	28.3	30.1	46.2
H ₂ O ⁻	0.38	0.24	0.22	0.23	Ce	32.9	44.9	64.4	74.0
H ₂ O ⁺	0.20	0.81	0.38	0.26	Pr	6.92	7.04	7.11	7.32
Total	99.50	99.81	99.43	99.29	Nd	22.3	26.5	28.5	33.7
Ba	1814	2238	1372	516	Sm	4.19	4.83	5.01	5.65
Sr	791	650	344	174	Eu	1.51	1.38	1.09	0.91
Co	12.4	11.5	5.47	2.48	Gd	4.02	4.33	4.48	4.56
Ni	16.3	13.1	9.4	10.2	Tb	0.58	0.63	0.69	0.62
V	185	114	62.8	30.2	Dy	3.56	3.64	4.13	4.29
Cr	25.8	20.4	14.0	11.5	Ho	0.63	0.70	0.83	0.91
Li	26.7	21.4	16.9	24.0	Er	2.63	3.02	2.38	2.49
Rb	73.6	202	288	341	Tm	0.66	0.54	0.47	0.31
Be	1.90	2.74	2.91	4.67	Yb	1.90	2.04	2.27	2.19
Zr	119	199	293	245	Lu	0.22	0.27	0.31	0.34

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

занимающие иногда до 25% объёма породы. В основной массе этих пород ортоклаз и микроклин количественно преобладают над плагиоклазом (олигоклазом-андезином с 40–25 мол.% анортита), а биотит – над амфиболом. Более поздние субщелочные лейкограниты слагают мелкие разобшённые дайки и жилы и отличаются равномерной мелкозернистой, иногда аплитовой структурой и лейкократовым обликом, обусловленным низким (не более 3–5 об.%) содержанием единственного фемического минерала – биотита. Лампрофиры слагают несколько

узких (до 1 м) даек; они образованы основным-средним плагиоклазом (30 об.%) и клинопироксеном (авгитом) (30 об.%), с подчинёнными биотитом и амфиболом (вместе до 20 об.%), а также калиевым полевым шпатом (5–10 об.%). Пироксен (авгит) иногда слагает также порфировидные выделения.

Акцессорные минералы данных интрузивных пород включают магнетит, апатит, титанит, циркон, в кварцевых монцонитах отмечаются также алланит и эпидот. Породы в целом относятся к магнетитовой серии, шошонитовой и отчасти

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

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	
Проба CD-3													
1	21	506	0.60	0.33713	1.7	0.04700	1.4	0.8	295	9	296	8	0.4
2	33	789	0.64	0.33839	1.6	0.04714	1.4	0.9	296	8	297	8	0.3
3	18	435	0.52	0.33678	1.8	0.04766	1.4	0.8	295	9	300	8	1.8
4	17	417	0.55	0.33469	1.9	0.04642	1.4	0.8	293	9	293	8	−0.2
5	29	710	0.48	0.33372	1.7	0.04629	1.4	0.9	292	9	292	8	−0.2
6	15	372	0.53	0.34093	2.0	0.04705	1.5	0.7	298	10	296	8	−0.5
Проба CD-15													
1	16	380	0.59	0.34005	1.8	0.04700	1.4	0.8	297	9	296	8	−0.4
2	16	383	0.56	0.33837	1.8	0.04637	1.4	0.8	296	9	292	8	−1.3
3	59	1452	0.76	0.33633	1.5	0.04621	1.4	0.9	294	8	291	8	−1.1
4	16	403	0.53	0.33056	2.7	0.04602	1.4	0.5	290	16	290	8	0.0
5	16	381	0.52	0.33688	1.8	0.04701	1.4	0.8	295	9	296	8	0.5
6	18	449	0.75	0.33341	2.6	0.04637	1.4	0.6	292	15	292	8	0.0
7	22	534	0.55	0.33679	1.7	0.04700	1.4	0.8	295	9	296	8	0.5
8	17	404	0.70	0.34484	1.9	0.04737	1.5	0.8	301	10	298	8	−0.8
9	16	396	0.61	0.33615	1.9	0.04653	1.5	0.8	294	10	293	8	−0.3
10	16	404	0.58	0.33773	1.8	0.04636	1.4	0.8	296	9	292	8	−1.2
11	20	472	0.63	0.33978	2.6	0.04716	1.4	0.6	297	15	297	9	0.0
12	31	735	0.49	0.34218	1.8	0.04736	1.4	0.8	299	9	298	8	−0.2
13	17	404	0.64	0.33990	1.9	0.04685	1.5	0.8	297	10	295	8	−0.6
Проба CD-20													
1	15	364	0.63	0.34622	1.9	0.04744	1.5	0.8	302	10	299	8	−1.0
2	19	455	0.80	0.33075	1.8	0.04609	1.4	0.8	290	9	291	8	0.1
3	15	369	0.70	0.33084	1.8	0.04607	1.4	0.8	290	9	290	8	0.1
4	14	331	0.56	0.34027	1.9	0.04683	1.5	0.8	297	10	295	8	−0.8
5	27	663	0.54	0.33370	1.7	0.04644	1.4	0.9	292	8	293	8	0.1
6	22	525	0.79	0.33355	1.7	0.04656	1.4	0.8	292	9	293	8	0.4
7	30	735	0.58	0.34079	1.6	0.04688	1.4	0.9	298	9	295	8	−0.8
8	28	691	0.70	0.32945	1.7	0.04612	1.4	0.9	289	8	291	8	0.5
9	18	428	0.58	0.33503	1.8	0.04663	1.4	0.8	293	9	294	8	0.1
10	21	494	0.57	0.34032	1.7	0.04737	1.4	0.8	297	9	298	8	0.3
11	14	349	0.69	0.33468	1.8	0.04654	1.4	0.8	293	9	293	8	0.0
12	15	367	0.68	0.34067	1.8	0.04693	1.4	0.8	298	10	296	8	−0.7
13	22	532	0.80	0.34751	1.9	0.04768	1.4	0.7	303	10	300	9	−0.8
14	24	584	0.52	0.33526	1.8	0.04610	1.4	0.8	294	9	291	8	−1.1

Окончание таблицы 2

15	14	333	0.57	0.33609	1.9	0.04657	1.5	0.8	294	10	293	8	−0.3
Проба CD-26													
1	28	682	0.80	0.33681	1.7	0.04659	1.4	0.8	295	9	294	8	−0.4
2	52	1249	0.93	0.33545	1.6	0.04676	1.4	0.9	294	8	295	8	0.3
3	67	1626	0.86	0.33150	1.5	0.04613	1.4	0.9	291	8	291	8	0.0
4	20	489	0.83	0.33522	2.1	0.04637	1.5	0.7	294	11	292	8	−0.4
5	19	451	0.78	0.33750	1.8	0.04674	1.4	0.8	295	9	295	8	−0.3
6	30	731	0.85	0.33819	1.9	0.04651	1.4	0.8	296	10	293	8	−0.9
7	27	652	0.88	0.33102	1.7	0.04605	1.4	0.8	290	9	290	8	0.0

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

высококаалиевой известково-щелочной сериям, умеренно-глинозёмистому I-типу, и характеризуются существенным обогащением лёгкими РЗЭ, при обычном отсутствии аномалий Eu или слабом дефиците Eu в более дифференцированных породах [5, 9, 10]. Известные изотопные данные по возрасту интрузивных пород Чорух-Дайронского плутона включают калий-аргоновые датировки порядка 306–298 млн лет [11].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона была отобраны из монцодиоритов, кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов и монцогранитов Чорух-Дайронского плутона (рис. 2 Б). Состав пороодообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведён в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось

в режиме счёта для всех изотопов, кроме ²³⁸U и ²³²Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [12]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U=137.818 [13]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [14]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [15]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [16], для которого получен возраст 418±3.7 млн лет (2σ, n = 11).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб монцодиоритов, кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов и монцогранитов Чорух-Дайронского плутона были извлечены соответственно 6 (монцодиориты), 13 (кварцевые сиениты), 15 (кварцевые монцониты) и 7 (монцограниты) зёрен циркона (табл. 2). Эти зёрна обычно прозрачные, с редкими включениями непрозрачных минералов, бледно-розовые (до розовых в монцодиорите), характеризуются таблитчатой до призматической (монцодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты) и удлиненно-призматической (монцограниты) формой длиной 100–200 мкм с коэффициентом удлинения от 1:1 до 1:8 (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдаются небольшое тёмное или светлое неяснозональное до незонального ядро призматической формы,

наиболее часто с непрозрачными включениями, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии со следующими значениями: 295.1 ± 3.3 млн лет (СКВО = 0.47) (монцодиориты), 294.7 ± 2.3 млн лет (СКВО = 3.3) (кварцевые сиениты), 294.1 ± 2.1 млн лет (СКВО = 0.44) (кварцевые монцониты) и 293.0 ± 3.0 млн лет (СКВО = 0.11) (монцограниты) (табл. 2; рис. 3). Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы. Судя по отсутствию значительной дисперсии значений изотопного возраста, изученные кристаллы циркона могут быть отнесены к “автокристам”, т.к. кристаллам, которые кристаллизуются из финальных (заключительных) и наиболее дифференцированных порций магматического расплава соответствующих интрузивных фаз [17]. Как следствие, полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста, отвечающие интервалу времени порядка 298–290 млн лет, могут рассматриваться как возраст кристаллизации интрузивных фаз Чорух-Дайронского плутона.

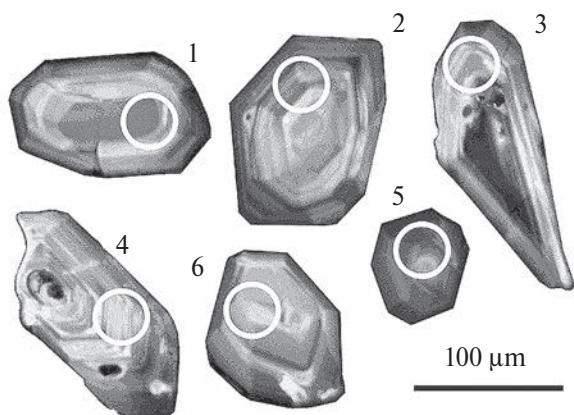
ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения (порядка 298–290 млн лет) возраста кристаллизации интрузивных пород Чорух-Дайронского плутона являются существенно более молодым, чем известные значения возраста кристаллизации интрузивных пород порфировых Cu–Au–Mo-месторождений Алмалыкского рудного района, также относимых к производным позднепалеозойского высококалийного известково-щелочного и шошонитового магматизма [3]. В частности, изотопный U–Pb-возраст циркона 326.1 ± 3.4 млн лет и 315.2 ± 2.8 млн лет был установлен для кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров месторождения Кальмакыр, и возраст циркона 337.8 ± 3.4 млн лет и 313.2 ± 2.5 млн лет – для кварцевых монцонитов и гранодиорит-порфиров месторождения Сарычеку [3]. Похожие значения изотопного U–Pb-возраста циркона интрузивных пород Алмалыкского рудного района были получены и другими авторами, в том числе 327.2 ± 5.6 млн лет (монцониты) и 313.6 ± 2.8 (гранодиорит-порфиры) [4]. С этим согласуются имеющиеся изотопные Re–Os-датировки молибденита из порфировых штоков данных месторождений, с модельным возрастом в диапазоне от 313.2 до 306.3 млн лет и двумя изохронными датами – 307.6 ± 2.5 млн лет и 309.1 ± 2.2 млн лет [4]. Близкие и несколько более молодые значения

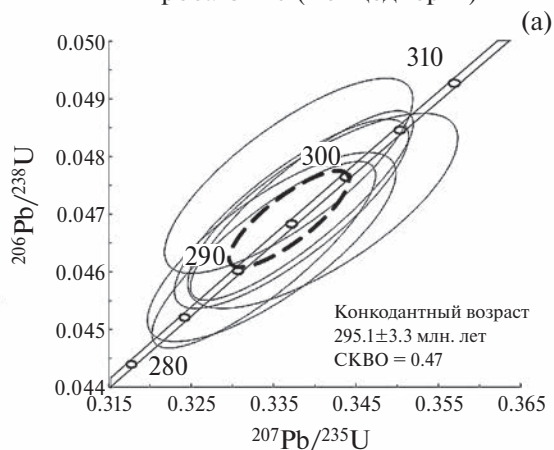
изотопного U–Pb-возраста циркона интрузивных пород Алмалыкского рудного района были также получены ранее и составляли 308 ± 1 млн лет (кварцевые монцодиориты), 315 ± 1 млн лет (гранит-порфиры), 306 ± 3 млн лет (гранодиориты), 317 ± 8 млн лет (граниты) и 297 ± 3 млн лет (дайка фельзитов) [6]. Таким образом, в совокупности с ранее опубликованными данными по изотопному U–Pb-возрасту циркона интрузий Алмалыкского рудного района, новые изотопные датировки пород Чорух-Дайронского плутона указывают на проявление в Кураминском сегменте Срединного Тянь-Шаня, по меньшей мере, двух позднепалеозойских пульсов высококалийного известково-щелочного и шошонитового магматизма – раннего (с возрастом порядка 337–313 млн лет и до 308–297 млн лет), и позднего (порядка 298–290 млн лет и, возможно, более молодых). Как альтернативный вариант, модель непрерывного проявления калиевого магматизма в течение длительного периода (начиная с времени около 337 млн лет и до 290 млн лет, возможно, и в последующее время), вероятно, также может быть рассмотрена.

Такая эволюция калиевого магматизма, по-видимому, отвечает соответствующей тектонической эволюции Кураминского сегмента и более обширного региона Срединного Тянь-Шаня. Начало субдукции в этом регионе при конвергенции Казахстан-Северо-Тянь-Шаньского и Таримского континентов, разделенных Туркестанским палеоокеаном, отвечало возрасту порядка 330–325 млн лет, а кульминация коллизии – границе карбона-перми (295 млн лет) в связи с окончательным закрытием Туркестанского палеоокеана, тогда как последующие (моложе 295 млн лет) события в регионе отвечали уже пост-коллизийному этапу [6, 7]. В этом контексте, возраст интрузий высококалийной известково-щелочной и шошонитовой серий, отвечавших раннему позднепалеозойскому (позднекаменноугольному) пульсу калиевого магматизма в Кураминском сегменте (337–313 млн лет и до 308–297 млн лет), соответствует начальному и зрелому субдукционному тектоническому режиму. В этих условиях формировались окраинно-континентальные (вероятно, задуговые) рифтогенные структуры, с соответствующей генерацией шошонитовых магм в области метасоматически-измененной литосферной мантии, и с определенным вкладом коровых магматических источников [3, 5, 9, 10]. В отличие от этого, возраст шошонитовых интрузий, отвечавших позднему позднепалеозойскому (позднекаменноугольному-раннепермскому) пульсу

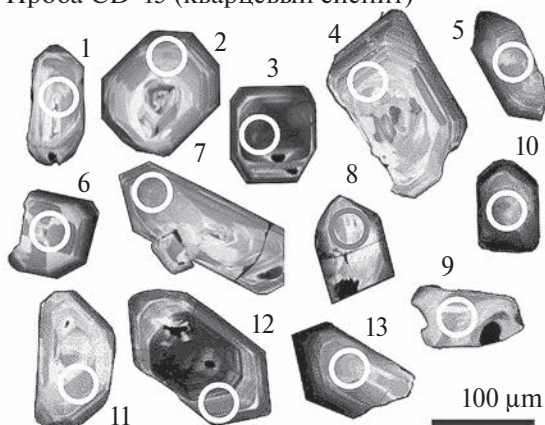
Проба CD-3 (монцодиорит)



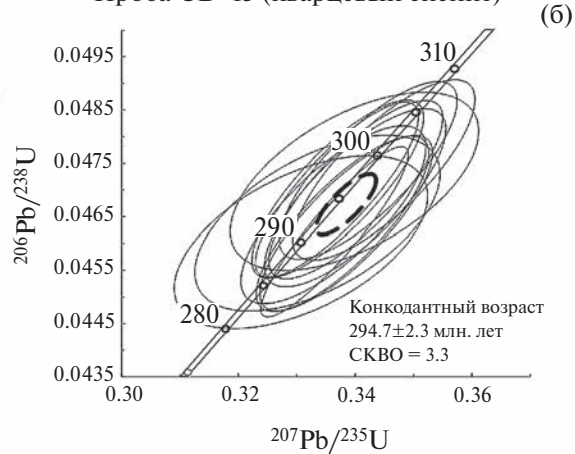
Проба CD-3 (монцодиорит)



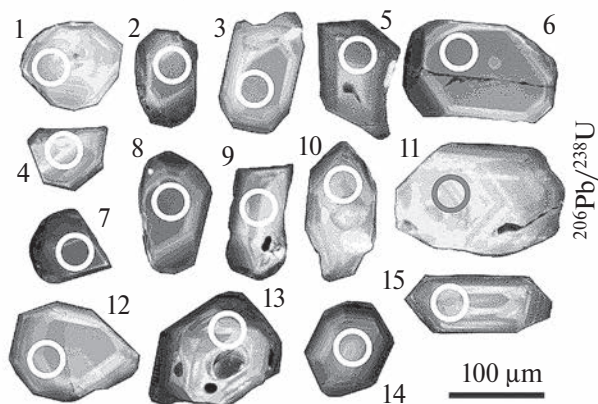
Проба CD-15 (кварцевый сиенит)



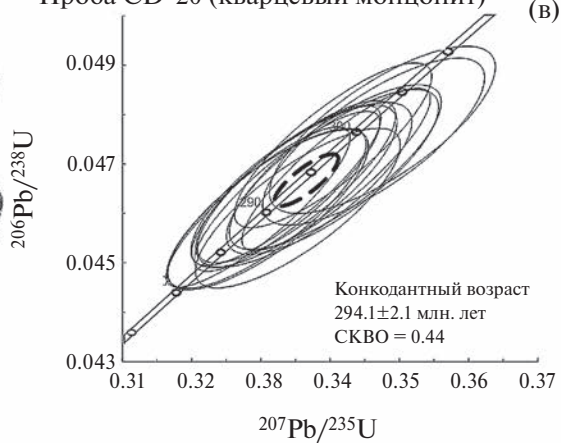
Проба CD-15 (кварцевый сиенит)



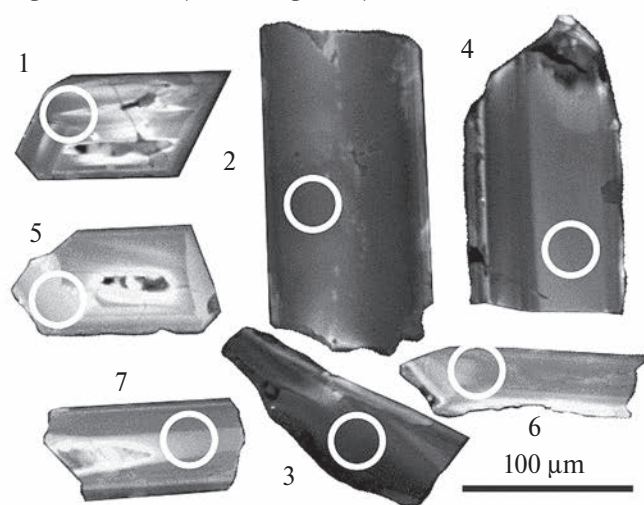
Проба CD-20 (кварцевый монцонит)



Проба CD-20 (кварцевый монцонит)



Проба CD-26 (моноцогранит)



Проба CD-26 (моноцогранит)

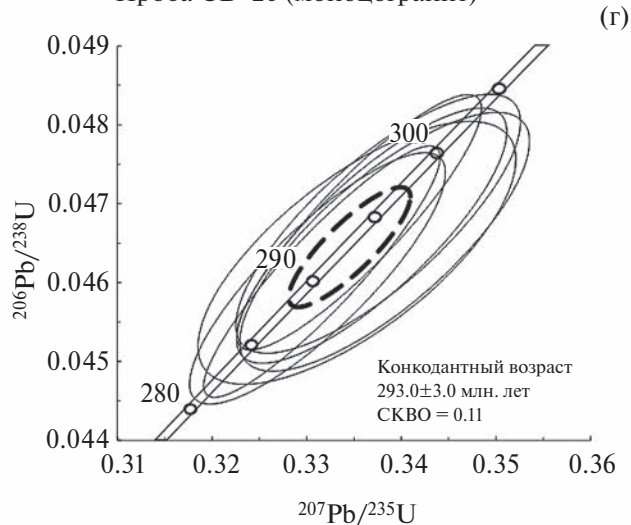


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из интрузивных пород Чорух-Дайронского плутона (тонкие сплошные эллипсы — результаты единичных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

в Кураминском сегменте (порядка 298–290 млн лет и, вероятно, более молодых), соответствует переходному субдукционному-постколлиззионному или даже, собственно, постколлиззионному режиму. В этих условиях, в связи с прекращением субдукции, могли возникать разрывы сплошности субдуцированной плиты типа “slab windows” с проникновением астеносферной мантии сквозь них. Как следствие, в этой обстановке могли возникать условия для плавления литосферной мантии, модифицированной при субдукции, и субдуцированного слэба под влиянием поднимавшейся горячей астеносферной мантии [18], с появлением соответствующих сложных составов магматических пород. В частности, содержания Zr в интрузивных породах Чорух-Дайронского плутона скорее невысоки (порядка 100–300 ppm; табл. 1; см. также [5, 9]), что характерно для магм, связанных с субдукцией [19]. Напротив, содержания Nb и Y в этих породах повышены (до 30 ppm; табл. 1; см. также [5, 9]), что характерно для пост-коллиззионных магм [20]. В этой обстановке также отмечался определённый вклад и коровых магматических источников, с возможным смешением мантийных основных и коровых кислых магм [9].

Полученные возрастные датировки пород Чорух-Дайронского плутона, с которым связано существенно вольфрамовое W–Mo–Cu–Au-месторождение, показывают, что отмеченной

тектонической и магматической эволюции отвечает и определённая металлогеническая эволюция. В частности, первый (ранний) пульс калиевого магматизма, связанный с субдукционным этапом и представленный позднекаменноугольными интрузиями Алмалыкского рудного района, датированными возрастом порядка 337–313 млн лет (с наиболее молодыми интрузивными фазами с возрастом порядка 308–297 млн лет), сопровождается порфировыми Cu–Au–Mo-месторождениями. Напротив, второй (поздний) пульс, связанный с переходным субдукционным-постколлиззионным или даже, собственно, постколлиззионным режимом и представленный позднекаменноугольными-раннепермскими интрузиями шошонитовой серии, развитыми на Чорух-Дайронском месторождении и датированными возрастом 298–290 млн лет, сопровождается существенно молибден-вольфрамовой W–Mo–Cu–Au-минерализацией. Вероятно, промежуточными по возрасту являются эпитеральные золоторудные месторождения Кураминского сегмента (Кайрагач, Кочбулак и др.), для которых характерна связь с шошонитовым магматизмом и возраст порядка 300–295 млн лет [7]. Таким образом, в Кураминском сегменте намечается позднепалеозойская металлогеническая эволюция от порфировых Cu–Au–Mo-месторождений к эпитеральным золоторудным (с серебром) и затем

существенно молибден-вольфрамовым (с попутными Cu и Au) месторождениям.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // *Internat. Geol. Rev.* 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltnann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.) // *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication.* 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Cheng Z., Zhang Z., Chai F., Hou T., Santosh M., Turesebekov A., Nurtaev B. S. Carboniferous porphyry Cu-Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples // *International Geology Review.* 2017. V. 60. P. 1–20.
4. Zhao X.-B., Xue C.-J., Chi G.-X., Mo X.-X., Nurtaev B., Zhang G.-Z. Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu–Au deposit, Almalyk district, Uzbekistan: Implications for mineralization processes // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 86. P. 807–824.
5. Soloviev S. G., Kryazhev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Chorukh-Dairon W-Mo-Cu skarn deposit in the Middle Tien Shan, Northern Tajikistan // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 80. P. 79–102.
6. Seltnann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 821–838.
7. Seltnann R., Porter T. M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2014. V. 79. P. 810–841.
8. Власова Д. К., Жаринов В. А. Контактково-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона / Ред. Коржинский Д. С., Жаринов В. А. *Метасоматизм и оруденение.* Москва, изд-во Наука. 1975. С. 5–80.
9. Soloviev S. G., Krivoschekov N. N. Petrochemistry of rocks in the Chorukh-Dairon monzonite-syenite-granite pluton, Northern Tajikistan // *Geochem. Internat.* 2011. V. 49. P. 691–710.
10. Мамаджанов Ю. Петрология и геохимия шошонит-латитовой ассоциации Кураминской зоны. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Душанбе: Институт геологии Таджикистана. 1995. 24 с.
11. Волков В. Н., Аракелянц М. М., Таджибаев Г. Т. Возраст магматических и метасоматических пород Чорух-Дайронского грабена по данным калий-аргонового датирования (Срединный Тянь-Шань) // Доклады Таджикской АССР. Серия геологическая. 1990. Т. 12. С. 40–47.
12. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS / Sylvester P. (Ed.). // *Miner. Assoc. of Canada. Short Course Series.* 2008. V. 40. P. 307–311.
13. Hiess J., Condon D. J., McLean N., Noble S. R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science.* 2012. V. 335. P. 1610–1614.
14. Slama J., Kosler J., Condon D. J., et al. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology.* 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
15. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center. Berkeley, CA, 2003. P. 1–70
16. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology.* 2004. V. 205. P. 115–140.
17. Miller J. S., Matzel J. E., Miller C. F., Burgess S. D., Miller R. B. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
18. Sisson V. B., Pavlis T. L., Roeske S. M., Thorkelson D. J. Introduction: An overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings / In: Sisson, V. B., Roeske, S. M., and Pavlis, T. L. (eds.). // *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin. Geological Society of America Special Paper.* 2003. V. 371. P. 1–18.

19. *Pearce J. A., Peate D. W.* Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. V. 23. P. 251–285.
20. *Lustrino M., Wilson M.* The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province // *Earth-Science Reviews.* 2007. V. 81. P. 1–65.

**ISOTOPIC U–Pb AGE OF ZIRCON (LA-ICP-MS METHOD)
FROM IGNEOUS ROCKS OF THE CHORUKH-DAIRON W–Mo(–Cu–Au)
DEPOSIT (TAJIKISTAN): FIRST EVIDENCES FOR POST-COLLISIONAL
ORE FORMATION IN THE KURAMA SEGMENT
OF THE MIDDLE TIEN SHAN**

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

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

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

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

[#]*E-mail: serguei07@mail.ru*

The paper presents isotopic U–Pb zircon data (LA–ICP–MS method) for the main types of high-potassic intrusive rocks of the Chorukh-Dairon W–Mo(–Cu–Au) skarn deposit situated in the Kurama segment of the Middle Tien Shan near the largest porphyry Cu–Mo–Au deposits of the Almalyk mineralized cluster. Together with the other Au, W, Mo and Cu deposits, all these deposits are parts of the extended Late Paleozoic metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U–Pb zircon data obtained for the rocks of successive intrusion phases in the Chorukh-Dairon pluton span from about 298 Ma to 290 Ma. This interval included crystallization of monzodiorite (295.1 ± 3.3 Ma), quartz syenite (294.7 ± 2.3 Ma), quartz monzonite (294.1 ± 2.1 Ma), and monzogranite (293.0 ± 3.0 Ma). These dates correspond to the pluton emplacement at the Late Carboniferous–Early Permian boundary and highlight its younger age compared to the productive high-potassic intrusions of the porphyry Cu–Mo–Au deposits in the Almalyk mineralized cluster, the latter assigned to the Late Carboniferous (about 337–313 Ma and partially to 308–297 Ma). By contrast to the latter, which were intruded in the subduction-related environment, the emplacement of the high-potassic rock of the Chorukh-Dairon pluton occurred in the transitional subduction-related to post-collisional environment or even under an actual post-collisional regime. This allows distinguishing two pulses of ore-bearing Carboniferous–Permian high-potassic calc-alkaline to shoshonitic series magmatism in the Middle Tien Shan. Consistently, there is a metallogenic evolution in the region that was expressed in the transition from porphyry Cu–Mo–Au deposits associated with subduction-related potassic magmatism, and likely evolving toward epithermal Au–Ag deposits, to essentially tungsten (W–Mo–Cu–Au) deposits associated with younger potassic magmatism occurring rather in the post-collisional environment.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Chorukh-Dairon W–Mo deposit, Almalyk porphyry Cu–Mo–Au deposits, Tajikistan, Tien Shan.

УДК 549.383+549.731.15(470.5)

НЕСЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЕ ГАРЦБУРГИТЫ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА ПОЛЯРНОГО УРАЛА КАК ИЗНАЧАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ХРОМА ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2024 г. К. С. Иванов, Н. В. Вахрушева, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков,
П. Б. Ширяев*, Н. Н. Фаррахова, А. Е. Богомолова

Поступило 27.12.2023 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принято к публикации 06.02.2024 г.

Исследован состав и возраст несерпентинизированных гарцбургитов, которые встречаются в Войкаро-Сыньинском массиве в виде будин и реликтовых тел в полях развития оливин-антигориновых пород. Структура, составы пород и минералов, а также распределение редкоземельных элементов и Sm–Nd-абсолютная датировка (≈ 2330 млн лет) позволяют рассматривать эти несерпентинизированные гарцбургиты как фрагменты мантии и наиболее ранние образования среди ультрамафитов Войкаро-Сыньинского массива. Для силикатов этих гарцбургитов характерны повышенные содержания хрома, который при последующих процессах переходит в хромшпинелид. На основе полученных данных выполнена оценка ресурсов хрома, мобилизованного при преобразовании первичных ультрамафитов.

Ключевые слова: ультрабазиты, гарцбургиты, хромиты, ресурсы, самарий-неодимовый возраст, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2686739724050086

Актуальность исследований геологии российской Арктики, а особенно её месторождений, весьма высока ([1] и др.). В данной работе предлагается новый метод оценки возможных ресурсов хрома в ультрабазитовых массивах Полярного Урала, образующих здесь крупнейший в мире офиолитовый пояс.

Формирование залежей хромовых руд в ультраосновных комплексах офиолитовой формации в большинстве современных публикаций тем или иным образом связывается с преобразованием вмещающих пород. Этой проблеме посвящено большое количество работ отечественных и зарубежных исследователей, анализ которых приводится в [2] (и ссылки в этой статье). Преобразования пород могут быть итогом воздействия на них расплава ([2] и др.), флюида ([3] и др.), а также происходить в результате метаморфизма ультрамафитовых комплексов ([4] и др.). В процессе преобразования ультрамафитов происходит высвобождение хрома из породообразующих

силикатов и его концентрация в оксидной форме в хромшпинелиде. Для объяснения этого явления была предложена модель объёмного метасоматоза массивов альпинотипных ультрамафитов [5], и сделан прогноз хромитоносности (в том числе на глубине) в соответствии с этой моделью [3, 6].

Нами исследован вещественный состав и возраст несерпентинизированных гарцбургитов, которые встречаются в Войкаро-Сыньинском массиве (рис. 1) в виде реликтовых тел в полях развития оливин-антигориновых пород (т. н. *войкаритов*). Структура, составы пород и минералов, а также распределение редкоземельных элементов и Sm–Nd-абсолютная датировка (см. ниже) позволяют рассматривать эти несерпентинизированные гарцбургиты как наиболее ранние образования среди ультрамафитов Войкаро-Сыньинского массива. На основе полученных данных выполнена оценка ресурсов мобилизованного при преобразовании ультрамафитов хрома.

МЕТОДЫ

Изотопный состав неодима и самария измерялся на 10-коллекторном масс-спектрометре

Институт геологии и геохимии Уральского отделения
Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия
*E-mail: pavel-shiryaev@mail.ru

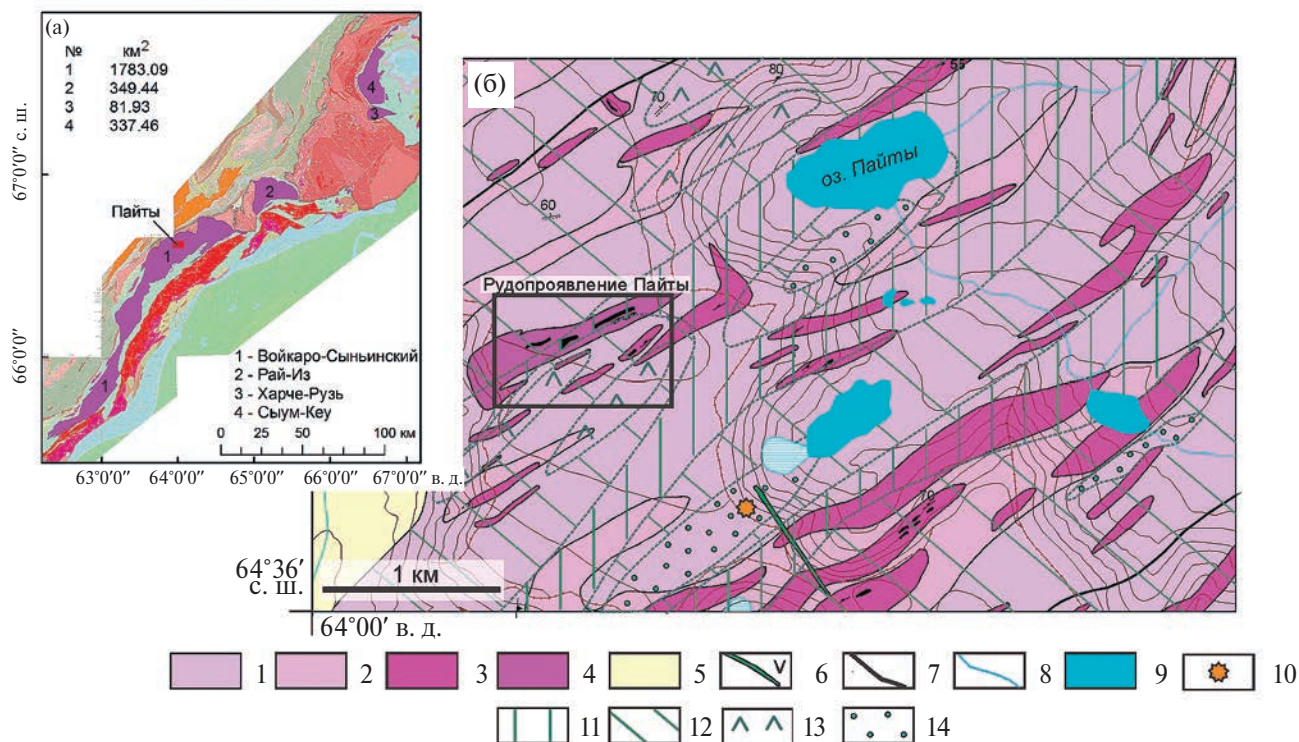


Рис. 1. Геологическая схема района рудопроявления Пайты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал), по [7] с изменениями (б). Схема расположения главных хромитоносных ультрабазитовых массивов Полярного Урала (а) по [8]. 1–3 – породы метаморфизованного дунит-гарцбургитового комплекса: 1 – с содержанием дунитовой составляющей 10–30%, 2 – с содержанием дунитовой составляющей 30–50%, 3 – с содержанием дунитовой составляющей более 50%; 4 – дуниты; 5 – четвертичные отложения; 6 – габбро жильные; 7 – тектонические нарушения; 8 – ручьи; 9 – озёра; 10 – место отбора проб на абсолютный возраст; 11 – оливин-антигоритовые породы; 12 – амфибол-оливиновые и амфибол-оливин-антигоритовые породы; 13 – амфибол-энстатит-оливиновые породы; 14 – зоны развития несерпентинизированных гарцбургитов среди амфибол-оливиновых и амфибол-оливин-антигоритовых пород.

“Triton TI” в ГЕОХИ РАН (аналитик С.Ф. Карпенко) с точностью не хуже 0.005% для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и 0.1% для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Химический состав породообразующих минералов изучался в ИГГ УрО РАН при помощи электронно-зондового микроанализа по стандартной методике. Микроэлементный состав проб определялся методом ICP-MS (аналитики Ю.Л. Ронкин и О.П. Лепихина, ИГГ) на масс-спектрометре Thermo Finnigan MAT HR/ICP-MS Element2.

На Войкаро-Сыньинском массиве несерпентинизированные гарцбургиты обнажаются на восточном склоне горы Пайты, а также в верховьях р. Левая Пайера, ручья Ямботывис, р. Лагорта-Ю и др. Они представляют собой реликтовые блоки и будины, размером от метра до десятков метров, среди продуктов метаморфизма ультрамафитов – оливин-антигоритовых пород. Блоки несерпентинизированных гарцбургитов встречаются во внутренней части массива, что,

возможно, и обусловило их сохранность при метаморфизме и тектонических процессах. Вмещающие оливин-антигоритовые породы, в разной степени рассланцованные, трассируют линейные тектонические зоны. В гарцбургитах отмечаются единичные жилы вебстеритов, мощностью 10–30 см. На контакте гарцбургитов и оливин-антигоритовых пород развита зона амфибол-энстатит-оливиновых и амфибол-оливин-антигоритовых пород, жилы вебстеритов среди которых превращены в существенно амфиболовые породы.

Несерпентинизированный гарцбургит (обр. 3891) представляет собой среднезернистую породу с порфирукластической или мезогранулярной структурой (рис. 2). Основная масса представлена неравномернозернистым агрегатом оливина. Порфирукласты неправильной формы (размер зёрен 3.5–5.7 мм) количественно преобладает над необластами, обычно образующими субизометрические зёрна размером 0.3–0.7 мм. Границы

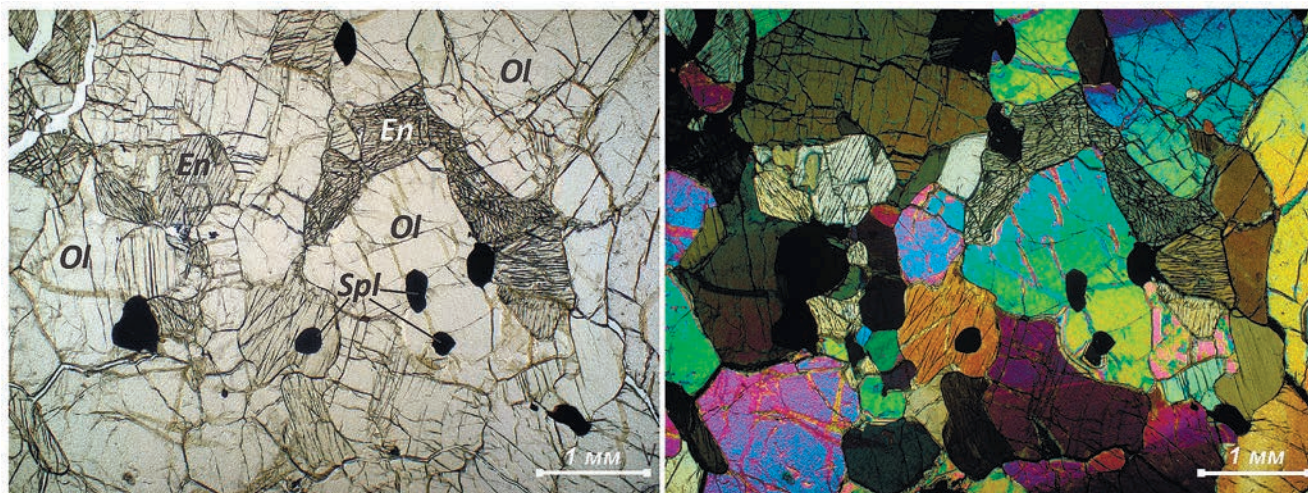


Рис. 2. Несерпентинизированный гарцбургит (обр. 3891). Фото шлифа в проходящем свете; слева — без анализатора, справа — с анализатором. *Ol* — оливин, *En* — энстатит, *Spl* — шпинель.

зёрен чёткие, извилистые. В крупных зёрнах оливина наблюдается неоднородное погасание, полосы скольжения (пластического излома), являющиеся проявлением пластических деформаций. Также в порфирокластах встречаются включения хромовой шпинели. Микронзондовые исследования оливина позволили обнаружить зёрна этого минерала с повышенным содержанием хрома (табл. 1). Кроме того, в оливине встречены микровключения хромовой шпинели, морфологически идентичные ламелям шпинелида в пироксене.

Содержание нормативного энстатита в несерпентинизированных гарцбургитах варьирует от 15 до 22 мас. %, диопсида — от 0 до 6.5 мас. %. Энстатит, как и хромовая шпинель, ксеноморфен по отношению к оливину. Размер зёрен варьирует от 0.4 до 1.5 мм, форма зёрен неправильная или близкая к таблитчатой, менее деформированная. Содержание Al_2O_3 в энстатитах из несерпентинизированных гарцбургитов варьирует от 1.95 до 2.40%; Cr_2O_3 от 0.40 до 0.57%; CaO от 0.31 до 0.60%. В отдельных зёрнах энстатита отмечаются ламели клинопироксена, амфибола и хромшпинелида.

Клинопироксены из несерпентинизированных гарцбургитов по химическому составу подразделяются на две группы: к первой относятся диопсиды с содержаниями $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.8\text{--}7.5\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.5\text{--}2.0\%$; ко второй — диопсиды, содержащие Al_2O_3 около 2%; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.4\text{--}0.5\%$ (табл. 2). Диопсиды, относящиеся ко второй группе, находятся в парагенезисе с амфиболом. Зёрна амфибола ксеноморфны по отношению к оливину, по оптическим свойствам и химическому составу соответствуют паргаситу. Отмечается перераспределение алюминия из раннего

клинопироксена в амфибол и обеднение им клинопироксена второй генерации.

Хромовая шпинель встречается в виде неравномерной вкрапленности. Зёрна идиоморфной и неправильной формы (размер 0.05–1.2 мм) тёмно-коричневого цвета со светло-коричневой каймой. Также встречаются зёрна с включениями первичных силикатов (оливина и пироксена). Зёрна хромовой шпинели в гарцбургитах зональны (табл. 3): к краю зерна возрастает содержание алюминия при снижении количества хрома. Внешняя, более глинозёмистая часть зерна, по составу идентична ламелям хромшпинелида в энстатите.

Химический состав образца 3891 в мас. %: $\text{SiO}_2 = 42.59$, $\text{TiO}_2 = 0.01$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.80$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.39$, $\text{FeO}_{\text{сум}} = 7.72$, $\text{MgO} = 45.54$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.01$, $\text{K}_2\text{O} = 0.01$, $\text{MnO} = 0.12$, $\text{NiO} = 0.28$, п.п.п. — 0,76.

Гипидиоморфнозернистая структура, высокая железистость оливина $Fa = 7.19\text{--}8.63\%$, повышенное содержание в оливине и пироксене хрома и алюминия являются типичными для мантийных гарцбургитов [9] и не характерны для продуктов десерпентинизации [10].

Изучение составов и взаимоотношений минералов в несерпентинизированных гарцбургитах позволяет предполагать существование следующих парагенезисов в этих породах:

I: $\text{Ol I (Cr)} + \text{Opx I (Al, Ca, Cr)} + \text{Cpx I (Al, Cr)} + \text{Crsp (Cr)}$;

II: $\text{Ol II} + \text{Opx II} + \text{Cpx II} + \text{Crsp (Al)} + \text{Am (Al)}$;

где *Ol* — оливин; *Opx* — ортопироксен; *Cpx* — клинопироксен; *Crsp* — хромовая шпинель; *Am* — амфибол.

Таблица 1. Химический состав оливина из несерпентинизированных гарцбургитов г. Пайты

№ обр.	3891	3891	3891	3891	3891	3891
№ зерна	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.51	40.58	40.66	41.45	40.02	40.32
MgO	49.69	51.26	50.17	50.11	49.50	49.39
FeO	8.37	8.10	8.39	8.16	6.85	7.72
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00
Cr ₂ O ₃	0.48	0.25	0.00	0.06	0.26	0.22
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.05	100.20	99.22	99.78	96.67	97.65
Si	0.997	0.983	0.997	1.012	1.003	1.004
Mg	1.821	1.848	1.831	1.821	1.847	1.831
Fe	0.172	0.164	0.172	0.166	0.143	0.160
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Cr	0.009	0.005	0.000	0.001	0.005	0.004
Fa, %	8.63	8.15	8.59	8.35	7.19	8.04

Примечание: $Fa = 100\% \times Fe/(Fe + Mg)$.

Таблица 2. Химический состав пироксенов из несерпентинизированных ультрамафитов г. Пайты

№ пробы	3891-1	3891-2	3906-1	3906-2	3891-1	3891-2	3906-1	3906-2
	Клинопироксен				Ортопироксен			
SiO ₂	53.97	49.39	54.31	54.44	57.08	57.25	55.01	55.18
TiO ₂	0.04	0.00	0.09	0.09	0.00	0.00	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	2.30	6.99	2.08	2.01	2.32	2.40	2.00	2.04
FeO	1.61	2.95	2.26	2.16	5.75	5.79	6.92	7.10
Cr ₂ O ₃	0.72	2.35	0.62	0.63	0.57	0.53	0.46	0.48
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	17.65	17.74	17.75	17.68	33.97	34.16	33.15	32.67
CaO	24.43	22.38	23.48	23.35	0.53	0.33	0.51	0.44
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.11	0.00	0.28	0.26	0.04	0.04	0.02	0.02
Сумма	100.83	101.80	100.87	100.63	100.26	100.50	98.13	97.98
Si	1.940	1.759	1.951	1.961	1.964	1.964	1.939	1.952
Ti	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001
Al	0.097	0.293	0.088	0.085	0.094	0.097	0.083	0.085
Al ₆	0.037	0.052	0.039	0.046	0.058	0.061	0.022	0.037
Al ₄	0.060	0.241	0.049	0.039	0.036	0.036	0.061	0.048
Fe	0.048	0.088	0.068	0.065	0.165	0.166	0.204	0.210
Cr	0.020	0.066	0.018	0.018	0.015	0.014	0.013	0.013
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.945	0.941	0.950	0.948	1.740	1.744	1.740	1.721
Ca	0.941	0.854	0.904	0.901	0.020	0.012	0.019	0.017
Na	0.008	0.000	0.019	0.018	0.003	0.003	0.001	0.001

Таблица 3. Химический состав аксессуарных хромовых шпинелей из несерпентинизированных ультрамафитов г. Пайты

№ обр.	3891	3891	3891	3891	3906
зерно	1 центр	1 край	3 центр	3 кайма	центр
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.15
Cr ₂ O ₃	33.20	32.62	32.60	29.05	37.91
Al ₂ O ₃	34.59	35.29	33.62	37.80	28.72
FeO	19.43	19.26	19.93	19.17	23.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29
MgO	13.58	14.01	13.21	14.04	11.19
Сумма	100.80	101.18	99.36	100.06	101.34
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027
Cr	6.085	5.929	6.078	5.275	7.181
Al	9.457	9.568	9.350	10.238	8.115
Fe ³	0.458	0.503	0.572	0.487	0.677
Fe ²	3.306	3.198	3.355	3.192	3.944
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.059
Mg	4.694	4.802	4.645	4.808	3.997

Состав клинопироксена в вебстеритовой жиле близок диопсиду II генерации из гарцбургита. Отличие состоит в несколько повышенном содержании натрия и более высокой железистости в диопсиде из пироксенита (табл. 2). Для энстатита из вебстеритов также характерна повышенная железистость, по сравнению с ортопироксеном из гарцбургита. Хромовая шпинель в пироксенитах существенно более хромистая и железистая, чем в гарцбургитах, с заметной примесью титана и марганца.

Образцы из центральной части тела несерпентинизированного гарцбургита близки по количеству РЗЭ (Σ 2.03–2.34 г/т). Гарцбургит из эндоконтактной части тела, вторичные изменения в котором проявлены лишь в следах деформации минералов (полосы скольжения и полисинтетические двойники в оливине и пироксенах), несколько обеднён лантаноидами при сохранении типа спектра (Σ 1.46 г/т) (рис. 3). Для вебстерита характерно заметно более высокое содержание РЗЭ (Σ 5.52 г/т), при некотором обогащении породы тугоплавкими лантаноидами.

Sm/Nd-данные получены (табл. 4, рис. 4) по породообразующим минералам и валовым составам гарцбургита (обр. 3891) и вебстерита (обр. 3906). Возраст гарцбургита, определённый по клинопироксену, ортопироксену, оливину и валовому составу составил 2331 ± 270 млн лет ($MSWD = 1.8$); для вебстерита – 840 ± 160 млн лет ($MSWD = 0.81$), определён по орто-, клинопироксену и валовому составу.

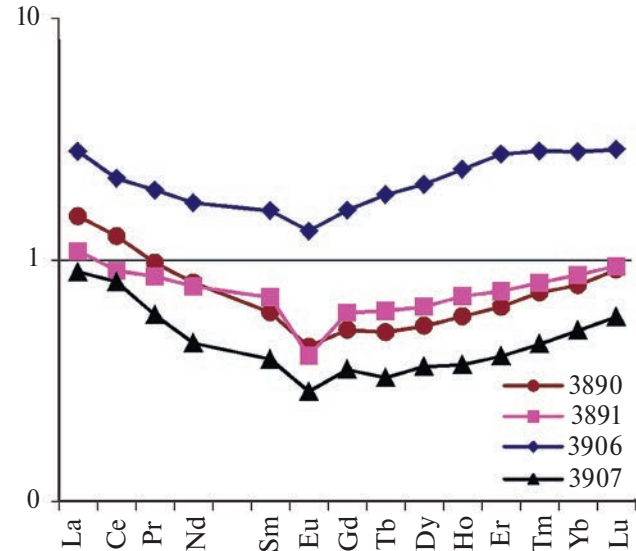


Рис. 3. Спектры РЗЭ в несерпентинизированных ультрамафитах г. Пайты, Войкаро-Сынинский массив, нормированные к хондриту [11]; обр. 3890, 3891, 3907 – гарцбургит; обр. 3906 – вебстерит.

Таблица 4. Sm–Nd-изотопная система гипербазитов

Минерал	Содержание, г/т		Изотопные отношения	
	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Вебстерит, обр. 3906				
Диопсид	0.230	0.460	0.3033	0.513324
Вал	0.142	0.305	0.2814	0.513139
Энстатит	0.080	0.270	0.1788	0.512615
Гарцбургит, обр. 3891				
Диопсид	0.725	1.51	0.2906	0.514162
Вал	0.036	0.171	0.1281	0.511604
Энстатит	0.0027	0.0087	0.1892	0.512314
Оливин	0.004	0.023	0.1095	0.511384

Изучение изотопии Sm и Nd для пород Войкаро-Сынинского массива проводилось и ранее [12]. 8 проб (гарцбургита, дунита и вебстерита из мантийной части разреза и вышележащих габбро и диабаза) определили Sm–Nd-изохрону, соответствующую возрасту 387 ± 34 млн лет. Однако одна проба несерпентинизированного гарцбургита (V-32, из северной части массива, ручей Ямботовис) оказалась далеко от линии корреляции, что “указывает на присутствие более древнего мантийного источника” [12], причём объём этих древних пород остался неизвестен. Древние возраста пород (1.6 млрд лет и более) для мантийных гарцбургитов Войкаро-Сынинского массива были получены в [13]. Это в целом согласуется с полученными нами данными.

Полученные результаты показывают, что для несерпентинизированных гарцбургитов характерно высокое содержание хрома. Важно отметить вхождение этого элемента в состав породообразующих силикатов – ромбический и моноклинный пироксен, а также оливин. Сопоставление химизма минералов, входящих в ассоциации I и II, показывает более низкое содержание хрома во всех силикатных минералах более позднего парагенезиса, что позволяет рассматривать первичный парагенезис как источник хрома для генерации хромовых руд. Гарцбургиты, породообразующие силикаты которых аналогичны по химическому составу ассоциации II, вмещают хромовое оруденение в пределах Лехойлинского, Косшорского, и Лагортинского рудных полей Войкаро-Сынинского массива.

Многочисленными исследованиями показан твердофазный распад силикат–хромшпинелид, в результате которого хром перераспределяется из силикатных фаз в окисную ([2, 4, 14, 15]

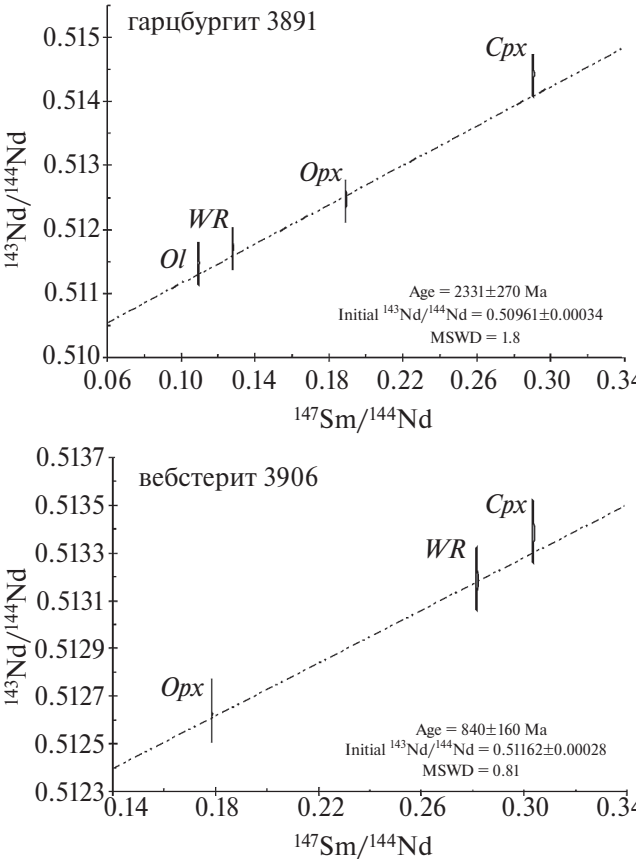


Рис. 4. Sm–Nd-изохроны для образцов гарцбургита и вебстерита г. Пайты. Opx – ортопироксен; Cpx – клинопироксен; Ol – оливин; WR – валовая проба соответствующей породы.

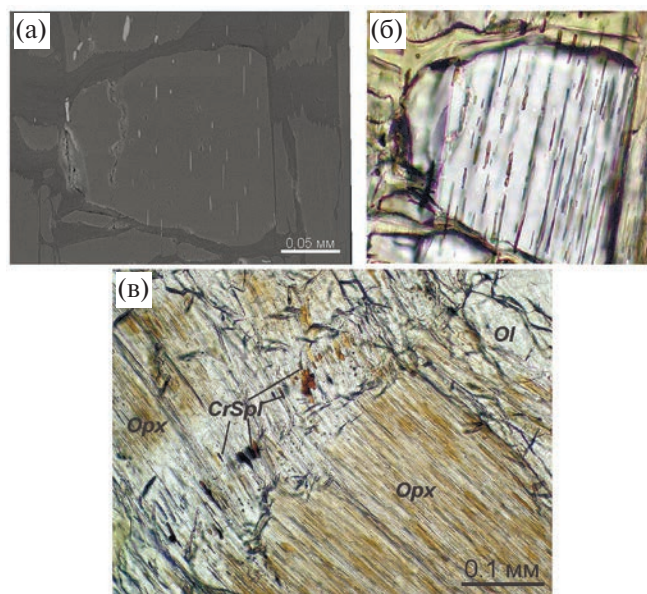


Рис. 5. Формы выделения ламелей хромшпинелида в зёрнах ромбического пироксена из слабо метаморфизованного гарцбургита ручья Безымянный (66°51'57.5" с. ш.; 65°36'51.1" в. д.): а, б — вдоль трещин спайности: а — BSE-изображение, б — проходящий свет без анализатора; в — укрупнение ламелей хромшпинелида в зоне деформаций зерна энстатита из слабо метаморфизованного гарцбургита.

и др.). Этот процесс обычно считается началом рудообразования [14, 15].

В породообразующих силикатах рудовмещающих апогарцбургитов месторождений хромитов Полярного Урала (Центральное, Западное, № 214 и др.), содержание хрома в главных породообразующих минералах ортопироксене и оливине около 0.1% и менее ([4, 7] и др.) то есть ниже, чем в минералах исследованных несерпентинизированных гарцбургитов, мантийных ксенолитов гарцбургитов [9] и абиссальных ультрамафитов [16], а диопсид отсутствует в составе пород. Отсюда (и из таблиц 1–3) следует, что минералы этих ультрамафитов испытали твердофазный распад, в результате которого произошло их обеднение Cr, который, по всей видимости, был вынесен из силикатов и сконцентрирован в рудообразующих хромшпинелидах, сформировавших рудные тела.

Показанное выше изменение содержания хрома в рудовмещающих ультраосновных породах по сравнению с первичными (наиболее древними) их разностями было применено нами для расчёта ресурсного потенциала хромитоносных массивов и площадей Полярного Урала. Были использованы авторские данные о содержании Cr в несерпентинизированных гарцбургитах,

а также в рудовмещающих ультрамафитах рудопроявлений Пайты и Бурхойлинское Войкаро-Сыньинского массива, месторождения Центрального массива Рай-Из и средние данные для полярноуральских ультрамафитовых массивов, полученные методом ICP-MS.

Площади ультраосновных массивов вычислены по государственным геологическим картам масштаба 1:200 000 ([8] и др.), привязанным к истинным координатам при помощи ГИС-систем (см. рис. 1). Сведения о геологии и тектонике региона приведены в ([3, 4, 7, 8] и др.).

Таким образом, общая площадь 4 крупных ультрамафитовых массивов Полярного Урала (см. рис. 1 а) составляет 2552 км², что при их средней мощности, обычно количественно оцениваемой геофизиками (И.Ф. Таврин [17], Н.Г. Берлянд ([8] и др.) и др.) как 3.5 км, определяет оценку объёма ультрамафитов главных массивов региона как 8932 км³ (±5–7%). Площади конкретных месторождений и рудопроявлений взяты из ([3, 4, 8, 18] и др.), мощность ультрамафитов для расчёта ресурсов условно принята лишь равной глубине проводившейся ранее разведки или оценки (т.е. полученные цифры в таблице 5 следует рассматривать для конкретных рудопроявлений как далеко не максимальные). Содержание хрома в хромовой руде принято — 300 000 г/т, удельный вес ультрамафитов — 3.2 г/см³.

Расчёт потенциальных ресурсов хромовой руды производился следующим образом: (1) определялась масса ультрамафитов изучаемого объекта путём умножения их объёма на удельный вес; (2) определялся избыток хрома в ультрамафитах, для чего содержание Cr в ультрамафитах (г/т) вычиталось из такового в несерпентинизированном гарцбургите; (3) рассчитывался ресурс Cr, выделившегося из ультрамафитов путём умножения массы ультрамафитов на избыток хрома; (4) потенциальные ресурсы хромовых руд определялись путём деления ресурса хрома, определённого на шаге 4 на содержание компонента в хромите (г/т). Результаты расчёта представлены в таблице 5. Конечно, не весь выделившийся из силикатов хром уходил в конечном итоге на формирование месторождений, поэтому полученные оценки следует рассматривать как максимально возможные. Условно принимается, что ныне эродированные части ультраосновных массивов были столь же богаты месторождениями, что и сохранившиеся (на единицу объёма).

Таблица 5. Расчёт потенциальных ресурсов хромовых руд в ультрамафитовых массивах Полярного Урала

Объект	Месторождение Центральное	Рудопоявление Пайты	Рудопоявление Бурхойлинское	Войкаро- Сыньинский массив	Полярный Урал
Площадь, м ²	2 000 000	1 113 322	832 000	1 783 000 000	2 551 000 000
Мощность, м	500	300	300	3000	3500
Объём, м ³	1×10^9	333 996 600	249 600 000	$5,349 \times 10^{12}$	$8,928 \times 10^{12}$
Масса перидо- титов, т	3.2×10^9	1 068 789 120	798 720 000	$1,7 \times 10^{13}$	2.9×10^{13}
Сг, сред	2388	2165	3591	4000	4000
Избыток хрома, г/т	1856	2079	653	244	424
Ресурс Сг, г	5.9×10^{12}	2.2×10^{12}	5.2×10^{11}	4.2×10^{15}	1.2×10^{16}
Сг в хромите, г/т	300 000	200 000	250 000	300 000	250 000
Ресурсы хроми- та, млн т	19.8	11.1	2.1	13 921.7	48 456.8
Сумма ресурсов и запасов по [8, 18], млн т	20.5	2.667	0.729	355.6	1440

Для локальных объектов — месторождения Центрального, рудопоявлений Бурхойлинское и Пайты получено хорошее соответствие уже установленных суммарных запасов и ресурсов с результатами нашего расчёта. Для месторождения Центральное разница составляет всего 0.7 млн т (т.е. около 3%). Региональный прогноз (на уровне массивов и Полярного Урала в целом) даёт очень высокие значения, превышающие общемировые разведанные запасы хрома. Даже если подсчитать ресурсы лишь для наиболее экономически реальных для разработки верхних 0.5 км глубины массивов, эта цифра составит 6920 млн т, что примерно в 20 раз превышает разведанные запасы хромитов уникального Кемпирсайского массива Южного Урала. Это с одной стороны говорит о весьма высоком рудном потенциале полярноуральских ультрабазитов, а с другой стороны свидетельствует о том, что образование хромовых руд, вероятнее всего, происходило в результате локальных процессов или под влиянием локального изменения физико-химических и геологических условий. К таким условиям можно отнести и повышение тектонического давления в пределах зон сдвиговых деформаций, сопровождавших метаморфизм и подъём массива на этапе коллизии [4, 17]. На рис. 5 показан пример выделения ламелей хромшпинелида вдоль зоны деформации в зерне энстатита из гарцбургита, являющийся моделью такого процесса.

Приведённые данные (абсолютный возраст, химизм пород и пороодообразующих минералов,

соответствующий глубинным ксенолитам) свидетельствуют, что исследованные несерпентинизированные гарцбургиты, по всей видимости, являются уникальными реликтами наименее изменённой первичной мантии, что позволяет рассматривать их не только как “исходную точку” метаморфических процессов, но и рудообразования в ультрамафитах Полярного Урала. Возраст вебстеритов, кристаллизовавшихся из расплавов, образовавшихся в результате частичного плавления мантийного субстрата [19], получился несколько более древний (840 ± 160 млн лет), чем датировки, полученные ранее (586 ± 6 млн лет [20]) по цирконам из хромитовых руд того же участка Войкаро-Сыньинского массива. Это, по всей видимости, может свидетельствовать о временном разрыве процессов импрегнации ультрамафитов отделяющимся базальтоидным расплавом и процесса хромитообразования. Установленные наиболее высокие содержания хрома во всех минералах исходного гарцбургита (парагенезис I) позволяют предполагать, что именно породы этого типа являлись первичным источником хрома для месторождений Полярного Урала, формирование которых есть финальный результат сложных и продолжительных процессов его высвобождения из первичных силикатных минералов, сегрегации и концентрации. Отмеченное снижение содержаний хрома в минералах при последующих преобразованиях (парагенезис II), по-видимому, фиксирует начало этих процессов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят доктора геол.-мин. наук С.А. Силен-
тьева за обсуждение статьи и замечания, способствовавшие
её улучшению.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проводятся за счёт гранта Россий-
ского научного фонда № 22-17-00027, [https://rscf.ru/
project/22-17-00027/](https://rscf.ru/project/22-17-00027/) и гос.бюджетной темы ИГГ УрО РАН
№ 123011800014-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н. С., Лобанов К. В., Волков А. В., Га-
лямов А. Л., Викентьев И. В., Тарасов Н. Н., Дист-
лер В. В., Лаломов А. В., Аристов В. В., Мура-
шов К. Ю. Месторождения стратегических ме-
таллов Арктической зоны // Геология рудных
месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479–500.
2. Arai S., Miura M. Formation and modification of
chromitites in the mantle // Lithos., 2016. V. 264.
P. 277–295.
3. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминерало-
гия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука,
1999. 252 с.
4. Вахрушева Н. В., Ширяев П. Б., Степанов А. Е.,
Богданова А. Р. Петрология и хромитоносность
ультраосновного массива Рай-Из Полярный Урал.
Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
5. Макеев А. Б. Эволюция минеральных парагене-
зисов альпинотипных ультрабазитов Урала. Дисс.
на соиск. уч. степ. доктора г.-м. наук в форме до-
клада. СПб.: Горный институт, 1992. 46 с.
6. Макеев А. Б. Модель строения и прогноз хро-
митоносности альпинотипных ультрабазитов //
Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН.
1997. № 2. С. 3–5.
7. Вахрушева Н. В. Метаморфизм хромитоносных
гипербазитов Полярного Урала: автореф. дис.
канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1996. 24 с.
8. Мельгунов А. Н., Морозов А. Ф., Водолазская В. П.,
Жданов А. В., Берлянд Н. Г., Верник И. И. Основные
черты геологического строения и минерально-сы-
рьевой потенциал Северного, Приполярного и По-
лярного Урала. СПб.: “ВСЕГЕИ”, 2010. 273 с.
9. Arai S., Ishimaru S. Insights into Petrological Cha-
racteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge be-
neath Arcs through Peridotite Xenoliths: a Review //
Journal of Petrology. 2008. V. 49 (4). P. 665–695.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>
10. Плечов П. Ю., Щербаков В. Д., Некрылов Н. А. Эк-
стремально магнезиальный оливин в магматиче-
ских породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59.
№ 12. С. 2129–2147.
11. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and Isotopic
Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Man-
tle Composition and Processes // Geol. Soc. Spec.
Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.
12. Sharma M., Wasserburg G. J., Pappanastassiou D. A.,
Quick J. E., Sharkov E. V., Laz'ko E. E. High ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd
in extremely depleted mantle rocks // Earth and Planetary
Science Letters. 1995. V. 135. № 1–4. P. 101–114.
13. Буякайте М. И., Виноградов В. И., Кулешов В. Н.,
Покровский Б. Г., Савельев А. А., Савельева Г. Н.
Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Ура-
ла // Труды ГИН АН СССР. № 376. М.: Наука,
1983. 184 с.
14. Савельева Г. Н., Батанова В. Г., Соболев А. В. Твер-
дофазовый распад пироксен-хромшпинель в ман-
тийных перидотитах офиолитового массива Сыум-
Кей на Полярном Урале // Геология и геофизика.
2016. Т. 57. № 10. С. 1808–1827.
15. Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Сергеев С. Н., Муса-
биров И. И. О деформационно-индуцированном
распаде энстатита в мантийных перидотитах и его
значении для процессов частичного плавления
и хромитообразования. // ДАН. 2017. Т. 476. № 2.
С. 200–204.
16. Warren J. M. Global variations in abyssal peridotite
compositions // Lithos. 2016. V. 248–251. P. 193–219.
17. Пучков В. Н., Таврин И. Ф., Перевозчиков Б. В.,
Волченко Ю. А., Алимов В. Ю., Царицын Е. П., Ча-
щухин И. С. и др. Строение, эволюция и минера-
гения гипербазитового массива Рай-Из. Сверд-
ловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. 229 с.
18. Перевозчиков Б. В., Булыкин Л. Д., Попов И. И., Ор-
фаницкий В. Л., Андреев М. И., Сначев В. И. Реестр
хромитопоявлений в альпинотипных ультраба-
зитах Урала. Пермь: КАМНИИКИГС, 2000. 474 с.
19. Белоусов И. А., Батанова В. Г., Савельева Г. Н., Со-
болев А. В. Свидетельство надсубдукционной при-
роды мантийных пород Войкаро-Сыньинского
офиолитового массива, Полярный Урал // ДАН.
2009. Т. 429. № 2. С. 238–243
20. Савельева Г. Н., Суслов П. В., Ларионов А. Н. Венд-
ские тектоно-магматические события в мантий-
ных комплексах офиолитов Полярного Урала:
данные U-Pb датирования циркона из хромити-
тов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23–33.

UNSERPENTINIZED HARZBURGITES OF THE VOIKARO-SYNYINSKY MASSIF OF THE POLAR URALS AS THE INITIAL SOURCE OF CHROMIUM FOR THE FORMATION OF DEPOSITS

**K. S. Ivanov, N. V. Vakhrusheva, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov,
P. B. Shiryaev[#], N. N. Farrakhova, A. E. Bogomolova**

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

[#]*E-mail: pavel-shiryaev@mail.ru*

The composition and age of unserpentinized harzburgites, which are found in the Voikaro-Synyinsky massif in the form of budins and relict bodies in the fields of olivine-antigorite rocks development, have been studied. The structure, compositions of rocks and minerals, as well as the distribution of rare-earth elements and Sm-Nd absolute dating (≈ 2330 million years) allow us to consider these unserpentinized harzburgites as fragments of the mantle and the earliest formations among the ultramafic Voikaro-Synyinsky massif. The silicates of these harzburgites are characterized by increased chromium content, which in subsequent different processes turns into chromium spinelide. Based on the data obtained, the resources of chromium mobilized during the transformation of primary ultramafics were evaluated.

Keywords: ultrabasites, harzburgites, chromites, resources, samarium-neodymium age, Polar Urals

УДК 556.332

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОЛОНКАХ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР ОСТРОВА КИНГ-ДЖОРДЖ, АНТАРКТИКА

© 2024 г. З. И. Слуковский^{1,2,*}, А. В. Гузева³

Представлено академиком РАН С.В. Кривовичевым 29.12.2023 г.

Поступило 29.12.2023 г.

После доработки 17.01.2024 г.

Принято к публикации 18.01.2024 г.

Первичные исследования концентраций редких элементов в отложениях двух озёр острова Кинг-Джордж (Китеж и Глубокое) показали, что их геохимия отражает геологические особенности района. По сравнению с составом верхней части земной коры изученные отложения обогащены Cu, Cd, V, Tl, Mn, Ti и P. Аналогичные закономерности выявлены в геохимии вулканических и осадочных пород полуострова Файлдс. Тенденции изменения редкоземельных элементов (РЗЭ) в целом повторяют их поведение в породах, однако общая концентрация РЗЭ в донных отложениях озёр выше, что может быть связано с наличием органического вещества, накапливающегося в осадках водоёмов. В отличие от водной среды, химический состав донных отложений не отражает существенного влияния деятельности полярных станций. Однако небольшое увеличение концентраций Pb и Sb в верхних слоях отложений позволяет предположить влияние дальнего атмосферного переноса загрязняющих веществ.

Ключевые слова: редкие элементы, тяжёлые металлы, геохимические индикаторы, малые озёра, Южные Шетландские острова, Антарктика

DOI: 10.31857/S2686739724050097

Антарктика — регион Земли с уникальными климатическими, геологическими и экологическими условиями. С точки зрения загрязнения Антарктика считается отдалённой территорией, лишённой крупных антропогенных источников. Долгое время считалось, что это совершенно нетронутый регион, но это мнение подвергается сомнению недавними исследованиями [1, 2]. Антропогенное влияние здесь прослеживается, прежде всего, за счёт развития сети полярных станций из разных стран мира [3, 4]. Большинство таких станций расположено на прибрежных территориях, и одним из таких регионов является остров Кинг-Джордж.

Остров Кинг-Джордж — самый большой остров в архипелаге Южные Шетландские острова. На его территории расположены полярные

станции девяти разных стран. Большая часть острова Кинг-Джордж покрыта ледниками [5]. Самая обширная свободная ото льда зона на острове — полуостров Файлдс (рис. 1), на котором расположены полярные станции из России, Китая, Чили и Уругвая. Кроме того, полуостров Файлдс является самым популярным туристическим направлением в Антарктике благодаря своей близости к Южным Шетландским островам и американскому континенту. Также в центре полуострова Файлдс находится небольшой аэродром, принадлежащий Чили.

Полуостров Файлдс имеет хорошо развитую гидрографическую сеть с многочисленными реками, ручьями и озёрами [5]. Известно, что озёрные экосистемы полярных регионов чувствительны к изменениям окружающей среды, в том числе климата, экологии и антропогенным воздействиям. Одним из методов оценки состояния озера и его водосборной площади является изучение озёрных отложений [6]. Озёрные отложения фиксируют изменения в водоёме в течение длительного периода с использованием метода палеолимнологической реконструкции [7]. Это хорошо показано в многочисленных

¹Институт проблем промышленной экологии Севера
Кольского Научного Центра Российской Академии наук,
Апатиты, Россия

²Институт геологии Карельского научного центра
Российской Академии наук, Петрозаводск, Россия

³Институт озераведения Российской Академии наук —
Федеральный Исследовательский Центр Российской
Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: slukovsky87@gmail.com



Рис. 1. Район исследования.



оз. Глубокое



оз. Китеж

Рис. 2. Фотографии колонок донных отложений изученных озёр острова Кинг-Джордж (фото З.И. Слукковского и Ю.Г. Хоменко).

исследованиях полярных озёр Северного полушария, например, на территории России [8]. В Антарктике такие исследования проводились нечасто. Учитывая, что озёра являются неотъемлемой частью внутренней водной системы, регулирующей речной расход и сохраняющей воду, а также принимая во внимание, что биологические процессы внутри озера и за его пределами

зависят от его состояния, в том числе для использования в качестве питьевой воды, изучение антарктических озёр в окрестностях полярных станций является важнейшей научной и практической задачей [3].

Целью работы является оценка уровня накопления редких элементов в донных отложениях

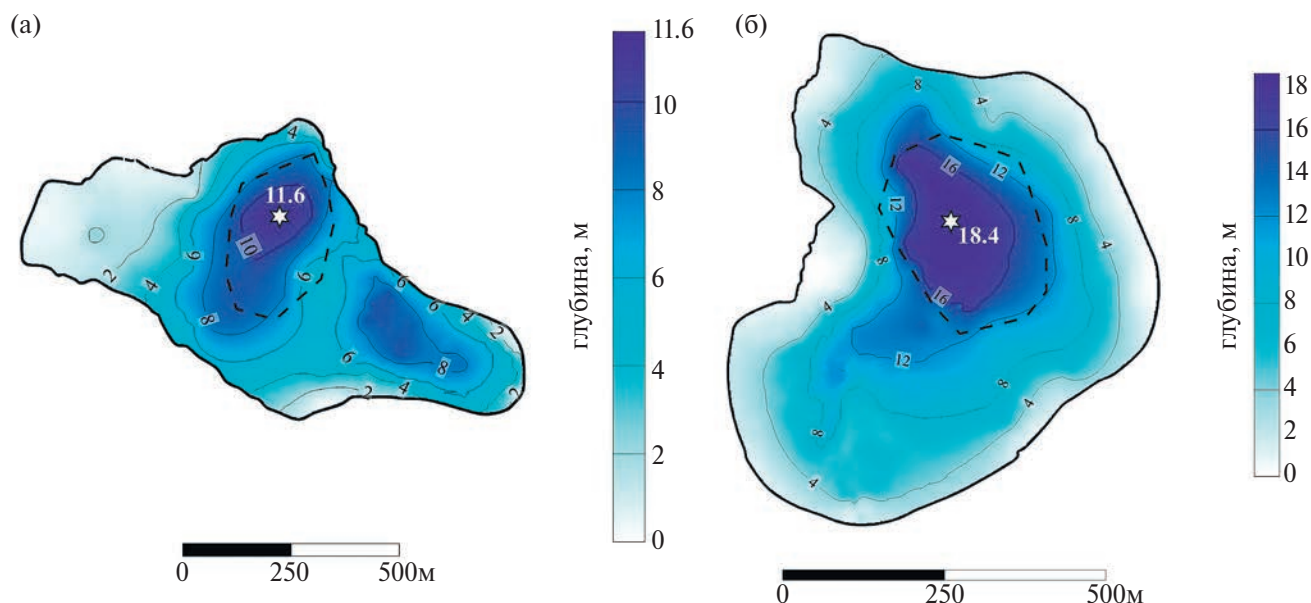


Рис. 3. Карты глубин озёр Китеж (а) и Уругвайское (б). Звёздочками отмечены районы максимальных глубин изученных водоёмов, а пунктирной линией внутри озёр – участки отбора проб воды и донных отложений.

двух озёр острова Кинг-Джордж с использованием методов палеолимнологической реконструкции, а также оценка потенциального антропогенного воздействия на водные объекты прибрежных районов Западной Антарктики.

Для исследования были выбраны два озера Китеж и Глубокое, которые расположены вблизи полярных станций России и Уругвая соответственно (рис. 1). Китеж – это самое большое (площадь 0.15 км²) озеро на острове Кинг-Джордж. Оно имеет тектоно-ледниковое происхождение [5]. Питается атмосферными осадками и тальми водами. Рядом с озером работает аэропорт, принадлежащий Чили. Полярники российской станции Беллинсгаузен берут воду из Китежа для своих нужд. Озеро Глубокое имеет также второе название – Уругвайское, так как рядом с ним находится станция Артигас, принадлежащая этой стране. Котловина озера Глубокое вулканического происхождения: водоём находится в районе молодого кратера [5]. Вода пресная, поступает в озера в виде дождей и снега, а также при таянии ледников. На озере работает водонапорная станция уругвайских полярников.

Полевые исследования проводились в январе-феврале 2022 года, что соответствует летнему периоду в Южной полушарии Земли. Работы на озёрах проводились с использованием надувной ПВХ-лодки “Тайга-320”. Исследование глубин водоёмов выполнялось с помощью эхолота

Garmin Echomap Plus 42cv. Отбор проб воды осуществлялся с поверхностного слоя (до 1 м) прямо в пластиковую бутылку. Далее проба подкислялась азотной кислотой (до pH 1–2). Пробы воды не фильтровались, при помощи ICP-MS анализировалось общее содержание тяжёлых металлов, включающее и растворённые, и взвешенные лабильные формы.

Донные отложения обоих озёр отбирали при помощи пробоотборника гравитационного типа системы Стогхейма. Были отобраны колонки (рис. 2) из центральных участков каждого озера. Для данной работы были использованы колонка озера Китеж мощностью 22 см. Она была разделена на слои по 1 см до глубины 10 см и по 2 см от 10 до 22 см (всего 16 проб). Мощность изученной колонки озера Глубокое составила 27 см. Она была разделена на слои 0.5 см до глубины 5 см и на слои по 1 см с 5 до 27 см (всего 31 проба). Отложения озёр Китеж и Глубокое представлены серыми мягкими илами с примесью частиц алевролита. На поверхности донных отложений отмечен окисленный слой мощностью до 0.5 см ржаво-коричневого цвета.

После отбора пробы укладывались в пластиковые zip-пакеты, убирались в холодильник. В лабораторных условиях пробы высушивались при температуре 110 °С. После этого образцы сушили и измельчали в порошок. Анализ химических элементов в пробах воды и донных отложений проводился с помощью масс-спектрометра

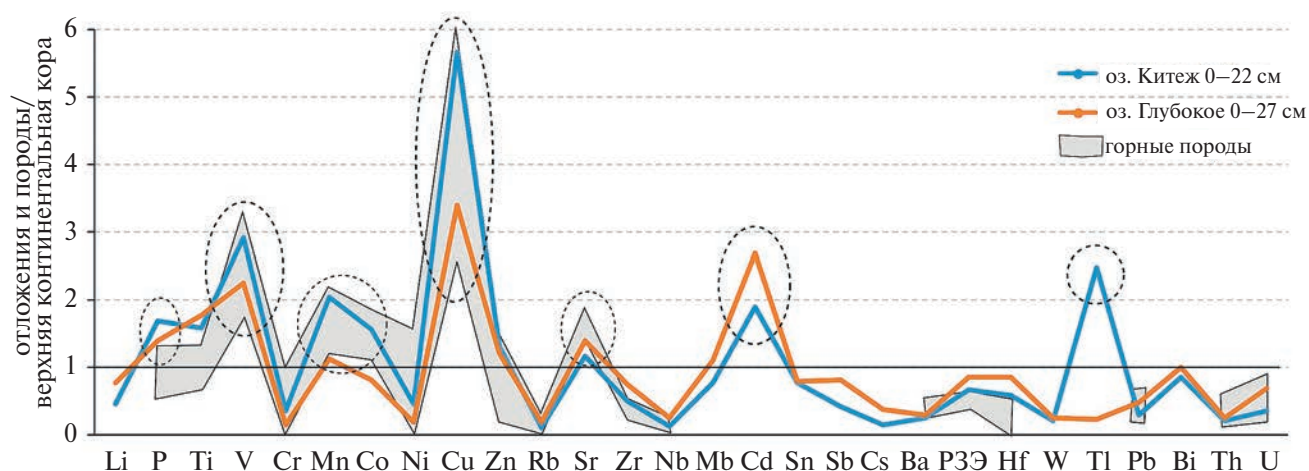


Рис. 4. Нормализация концентраций элементов в изученных отложениях озёр (даны средние значения по обоим колонкам отложений) и в горных породах п-ова Файлдс [11] по среднему составу континентальной коры [13]. Все значения представлены в логарифмической шкале

с индуктивно связанной плазмой XSeries-2. Для оценки суммарного содержания элементов проводили полное кислотное разложение с использованием HF, HNO₃ и HCl. Максимально подробно методика подготовки проб описана в ранней работе одного из авторов [9].

Измерение глубин водоёмов показало, что максимальная глубина озера Китежа — 11.6 м (рис. 3), что на полтора метра больше, чем считалось ранее, а максимальная глубина озера Глубокое — 18.4 м и это на 2.4 м больше более ранних сведений об этом водоёме [5]. Озеро Китеж имеет более сложную структуру своей котловины, так как она разделена на два участка (но не плёса), у каждого из которых есть своя максимальная глубина. Оба водоёма имеют выраженные литоральные зоны (до глубины около 1 м), где скапливается мелкий и крупный песок. На дне обоих озёр произрастает мох *Drepanocladus longifolius* (Amblystegiaceae).

Анализ химического состава воды показал, что в большинстве случаев концентрации химических элементов имеют не высокие значения: они сравнимы с данными, которые были получены ранее в 2013 и 2014 гг. [10]. В частности, результаты сопоставимы по таким тяжёлым металлам как Zn и Fe. В новых исследованиях оказалось, что концентрации Cu, Cd, Mn и Fe выше, чем в более ранних гидрохимических данных, датированных 2013 годом (табл. 1). Это может быть связано и с ростом антропогенной нагрузки на водные объекты, и с разницей в аналитических методах.

Таблица 1. Концентрации некоторых редких элементов в воде изученных озёр в сравнении с более ранними исследованиями

	Данные ICP 2022 года		Данные AAC [10] (2013–2014 годы)	
	оз. Китеж	оз. Глу- бокое	оз. Китеж	оз. Глубокое
Al	1.78	0.68	0.7–14.6	0.9–1.1
Mn	0.61	0.39	0.6–1.3	0.2–1.3
Fe	5.02	5.54	<0.2–11.8	<0.2–<0.2
Ni	0.06	0.05	<0.1–0.4	0.2–0.2
Cu	0.35	0.23	<0.1–0.4	<0.1–0.2
Zn	1.73	1.16	1.0–11.0	0.5–2.7
Cd	0.00	0.01	<0.05–<0.05	<0.05–<0.05

Нормирование усреднённых по всей длине колонок концентраций редких элементов в отложениях изученных озёр показало (рис. 4), что осадки обогащены такими элементами, как P, Ti, V, Mn, Cu, Sr, Cd и Tl (только отложения оз. Китеж). В то же время отмечено сильное обеднение Cr, Rb, Nb, Cs, Pb и Th. Схожие закономерности наблюдаются и в накоплении редких элементов горных пород полуострова Файлдс, которые представлены базальтами, андезибазальтами с переслаиванием вулканических брекчий, туфами, андезитами, дацитами, а также аллювиальными и коллювиальными отложениями [11]. Эти породы также обогащены P, V, Mn, Cu и Sr и обеднены Cr, Ni, Zr, Nb и Hf (рис. 4). Известно, что V активно накапливается в основных магматических породах, например, габбро и базальтах. Несмотря на то, что в отложениях озёр исследовался

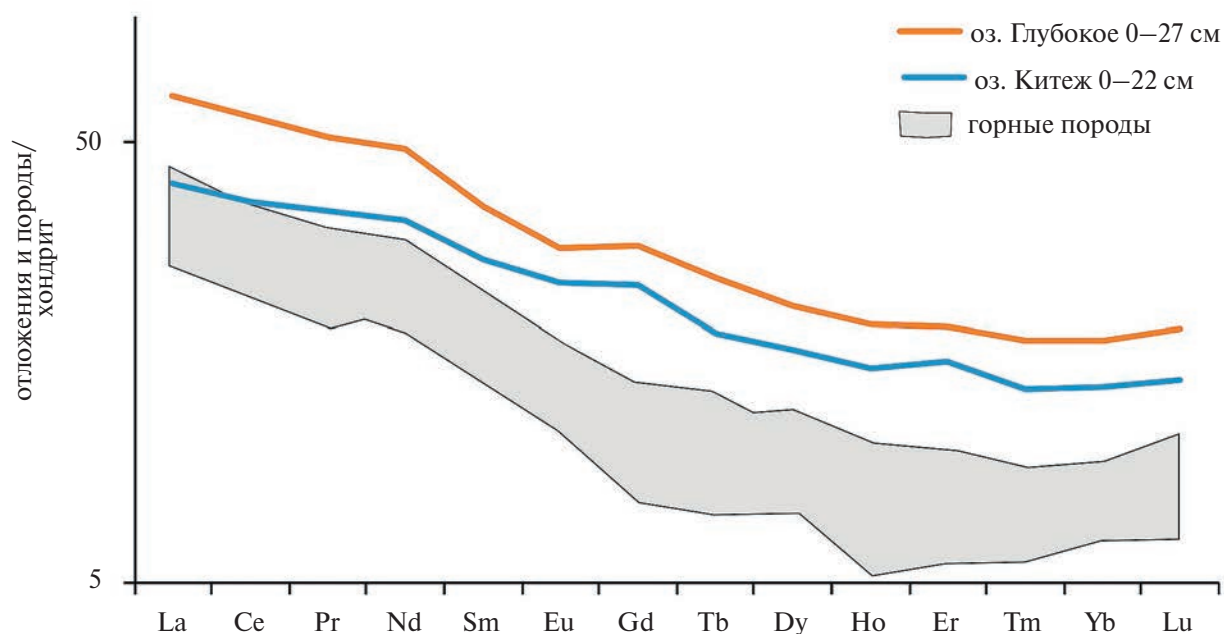


Рис. 5. Тренды нормированных по хондриту [15] концентраций РЗЭ в изученных отложениях озёр (даны средние значения по обоим колонкам отложений) и в горных породах п-ва Файлдс [11]. Все значения представлены в логарифмической шкале.

больший спектр редких элементов, чем в породах, можно заключить, что осадки унаследовали геохимическую специфику местного петрофонда. Схожие закономерности отмечены были ранее при изучении геохимии горных пород и донных отложений озёр другого района острова Кинг-Джордж — района бухты Адмиралтейской [12]. Хотя следует отметить, что в породах накапливается чуть больше V, Ni и Sr, а в отложениях озёр Китеж и Глубокое отмечен больший уровень накопления РЗЭ и Hf.

Диаграммы распределения РЗЭ в изученных отложениях озёр и породах полуострова Файлдс также показывают единство трендов, полученных по нормированию концентраций РЗЭ по хондриту (рис. 5). В обоих случаях отмечается обогащение лёгкими РЗЭ по отношению к тяжёлым. В то же время заметно, что общее содержание РЗЭ в отложениях озёр Китеж и Глубокое выше, чем в породах водосборной площади. Это может быть связано, как с интенсивностью выноса РЗЭ, преобладанием в осадках пелитовой фракции и окислительно-восстановительной обстановкой на границе вода–дно [14].

Кроме вышеуказанного, в отложениях изученных озёр Глубокое и Китеж величина аномалии Eu равна 0.89 и 0.95 соответственно. То есть отмечается небольшая “отрицательная” аномалия Eu, что свойственно осадочным образованиям.

В то же время в изученных породах величина в среднем составляет 1.06. Вероятно, это связано со снижением числа пороодообразующих минералов, например, плагиоклазов в отложениях. Известно, что плагиоклазы имеют резко выраженную “положительную” аномалию Eu.

Рассматривая геохимические особенности донных отложений озёр Китеж и Глубокое, следует отметить, что между этими водоёмами есть и различия, и сходства. Например, среднее содержание Cd, U, Sr и РЗЭ по всей колонке осадков выше в озере Глубоком, а в отложениях озера Китеж в большей степени накапливаются P, V, Mn, Co, Cu и Tl (рис. 4 и рис. 5). В более ранней работе, где изучались отложения литоральной зоны обоих озёр [16] указано, что в озере Китеж накапливается больше Mn, Co, Cu и V, а в Глубоком — намного больше Sr. Отчасти эту разницу можно объяснить различием в минералогическом составе отложений: в осадках литоральной зоны озера Глубокого больше кальцита и цеолитов, а в аналогичных отложениях озера Китеж — глинистых минералов [16]. Например, минерал гейландит из группы цеолитов включает в себя Sr, поэтому этим металлом больше обогащены отложения озера Глубокого по сравнению с отложениями озера Китеж. Хотя при сравнении отложений из центральных районов обоих озёр такого различия не отмечается.

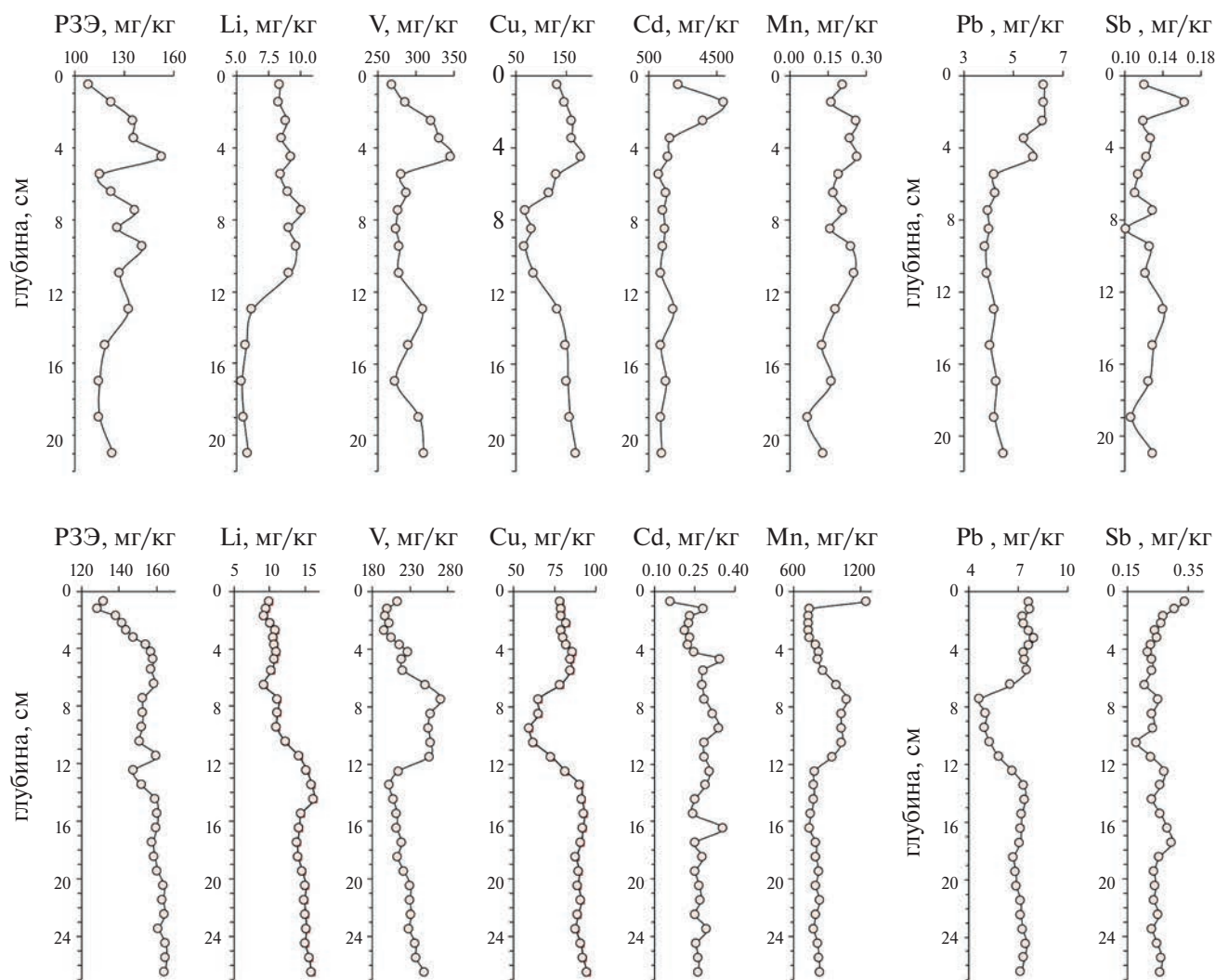


Рис. 6. Вертикальное распределение некоторых элементов в кернах отложений озёр Китеж (верхний ряд) и Глубокое (нижний ряд).

Не обнаружено также существенного различия в накоплении в изученных отложениях Li (рис. 4). В то же время на графиках вертикального распределения редких элементов заметно различие в накоплении этого металла в самых верхних слоях колонки донных отложений (рис. 6): в отложениях озера Китеж Li увеличивается в верхней части разреза (то есть в более молодых слоях), а в отложениях озера Глубокое — снижается в верхних слоях относительно нижних. Это может быть связано с большим числом глинистых минералов отложениях литорали озера Китеж, так как Li является индикатором глинистой фракции отложений [17], а также тем, что отложения озера Китеж в большей степени были подвергнуты выветриванию. В частности, ранее

отмечалось, что литоральные отложения озера Китеж имеют большую степень выветривания по сравнению с осадками по берегам озера Глубокое [16]. С другой стороны, исследования озёр острова Кинг-Джордж в районе бухты Адмиралтейской показывают, что отложения этого района Антарктики слабо поддаются выветриванию и преимущественно имеют схожу с коренными породами геохимию [12].

Нельзя исключать антропогенного фактора, который может объяснять некоторые геохимические различия между озерами Китеж и Глубокое. Кроме Li, в верхних слоях донных отложений озера Китеж отмечено повышенное содержание PZЭ, V, Ni, Cd, Pb, Sb и ряда других редких элементов (рис. 6). Рядом с обоими

озерами работают полярные станции: с 1968 года российская станция Беллинсгаузен рядом с озером Китеж и с 1984 года — станция Артигас (Уругвай) рядом с озером Глубокое. Их геохимическое влияние уже демонстрировалось на примере исследования почв и озёр полуострова Файлдс [2, 3, 16, 18]. Также вблизи озера Китеж находится станция Чили и аэродром. Несмотря на то, что возраст осадков в данной работе не исследовался, можно лишь предположить, что верхние слои изученных донных отложений озёр относятся ко времени присутствия вблизи водоёмов человеческой активности. Косвенно о возрасте отложений можно говорить по скорости седиментации, насчитанной ранее для морских отложений вблизи острова Кинг-Джордж по активности в них Cs^{137} и составляющей 0.11–0.35 см в год [19]. В этой же работе отмечено повышенное содержание As и Pb в современных морских отложениях, что связывается с антропогенной деятельностью. В другой работе, проведённой на острове Кинг-Джордж, также отмечается антропогенное воздействие на водные экосистемы — на озёра полуострова Файлдс [2]. Авторы отмечают влияние деятельности полярных станций на накопление тяжёлых металлов в озёрных отложениях, а также влияние дальнего атмосферного переноса (на примере Hg), связанного со сжиганием угля, на геохимию современных осадков. В этой же работе установлено, что Pb и Sb хорошо коррелируют между собой [2], что можно отметить и в самых верхних слоях колонок отложений озёр Китеж и Глубокое, изученных в данной работе (рис. 6).

Для северных широт, включая Арктику, проявление феномена дальнего атмосферного переноса тяжёлых металлов известно давно. Отмечается повышение уровня накопления Pb, Cd, Sb, Hg, Bi и других элементов в ледниках Гренландии [20], донных отложениях малых озёр Мурманской области [6] и других природных “архивах”. Схожие работы проводились и в Антарктике, то есть в южных полярных широтах. Изотопы свинца исследовались на примере кернов снега в разных районах Антарктики [1]. Установлено, что наибольшее накопление их приходится на период с 1891 по 1994 гг., что связано с дальним переносом загрязнителей. В другой работе описано влияние этого явления на накопление Hg и, вероятно, других тяжёлых металлов, в антарктических водорослях [2]. Таким образом, можно предполагать, что тенденции к повышенному накоплению Pb и Sb в верхних слоях отложений озёр Китеж и Глубокое (рис. 6) также имеют связь с дальним переносом поллютантов.

Однако нельзя исключать и природное происхождение этих явлений. Исследователи геохимии почв острова Кинг-Джордж указывают на литогенное происхождение концентраций Pb, Cd и ряда других металлов в изученных ими осадочных образованиях [4]. Требуются дальнейшие исследования и для донных отложений озёр прибрежных районов Антарктики.

Для оценки степени антропогенной нагрузки на исследованные озера был рассчитан индекс геоаккумуляции I_{geo} [6] для тяжёлых металлов (Pb, Cd, Sb, V, Ni и Cu) по обоим колонкам отложений озёр Китеж и Глубокое. Наиболее интересными являются верхние слои, поэтому в таблице 1 представлены данные для верхних 10 см колонок обоих изученных водоёмов (для озера Китеж — это 10 усреднённых образцов, для озера Глубокое — 15). В качестве фона, который всегда используется при расчёте этого показателя, использовались усреднённые данные с самых нижних слоёв изученных отложений (для озера Китеж — слои 16–22 см, для озера Глубокое — 22–27 см). Оценка показала, что отложения озёр относятся к незагрязнённым осадкам, так как все рассчитанные значения были ниже 0 (табл. 2). Аналогичные отрицательные значения I_{geo} были получены для литоральных отложений озера Глубокое по Cu, Ni, Pb, Zn, Mn и Cr [3], хотя в этой работе в качестве геохимического фона авторы использовали почвенные данные, полученные ранее другими исследователями. В то же время при оценке степени загрязнения почв полуострова Файлдс тяжёлыми металлами был установлен средний уровень загрязнения по Pb и Cd [18]. Авторы этой работы отмечают, что оба металла, а также Hg связаны с антропогенной деятельностью полярных станций в данном регионе Антарктики.

Таблица 2. Значения индексов I_{geo} для некоторых тяжёлых металлов из отложений (слой 0–10 см) изученных озёр (наверху минимальное значение выборки, внизу — максимальное)

Озеро	V	Ni	Cu	Cd	Sb	Pb
Китеж	–0.31	–0.25	–0.23	–0.08	–0.19	–0.03
	–0.68	–1.35	–1.61	–0.79	–0.88	–0.72
Глубокое	–0.39	–0.31	–0.67	–0.21	–0.31	–0.46
	–0.86	–1.34	–1.19	–1.31	–0.86	–1.23

Таким образом исследования химического состава воды и донных отложений двух антарктических озёр острова Кинг-Джордж показали следующее:

1. Содержание редких элементов в воде озёр Китеж и Глубокое сопоставимо с данными из более ранних исследований гидрохимии обоих водоёмов. Однако содержание Cu, Cd, Mn и Fe в новой работе оказалось выше, чем данные, полученные в один из предыдущих годов исследования водоёмов. Это может быть связано, как с усилением антропогенного влияния полярных станций, так и разницей в аналитических методах определения химического состава воды.

2. Геохимические особенности донных отложений изученных озёр повторяют особенности пород территории острова Кинг-Джордж. В обоих случаях установлено обогащение по P, V, Mn, Cu и Sr и обеднение по Cr, Ni, Zr, Nb и Hf. Кроме этого, и озёрные отложения, и горные породы района исследования имеют схожие тренды распределения редкоземельных элементов.

3. Вертикальное распределение редких элементов в колонках изученных отложений озёр показало, что в озере Китеж верхние слои осадков имеют повышенные концентрации PЗЭ, V, Ni, Cd, Pb, Sb. Это может быть влиянием интенсивного выветривания коренных пород и отложений вблизи береговой линии озера, а также влиянием деятельности полярных станций России и Чили (и аэродрома). Нельзя исключать воздействия дальнего атмосферного переноса на изученные водоёмы. В частности, на этот процесс указывают небольшие пики по Pb и Sb в верхних слоях колонок отложений обоих изученных озёр.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководству Российской антарктической экспедиции ААНИИ (Санкт-Петербург) за организацию экспедиции в район острова Кинг-Джордж, аналитикам Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск) А.С. Парамонову, В.Л. Утицыной и М.В. Эховой за качественную оценку концентраций редких элементов в образцах проб, Е.В. Сырожке за составление карт глубин озёр и М.А. Шесткову за создание карты района исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 22-27-00131 (содержание тяжёлых металлов в воде и отложениях), а также в рамках проектов гос. заданий № FMEN-2024-0014 Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН и № FFZF-2024-0002 Института озераведения РАН – СПб ФИЦ РАН (интерпретация данных).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной статьи заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Van de Velde K., Vallelonga P., Candelone J. P., Rosman K., Gaspari V., Cozzi G., Barbante C., Udisti R., Cescon P., Boutron C. F.* Pb isotope record over one century in snow from Victoria Land, Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 232. P. 95–108.
2. *Chu Z., Yang Z., Wang Y., Sun L., Yang W., Yang L., Gao Y.* Assessment of heavy metal contamination from penguins and anthropogenic activities on Fildes Peninsula and Ardley Island, Antarctic // *Science of The Total Environment*. 2019. V. 646. P. 951–957.
3. *Bueno C., Kandravicius N., Venturini N., Figueira R. C. L., Pérez L., Iglesias K., Brugnoli E.* An Evaluation of Trace Metal Concentration in Terrestrial and Aquatic Environments near Artigas Antarctic Scientific Base (King George Island, Maritime Antarctica) // *Water, Air, & Soil Pollution*. 2018. V. 229 (398).
4. *Lin J., Sadique Rayhan A. B. M., Wang Y., Wu Z., Lin Y., Ke H., Li T., Chen K. and Cai M.* Distribution and Contamination Assessment of Heavy Metals in Soils and Sediments from the Fildes Peninsula and Ardley Island in King George Island, Antarctica // *Polar Research*. 2021. V. 40. P. 1–11.
5. *Симонов И. М.* Озера п-ова Файлдс на о. Кинг-Джордж (о. Ватерлоо) // Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. 1973. № 85. С. 16–21.
6. *Даувальтер В. А.* Геоэкология донных отложений озёр. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 242 с.
7. *Cooke C. A., Abbott M. B.* A paleolimnological perspective on industrial-era metal pollution in the central Andes, Peru // *Science of the Total Environment*. 2008. V. 393. P. 262–272.
8. *Slukovskii Z. I.* Geochemical indicators for paleolimnological studies of the anthropogenic influence on the environment of the Russian Federation: A review // *Water*. 2023. V. 15 (420).
9. *Slukovskii Z. I.* Background concentrations of heavy metals and other chemical elements in the sediments of small lakes in the south of Karelia, Russia // *Вестник МГТУ*. 2020. № 23(1). С. 80–92.
10. *Скороспехова Т. В., Федорова И. В., Четверова А. А., Алексеева Н. К., Веркулич С. Р., Ежиков И. С., Козачек А. В.* Особенности гидрохимического режима водных объектов полуострова Файлдс (о. Кинг Джордж, Западная Антарктика) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2016. № 2 (108). С. 79–91.
11. *Machado A., Lima E. F., Chemale F., Morata D., Oteiza O., Almeida D. P. M., Figueiredo A. M. G., Alexandre F. M., Urrutia J. L.* Geochemistry constraints

- of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica // *Journal of South American Earth Sciences*. 2005. V. 18(3–4). P. 407–425.
12. Gunes Y., Balci N. Sediment and Water Geochemistry Record of Water-Rock Interactions in King George Island, Antarctic Peninsula // *Antarctic Science*. 2022. V. 34(1). P. 58–78.
 13. Wedepohl H. K. The composition of the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 1217–1232.
 14. Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006, 360 с.
 15. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society (special publications), 1989. V. 42. P. 313–345.
 16. Alfonso J. A., Vasquez Y., Hernandez A. C., Mora A., Handt H., Sira E. Geochemistry of Recent Lacustrine Sediments from Fildes Peninsula, King George Island, Maritime Antarctica // *Antarctic Science*. 2015. V. 27(5). P. 462–471.
 17. Loring D. H. Normalization of heavy-metal data from estuarine and coastal sediments // *ICES Journal of Marine Science*. 1991. V. 48. P. 101–115.
 18. Lu Z., Cai M., Wang J., Yang H., He J. Baseline values for metals in soils on Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica: the extent of anthropogenic pollution // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2011. V. 184(11). P. 7013–7021.
 19. Ribeiro A. P., Figueira R. C. L., Martins C. C., Silva C. R. A., França E. J., Bicego M. C., Mahiques M. M., Montone R. C. Arsenic and trace metal contents in sediment profiles from the Admiralty Bay, King George Island, Antarctica // *Marine Pollution Bulletin*. 2011. V. 62(1). P. 192–196.
 20. McConnell J. R., Edwards R. Coal burning leaves toxic heavy metal legacy in the Arctic // *PNAS*. 2008. V. 34. P. 12140–12144.

TRACE ELEMENTS IN THE SEDIMENT CORES OF LAKES ON KING GEORGE ISLAND, ANTARCTICA

Z. I. Slukovskii^{a,b,#}, A. V. Guzeva^c

Presented by Academician of the RAS S.V. Krivovichev December 29, 2023.

^a*Institute of the North Industrial Ecology Problems of Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

^b*Institute of Geology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation*

^c*St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: slukovsky87@gmail.com*

Primary studies of the concentrations of rare elements in the sediments of two lakes on King George Island (Kitezh and Glubokoe) showed that their geochemistry reflects the geological features of the area. Compared to the upper part of the Earth's crust, the studied sediments are enriched in Cu, Cd, V, Tl, Mn, Ti and P. Similar patterns have been identified in the geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Fildes Peninsula. Trends in REE changes generally follow their behavior in rocks, but the overall REE concentration in sediments of lakes is higher, which may be due to the presence of organic matter accumulating in sediments of water bodies. Unlike the aquatic environment, the chemical composition of sediments does not reflect the significant influence of the activities of polar stations. However, small increases in Pb and Sb concentrations in the upper sediments suggest the influence of long-range atmospheric transport of the contaminants.

Keywords: trace elements, heavy metals, geochemical indicators, small lakes, South Shetland Islands, Antarctica

УДК 552.63

МЕТЕОРИТ БОРОДИНО: ЭВОЛЮЦИЯ НА РОДИТЕЛЬСКОМ ТЕЛЕ

© 2024 г. К. Г. Суханова^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, С. Г. Скублов^{1,2}

Поступило 14.11.2023 г.

После доработки 24.01.2024 г.

Принято к публикации 29.01.2024 г.

В статье обсуждаются результаты минералого-петрографического изучения метеорита Бородино (Н5). Впервые описаны минералы метеорита и приведены их химические составы. В метеорите Бородино обнаружены: оливин ($Fa\ 18.16 \pm 1.15$), низко-Са пироксен – (клино)энстатит ($En\ 81.37 \pm 1.73$, $Wo\ 1.18 \pm 0.31$), высоко-Са пироксены – авгит ($En\ 57.23 \pm 1.57$, $Wo\ 39.38 \pm 2.68$), диопсид ($En\ 51$, $Wo\ 45$), пижонит ($En\ 69$, $Wo\ 6$), плагиоклазы – олигоклаз ($An\ 12.16 \pm 1.24$, $Or\ 5.68 \pm 2.12$), фазы андезина ($An\ 48.23 \pm 1.84$, $Or\ 1.23 \pm 0.12$), анортклаза ($An\ 0$, $Or\ 36$) и санидина ($An\ 0$, $Or\ 40.00 \pm 1.1$), и слабо раскристаллизованные стёкла полевошпатового состава, мериллит и хромшпинелид. Полученные данные позволили оценить степень земного выветривания метеорита как W0 и стадию импактного метаморфизма (S1-2), что предполагает хорошую сохранность материала метеорита. Состав оливина и хромшпинелида, определённый с помощью метода ЕРМА, был использован для оценки пиковой температуры термального метаморфизма 720°C , которая укладывается в интервал температур ($670\text{--}740^\circ\text{C}$), характерных для хондритов 5 петрологического типа. Присутствие высоко-Са пироксенов, крупных зёрен Са–Na–Mg-фосфатов и хромит-пижонитовых агрегатов в матрице метеорита указывают на продолжительное нагревание материала.

Ключевые слова: обыкновенные хондриты, метеорит Бородино, хондры, оливин, плагиоклаз, пироксен

DOI: 10.31857/S2686739724050105

Метеорит Бородино относится к группе оливин-бронзитовых высокожелезистых равновесных обыкновенных хондритов (Н5). В научной литературе до сих пор не приводилось полного минералого-петрографического описания метеорита, оценки температуры метаморфизма, степени земного выветривания и стадии импактного метаморфизма. Обнаруженные в этой работе петрографические особенности позволяют выделить несколько этапов в образовании вещества метеорита.

Метеорит Бородино упал в ночь накануне генерального сражения Отечественной войны 5 сентября 1812 г. на территорию расположения русских войск недалеко от деревни Горки (Московская область). Часовой артиллерийской роты, стоя на своем посту, заметил полёт и падение камня с неба, поднял его и передал своему командиру майору Дитрихсу [6]. Майор

Дитерихс был ранен во время сражения и, выйдя в отставку, жил в своем имении в Курляндии (современная Латвия) [5]. Метеорит оставался в семье майора на протяжении 80 лет, до тех пор пока в 1890 году потомки передали основную часть метеорита (320 г) в музей Горного института, небольшую часть – в Российскую академию наук [14] и личную коллекцию Ю.И. Симашко, расследовавшего обстоятельства падения метеорита.

Первое краткое петрографическое описание структуры метеорита Бородино и его хондр приведено в статье А.Н. Заварицкого в 1948 году [2]. А.Н. Заварицкий отмечает слабые следы перекристаллизации матрицы метеорита и наличие хондр разных структурных типов, в том числе двойных хондр. Минальный состав оливина метеорита измерен в 1963 г. ($Fa = 20$) [16], данные по остаточному магнетизму опубликованы в 1968 г. [1]. В оливине, пироксене и плагиоклазе были измерены плотности треков ядер тяжёлых элементов [15]. В 1968 г. был исследован химический состав метеорита [10], а в 1997 г. опубликовано содержание летучих элементов U, Au, Co,

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

²Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II

*E-mail: cris.suhanova92@yandex.ru

Sb, Ga, Rb, Ag, Se, Cs, Te, Zn, Cd, Bi, Tl и In, определённое инструментальным нейтронно-активационным анализом (INAA), благодаря которому стало возможным отнести метеорит Бородино к другим Н-хондритам, упавшим в период с сентября 1812 по 1831 гг. [20].

В 1950 г. в метеорите Бородино измерен изотопный состав углерода (общий C = 0.070%, $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 90.9\%$) [9]. В метеорите подсчитано содержание инертных газов и отмечено присутствие первичных газов типа В (солнечные), что отражает подверженность вещества метеорита солнечному ветру [3]. По соотношению изотопов инертных газов был вычислен радиационный возраст метеорита около 4.5 млрд лет [13]. В 1991 г. было предложено отнести метеорит Бородино по его петрографическим и спектральным характеристикам к “чёрным” обыкновенным хондритам, которые были сильно изменены в космосе во время ударов и столкновений [12].

Фрагмент метеорита Бородино для минералого-петрографического исследования в этой работе был предоставлен Горным музеем Санкт-Петербургского горного университета. Химический состав минералов метеорита на уровне главных элементов определён методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе “JEOL” JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Вещество метеорита было помещено в стандартную шайбу из эпоксидной смолы, которая после полировки напылялась углеродом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением в 20 кВ и током 1 нА, размер пятна пучка составлял 1–2 мкм. Время накопления каждого спектра составляло 35 с, в качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF.

Химический состав оливина и хромшпинелида для расчёта пиковых температур метаморфизма на уровне главных элементов был определён методом EPMA в ИГГД РАН на микрозонде “JEOL” JXA-8230 с четырьмя волновыми дисперсионными спектрометрами. Точечные измерения состава минералов выполнялись с ускоряющим напряжением 20 кВ и током 20 нА. Диаметр сфокусированного пучка составил 3 мкм. В качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF. Линии K α 1 измерялись для всех элементов.

Минералого-петрографическое исследование метеорита позволило выявить хондры порфировой и колосниковой структур, также в матрице метеорита наблюдаются порфировые пироксеновые агрегаты, сложенные низко- и высоко-Са пироксенами. Явных различий в размере, форме и наличии кайм между колосниковыми и порфировыми хондрами не наблюдается. Большинство хондр имеет размер около 0.5 мм, наиболее крупные хондры достигают 1 мм в диаметре, маленькие хондры не превышают 300 мкм в диаметре. Форма хондр в основном округлая, довольно редко встречается овальная. Трещин, полостей, металлических и силикатных кайм в хондрах метеорита Бородино не наблюдается. Границы с матрицей у хондр чёткие и хорошо проявленные. Порфировые хондры сложены зёрнами оливина и/или низко-Са пироксена, интерстиции между которыми занимает мезостазис. В порфировых хондрах размер зёрен колеблется на уровне 100–200 мкм, в колосниковых хондрах, сложенных тонкими короткими балками оливина и пироксена, размер зёрен не превышает 100 мкм по удлинению.

Матрица метеорита сложена крупными зёрнами силикатных минералов, в массе которых также присутствует камасит, тетратэнит, троилит, хромшпинелид и апатит. Пор, прожилков и трещин в матрице метеорита не наблюдается. Вторичных минералов и следов земного выветривания в метеорите Бородино не обнаружено. В матрице метеорита встречен скелетный тонкоиглочатый агрегат хромшпинелида в оливин-пижонитовой массе, что может отражать ультравысокое давление флюидов на родительском теле хондрита [4].

Оливин в метеорите Бородино наблюдается в виде идиоморфных или гипидиоморфных зёрен, слагающих порфировые хонды. В зависимости от хондры размеры зёрен могут сильно варьировать от 100 до 300 мкм. В колосниковых хондрах оливин присутствует в виде вытянутых скелетных кристаллов, иногда срастающихся между собой, образуя балки, ориентированные чаще всего параллельно, но иногда пересекающиеся между собой. В матрице метеорита наблюдаются отдельные, чаще всего гипидиоморфные зёрна оливина, размер которых в среднем составляет 100–200 мкм по удлинению. Состав оливина соответствует форстериту и довольно неоднороден (Fo 79–83), но различий между оливином хондр и матрицы по составу главных элементов не установлено (табл. 1 и 2).

Пироксен в метеорите Бородино представлен энстатитом, диопсидом, авгитом и пижонитом

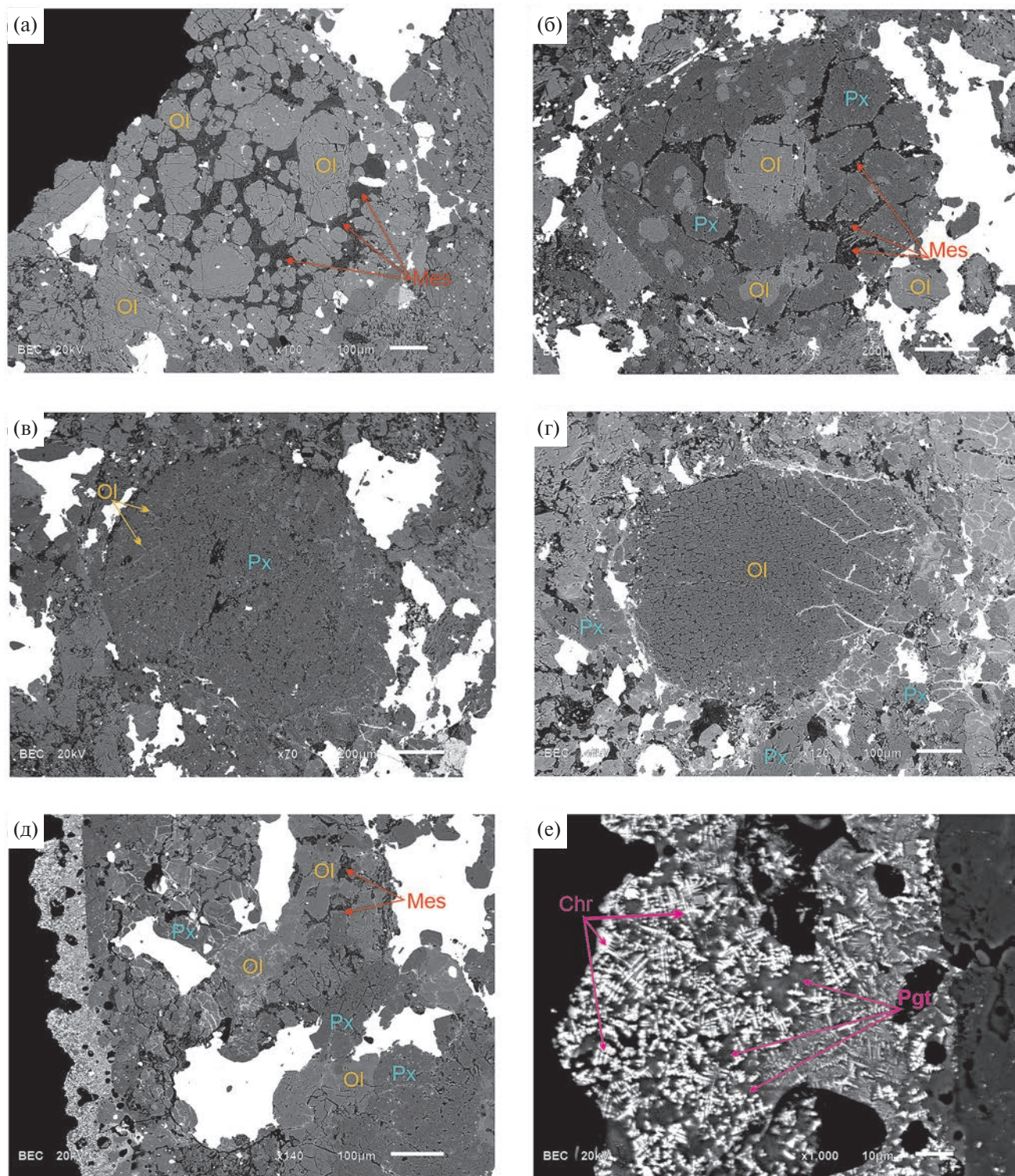


Рис. 1. Фотографии и минеральный состав порфировых (а–б) и колосниковых (в–г) хондр и матрицы (д–е) метеорита Бородино в обратно-отражённых электронах. Ol – оливин, Px – пироксен, Mes – мезостазис, Pgt – пиджит, Chr – хромит.

(табл. 1), присутствующими как в хондрах, так и в матрице.

Низко-Са пироксен соответствует энстатиту (En 79–85, Wo 1). Состав энстатита варьирует

довольно значительно, по сравнению с гомогенным составом оливина. В порфировых хондрах энстатит представлен в виде крупных (100–300 мкм) гипидиоморфных зёрен. Колосниковые хондры практически полностью состоят из балок энстатита, с редким включением оливина. В матрице метеорита энстатит находится в виде ксеноморфных выделений и гипидиоморфных кристаллов (100–200 мкм).

Высоко-Са пироксен чаще всего представлен авгитом (En 54–58, Wo 37–42), но также встречаются фазы диопсида (En 51, Wo 45) и пижонита (En 69, Wo 6). Авгит и диопсид встречаются в виде вытянутых зёрен или каёмок на оливине и низко-Са пироксене. Пижонит в сростании с оливином образует агрегат, который заполнен скелетными кристаллами хромшпинелида.

Плагиоклаз в метеорите Бородино плохо раскристаллизован и чаще всего заполняет интерстиции между оливином и низко-Са пироксеном. В порфировых, колосниковых хондрах и матрице метеорита плагиоклаз характеризуется олигоклазовым составом (An 10–13, Or 3–7) и минимальной степенью раскристаллизованности. Иногда в хондрах встречаются фазы андезина (An 46–49, Or 1), анортклаза (An 0, Or 36) и санидина (An 0, Or 38–41) (табл. 1).

Камасит (Ni 6.0 мас.%) и тетратэнит (Ni 52–53 мас.%) чаще всего образуют крупные металлические обособления в матрице метеорита или слагают прерывистые каймы хондр. Количество металлического железа в метеорите достигает 25–30 об.%.

Троилит встречается в виде ксеноморфных выделений и гипидиоморфных зёрен в матрице метеорита, иногда образует каёмки вокруг хондр. Примеси в троилите по данным SEM-EDS не обнаружены.

Хромшпинелид (табл. 1 и 2) в виде ксеноморфных выделений присутствует в матрице метеорита в сростках с камаситом, тетратэнитом и троилитом. Размер выделений чаще всего не превышает 200 мкм.

Фосфаты в метеорите Бородино представлены Са–Na–Mg-разновидностью (мериллитом), тогда как апатит при исследовании не обнаружен (табл. 1). Мериллит образует крупные (до 200 мкм) гипидиоморфные зёрна на границе металлической и силикатной фаз матрицы метеорита и на границе хондры и матрицы.

Исходное вещество обыкновенных хондритов не испытывало дифференциации в протоплазменном облаке, но подвергалось последующему

термальному метаморфизму, что затрудняет реконструкцию первичных минералов [7, 8]. Обнаруженные в этой работе петрографические особенности метеорита Бородино позволяют нам в общих чертах раскрыть историю его пребывания в космосе и на Земле. Выделяют несколько возможных этапов в истории метеорита.

Первый этап – образование каменного материала в виде субмиллиметровых сферул (хондр), их аккреция и формирование родительского тела хондрита.

Второй этап – преобразование хондритового вещества на родительском теле. Обыкновенные хондриты (ОХ) – это наиболее распространённый тип метеоритного вещества на Земле, который представляет собой обломки астероидов, достигавших 200 км в диаметре. Крупный размер астероидов позволял накапливать короткоживущие изотопы, что приводило к нагреванию центра астероида и действию термального метаморфизма. [11]. Тем не менее, в результате различных причин, астероиды обыкновенных хондритов не претерпели сегрегации ядро-мантии и сохранили большую часть вещества в малоизменённом состоянии. Действие термального метаморфизма на родительских астероидах ОХ приводило к гомогенизации Fe и Mg в оливине и низко-Са пироксене, раскристаллизации плагиоклаза, появлению высоко-Са пироксена, апатита и хромшпинелида, увеличению размеров зёрен минералов матрицы и постепенное стирание границ между матрицей и хондрами.

Третий этап – соударение ранних космических тел. Коллизия планет, родительских тел хондритов и других метеоритов, а также астероидов и более мелкого космического “мусора” приводили к разрушению космических тел и импактному преобразованию их каменного материала. В результате столкновений вещество ОХ могло подвергаться высокому давлению (до 90 ГПа), быстрому нагреву и плавлению. Импактные события в истории метеорита определяются наличием карманов плавления, трещин, мозаичным погасанием оливина и т.п. [17].

Четвёртый этап – пребывание метеорита на Земле. Продолжительное пребывание метеорита на поверхности Земли, а также условия выветривания (влажность и др.) приводят к изменению метеоритного вещества, в частности к окислению камасит-тэнита, троилита и других минералов и образованию вторичных фаз.

Минералого-петрографическое описание метеорита Бородино позволяет выявить некоторые

Таблица 1. Среднее содержание главных (мас. %) элементов в минералах метеорита Бородино, определённое методом SEM-EDS

	Оливин	(Клино) энстатит	Авгит	Диопсид	Пижонит	Олигоклаз	Анлезин	Анортоклаз	Санидин	Мериллит	Хромшпинелид
<i>n</i>	7	9	4	1	1	5	2	1	2	2	2
Fa, мол. %	18.16±1.15			—	—						
En		81.37±1.73	57.23±1.57	51.64	69.69						
Wo		1.18±0.31	39.38±2.68	45.77	6.00						
An						12.16±1.24	48.23±1.84	0.76			
Or						5.68±2.12	1.23±0.12	36.29	40.00±1.1		
SiO ₂	39.47	56.98	52.30	49.59	47.79	63.74	55.84	58.09	61.45±0.22	0.36	0.06
TiO ₂		0.16	0.81	1.19		0.16	0.41	0.48	0.41		2.51
Al ₂ O ₃	0.19	0.17	6.73	9.15	2.82	21.63	22.43	22.94	21.01	0.43	5.85
Cr ₂ O ₃		0.13	1.76	2.06	0.33		0.45	1.00	0.53		58.11
FeO	17.85	11.04	1.43	0.93	19.74	1.29	2.15	1.35	1.28	0.84	28.52
MnO	0.17	0.37	0.62	0.52	0.09		0.16	0.02	0.03		0.56
MgO	42.23	30.51	19.47	16.26	24.12	0.30	4.24	0.29	1.00	3.38	3.20
CaO	0.09	0.64	18.60	20.05	2.89	2.51	8.87	0.18		45.04	0.08
Na ₂ O			0.19	0.24	1.35	9.39	5.13	8.30	6.98	2.34	
K ₂ O						0.98	0.19	7.27	7.06		
ZnO											0.32
NiO					0.85						
P ₂ O ₅										47.59	
Cl								0.07	0.13	0.03	
SO ₃							0.16		0.13		
V ₂ O ₅											0.82
Сумма	100.00	100.00	101.90	99.99	99.98	100.00	100.01	99.99	100.00	100.00	100.00

Примечание. Здесь и в других таблицах, пропуск — элемент не определялся. *n* — количество анализов.

Таблица 2. Содержание главных и малых (мас. %) элементов в оливине и хромшпинелиде метеорита Бородино, определённое методом EPMA-WDS

	Оливин										Хромшпинелид									
	39.38	39.60	39.23	39.82	39.16	39.59	39.37	39.33	39.70	39.45	0.04	0.05	0.06	0.12	0.06	0.09	0.05	0.06	0.00	0.05
SiO ₂	39.38	39.60	39.23	39.82	39.16	39.59	39.37	39.33	39.70	39.45	0.04	0.05	0.06	0.12	0.06	0.09	0.05	0.06	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	5.62	5.40	5.40	5.97	6.14	6.40	6.21	6.27	6.49	5.67
MgO	43.27	43.60	42.78	42.71	42.18	43.57	42.77	43.10	42.91	42.65	3.47	3.74	3.93	3.81	3.06	3.21	2.95	2.78	3.47	4.45
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	2.41	2.15	2.08	2.31	2.21	2.10	2.13	1.84	2.23	2.36
CaO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03										
FeO	17.55	17.40	17.63	17.93	18.37	17.21	17.90	17.78	17.86	17.80	27.20	26.96	26.91	27.71	28.47	28.18	28.70	29.07	28.14	26.61
MnO	0.49	0.46	0.48	0.47	0.47	0.50	0.48	0.48	0.46	0.47	0.87	0.96	0.88	0.86	0.94	0.90	0.92	1.03	0.96	0.76
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.00	0.06	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	59.01	59.84	60.24	58.54	58.04	58.39	59.18	58.29	58.32	58.37
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.18	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.02	0.01	0.05	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03
V ₂ O ₅											0.52	0.42	0.52	0.49	0.47	0.53	0.51	0.50	0.44	0.55
ZnO											0.73	0.72	0.76	0.70	0.96	0.93	0.35	0.36	0.36	0.65
Сумма	100.74	101.11	100.19	100.97	100.47	100.90	100.61	100.72	100.98	100.44	99.90	100.26	100.79	100.56	100.38	100.75	101.02	100.24	100.42	99.48

особенности его преобразований. Так, отсутствие вторичных минералов, прожилков и пор в метеорите, а также история его падения позволяют оценить степень земного выветривания материала как W0 [18]. Отсутствие карманов плавления в матрице метеорита, заполненных рудными минералами трещин и общей дезинтегрированности породы отражают низкую степень импактного метаморфизма метеорита не выше S1-2 [17]. Наблюдаемое малое влияние импактного метаморфизма не соответствует данным предыдущих исследователей [12], что может объясняться неоднородным строением метеорита.

Практически полная гомогенность состава по главным элементам оливина и низко-Са пироксена, присутствие высоко-Са пироксена, апатита и хромшпинелида указывают на подверженность материала метеорита высокой степени термального метаморфизма.

Пиковая температура нагрева хондрита, при которой достигается равновесие между оливинам и хромистой шпинелью, было определено оливин-хромшпинелидовым геотермометром как 720°C [19], что укладывается в интервал температур, характерных для обыкновенных хондритов H5 (670–740°C).

Таким образом, метеорит Бородино является характерным представителем равновесных обыкновенных хондритов H5. Минералого-петрографическое исследование позволило установить отсутствие следов земного выветривания и импактного метаморфизма. Пиковая температура термального метаморфизма метеорита Бородино входит в интервал температур нагрева, характерных для 5 петрографического типа. Однако, широкое распространение высоко-Са пироксенов, крупных зёрен фосфатов и присутствие хромит-пижонитового агрегата в метеорите указывают на продолжительную подверженность термальному метаморфизму на родительском теле.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят О.Л. Галанкину (ИГГД РАН) за аналитические работы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуськова Е. Г. Магнитные свойства метеоритов: Метеориты в лаборатории. Л.: Наука, 1972. 108 с.
2. Заварицкий А. Н. О структуре кристаллических хондритов // Метеоритика. 1948. С. 50–70.
3. Левский Л. К. Новые данные по содержанию изотопов инертных газов каменных метеоритов // Метеоритика. 1972. С. 149–150.
4. Маракушев А., Зиновьева Н., Грановский Л. Генетические типы минералов ультравысокого давления в метеоритах // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417. С. 673–676.
5. Оболенская Э. В., Попова Е. Е. Метеорит Бородино // Русская история. 2012. С. 95–96.
6. Симашко Ю. И. Падение двух метеоритов в исторические эпохи 1704 г. близ Дерпта и 1812 г. с. Бородино. СПб.: Тип. А. С. Суворина, 1892. [2], 8 с.; 19 с.
7. Суханова К., Кузнецов А., Галанкина О. Особенности кристаллизации оливина в обыкновенных хондритах (метеорит Саратов): геохимия редких и редкоземельных элементов // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 149–157.
8. Суханова К. Г., Кузнецов А. Б., Скублов С. Г. Геохимические особенности хондр метеорита Орловка (H5) как свидетельство плавления минералов-прекурсоров // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 504. С. 28–33.
9. Трофимов А. В. Изотопный состав углерода метеоритов // Метеоритика. 1950. С. 127–133.
10. Харитонов В. Я. Химический состав каменных метеоритов Бородино, Лаврентьевка, Alfianello и Nardoo II // Метеоритика. 1968. С. 138–141.
11. Aleon J., Aleon-Toppa A., Platevoet B., Bardintzeff J. M., McKeegan K. D., Brisset F. Alkali magmatism on a carbonaceous chondrite planetesimal // PNAS. 2020. V. 117. P. 8353–8359.
12. Britt D. T., Pieters C. M. Black ordinary chondrites: An analysis of abundance and fall frequency // Meteoritics. 1991. V. 26. P. 279–285.
13. Graf T., Marti K. Collisional history of H chondrites // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 21247–21263.
14. Ivanova M. A., Nazarov M. A. History of the meteorite collection of the Russian Academy of Sciences // Geological Society, London, Special Publications. 2006. V. 256. P. 219–236.
15. Kashkarov L. L., Korotkova N. N., Kalinina G. V. Some general characteristics of the early radiation-thermal history of carbonaceous and ordinary chondrite

- matter on data of track studies // Lunar and Planetary Science Conference. 1994. V. 25. P. 671–672.
16. *Mason B.* Olivine composition in chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1963. V. 27. P. 1011–1023.
 17. *Stöffler D., Keil K.* Shock metamorphism of ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 3845–3867.
 18. *Wlotzka F.* A weathering scale for the ordinary chondrites // *Meteoritics*. 1993. V. 28. P. 460.
 19. *Wlotzka F.* Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites: Equilibration temperatures of petrologic types 3.7 to 6. // *Meteoritics & Planetary Science*. 2005. V. 40. P. 1673–1702.
 20. *Wolf S. F., Wang M.-S., Dodd R. T., Lipschutz M. E.* Chemical studies of H chondrites 8. On contemporary meteoroid streams // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 1997. V. 102. P. 9273–9288.

THE BORODINO METEORITE: EVOLUTION ON PARENT BODY

K. G. Sukhanova^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a, S. G. Skublov^{a, b}

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

^b*Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: cris.suhanova92@yandex.ru*

The article discusses the results of a mineralogical and petrographic study of the Borodino meteorite (H5). For the first time, meteorite minerals are described and their chemical compositions are given. The following were found in the Borodino meteorite: olivine (Fa 18.16 ± 1.15), low-Ca pyroxene – (clino) enstatite (En 81.37 ± 1.73 , Wo 1.18 ± 0.31), high-Ca pyroxene – augite (En 57.23 ± 1.57 , Wo 39.38 ± 2.68), diopside (En 51, Wo 45), pigeonite (En 69, Wo 6), plagioclases – oligoclase (An 12.16 ± 1.24 , Or 5.68 ± 2.12), andesine (An 48.23 ± 1.84 , Or 1.23 ± 0.12), anorthoclase (An 0, Or 36) and sanidine (An 0, Or 40.00 ± 1.1), and weakly crystallized glasses of feldspathic composition, merillite and chrome spinel. The data obtained made it possible to estimate the degree of terrestrial weathering of the meteorite as W0 and the stage of impact metamorphism (S1-2), which suggests good preservation of the meteorite material. The composition of olivine and chrome spinel, determined using the EPMA method, was used to estimate the peak temperature of thermal metamorphism at 720°C, which falls within the temperature range (670–740°C) characteristic of petrological type 5 chondrites. The presence of high-Ca pyroxenes, large grains of Ca–Na–Mg phosphates and chromite-pigeonite aggregates in the meteorite matrix indicate prolonged heating of the material.

Keywords: ordinary chondrites, Borodino meteorite, chondrules, olivine, plagioclase

УДК 550.42:551.24(571.55)

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ БЕРЕИНСКОГО КОМПЛЕКСА КАМЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID-TIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Sm–Nd-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. С. И. Дриль^{1,*}, А. А. Иванова², В. П. Ковач², член-корреспондент РАН А. Б. Котов²,
Е. Б. Сальникова², Ю. В. Плоткина², О. В. Зарубина¹

Поступило 12.12.2023 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принято к публикации 05.02.2024 г.

Непосредственное датирование магматических образований палеоостроводужных комплексов орогенных поясов позволяет наиболее достоверно определить время субдукционных процессов, протекавших при формировании орогена. Примером такого комплекса в пределах центральной (Восточно-Забайкальской) части Монголо-Охотского орогенного пояса, являются образования Каменского островодужного террейна. Его интрузивная часть объединена в составе береинского комплекса, представленного габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной серией пород, обладающих субдукционными геохимическими характеристиками. Датирование цирконов из кислых пород этого комплекса U–Pb-классическим методом показало, что они формировались в узком временном интервале — 203 ± 1 – 205 ± 1 млн лет, который соответствует границе норийского и рэтского ярусов позднего триаса. Время формирования всей серии интрузивных пород, учитывая ранее определённый возраст диоритов 254 ± 5 млн лет, составляет около 50 млн лет, указывая на то, что субдукционная геодинамическая обстановка существовала в позднепермское-позднетриасовое время вдоль северной (в современных координатах) окраины Монголо-Охотского палеоокеана с вероятным падением под Сибирский палеоконтинент. Диориты первой фазы имеют положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}(254\text{MA})} = 3.2$ – 3.6 ($T_{\text{Nd(DM)}} = 879$ – 994 млн лет), а плагиограниты $\epsilon_{\text{Nd}(205\text{MA})} = 2.3$ – 3.5 ($T_{\text{Nd(DM)}} = 859$ – 1028 млн лет), что указывает на связь этих пород с веществом деплетированного мантийного источника, и согласуется с Sm–Nd-изотопными характеристиками ювенильной коры Центрально Азиатского орогенного пояса.

Ключевые слова: Монголо-Охотский орогенный пояс, субдукция, островные дуги, U–Pb-изотопное датирование по цирконам, изотопы Nd, изотопный Sm–Nd-модельный возраст

DOI: 10.31857/S2686739724050112

Повсеместное существование в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) протяжённых фрагментов аккреционных комплексов, представленных террейнами аккреционных призм (клиньев) и, в меньшей степени — палеоостроводужными террейнами, свидетельствуют о масштабных субдукционных процессах, сопровождавших становление этого орогена [1, 2]. Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП), как составная часть ЦАОП, также

маркируется вдоль всего своего протяжения террейнами аккреционных призм [3]. Датирование магматических пород палеоостроводужных комплексов предоставляет непосредственную информацию о времени протекания субдукции на периферии палеоокеанического бассейна. Кроме того, изотопные Sm–Nd-характеристики этих пород проливают свет на особенности образования ювенильной коры формируемого орогена. Геохронологические и Sm–Nd-изотопно-геохимические данные по породам комплексов, характеризующих океаническую стадию развития МООП в его центральной и восточной частях, немногочисленны. Это затрудняет интерпретацию тектономагматических процессов

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: sdri1@igc.irk.ru

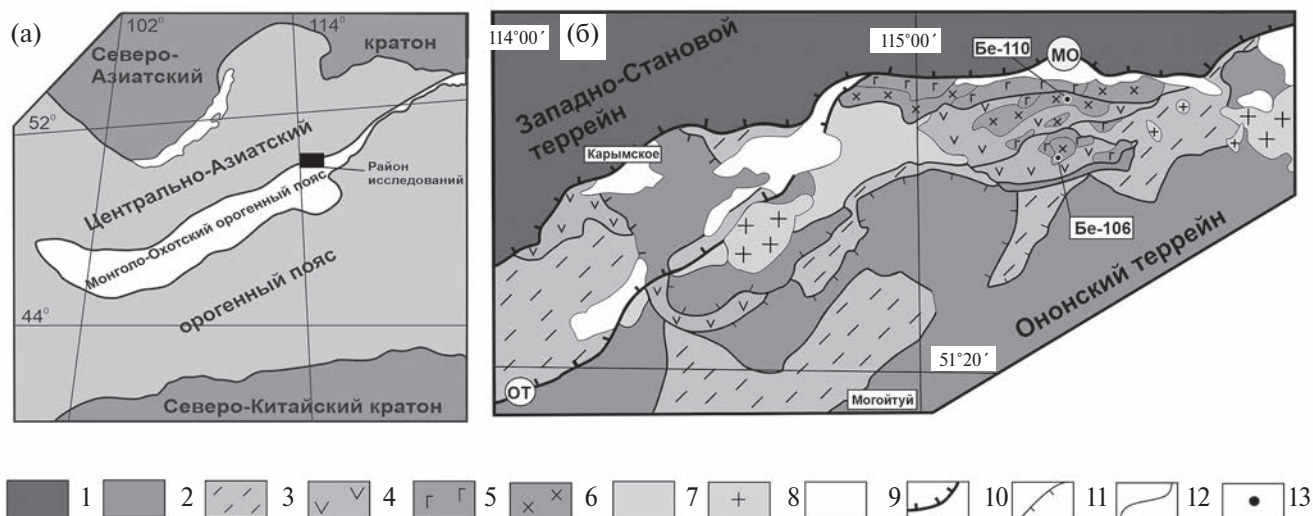


Рис. 1. Положение Монголо-Охотского орогенного (МООП) пояса с районом исследований (А) в системе важнейших тектонических структур Северо-Восточной Азии [3]; геологическая схема образований Каменского террейна МООП (согласно [3, 6] с изменениями): 1 – образования Западно-Становой террейна МООП; 2 – образования Ононского террейна аккреционного клина МООП девонского, карбонового и пермского возраста; 3 – терригенные образования верхнего триаса Восточного Забайкалья; 4 – вулканогенно-осадочные образования каменской свиты Каменского террейна; 5 – основные и средние породы первой интрузивной фазы береинского комплекса Каменского террейна; 6 – кислые породы второй интрузивной фазы береинского комплекса Каменского террейна; 7 – отложения юрского и раннемелового возраста; 8 – гранитоиды позднеюрского возраста; 9 – четвертичные отложения; 10 – главные надвиги; 11 – второстепенные надвиги; 12 – разломы с неясной кинематикой; 13 – точки отбора геохронологических проб; МО – Монголо-Охотский разлом (надвиг); ОТ – Онон-Туринский разлом (надвиг).

в северо-восточной части ЦАОП, как следует из обзорного исследования [4].

Наиболее представительным примером интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов, непосредственно связанных с субдукционной геодинамической обстановкой в пределах центральной (Восточно-Забайкальской) части МООП, являются образования Каменского островодужного террейна (рис. 1). Он объединяет в своём составе интрузии береинского комплекса и пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты [5]. В составе береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – тоналитами и плагиогранитами [6]. Гранитоиды имеют рвущие контакты с интрузивными породами первой фазы, а также прорывают вулканогенно-осадочную толщу, что подтверждается присутствием многочисленных ксенолитов вулканитов в плагиогранитах.

Согласно общепринятым классификационным критериям, интрузивные образования обеих фаз береинского комплекса образуют непрерывную серию пород нормальной суммарной щелочности с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$. На диаграмме

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ точки составов пород располагаются в полях известковых и известково-щелочных серий, а на диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ – в области магнезиальных гранитоидов кордильерского типа. Микроэлементная диаграмма (рис. 2 А) показывает геохимическое сходство габброидов и диоритов первой фазы и гранитоидов второй фазы интрузивного комплекса, которое в первую очередь выражается в высоких содержаниях Rb, Ba, Th, U, K, Pb и Sr при дефиците высокочarged элементов – Nb, Ta и, отчасти, Ti. Эти признаки в полной мере соответствуют субдукционным магматическим образованиям, что подчёркивается сходством с интрузивными породами Малко-Петропавловской поперечной зоны (МППЗ) Восточной Камчатки [7]. Главным отличием кислых интрузивных пород второй фазы от основных и средних пород первой фазы является некоторая обогащённость первых Zr и Hf. Точки составов пород обеих интрузивных фаз береинского комплекса на диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [9] попадают в поле гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 2 Б), формируя эволюционный тренд от основных пород к кислым, сопоставимый с таковым для интрузий МППЗ Восточной Камчатки,

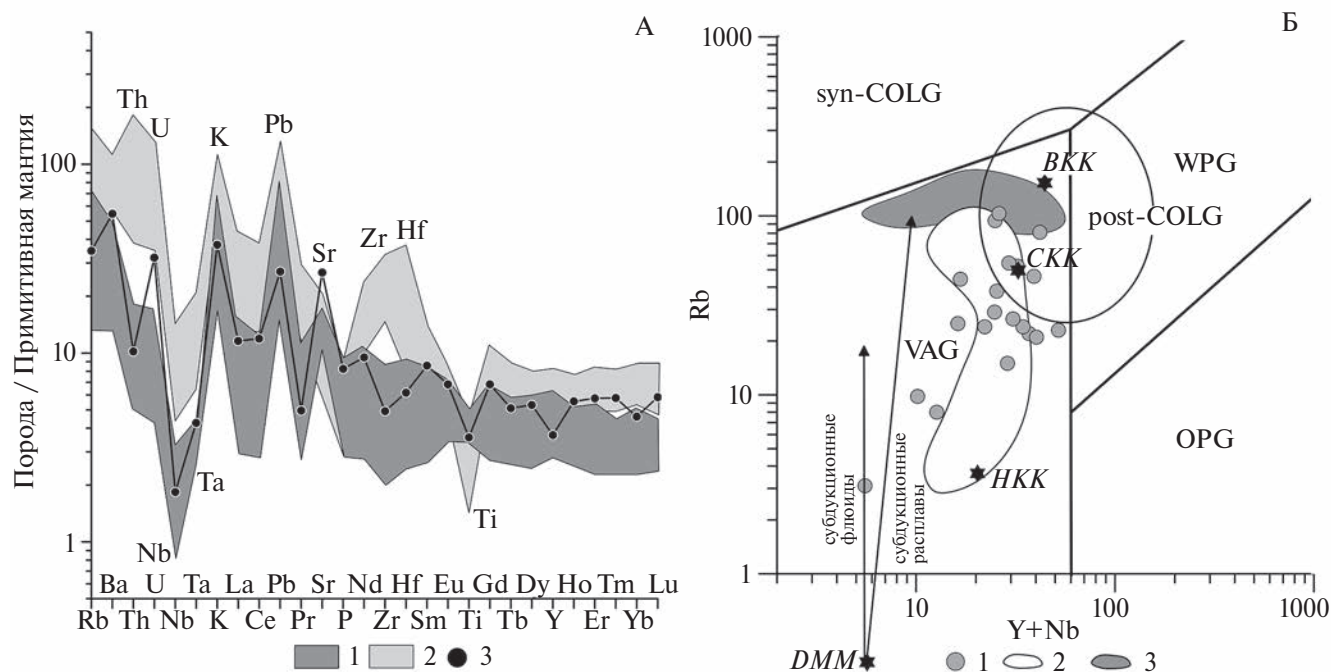


Рис. 2. Мультикомпонентная (А) и вариационная Rb—(Y+Nb) (Б) [9] диаграммы для интрузивных пород береинского комплекса. Условные обозначения (А): габбро, диориты первой фазы (1) и гранитоиды второй фазы (2) береинского интрузивного комплекса. В качестве эталона интрузивных пород островодужной природы показан состав габбро-диорита нормальной щёлочности Малко-Петропавловской поперечной зоны Восточной Камчатки по [7]. Нормирование проводилось к составу примитивной мантии по [8]. Условные обозначения (Б): 1 — составы пород первой и второй интрузивных фаз береинского комплекса, 2 — поле составов габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации Малко-Петропавловской поперечной зоны Восточной Камчатки по [7], 3 — гранитоиды крутогорского и кольского комплексов Центральной Камчатки [10]; ORG — поле составов гранитов океанических хребтов, VAG — граниты островных дуг и активных континентальных окраин, WPG — граниты внутриплитовых обстановок, syn-COLG — синколлизионные граниты, post-COLG — постколлизионные граниты; BKK — средний состав верхней континентальной коры, CKK — средний валовый состав континентальной коры, HKK — средний состав нижней континентальной коры. Схематически намечены тренды изменения состава источников гранитов при взаимодействии истощенного мантийного источника (DMM) под воздействием субдукционных флюидов и субдукционных расплавов.

подчёркивая возможную генетическую связь основных и кислых расплавов.

Для выяснения изотопного возраста гранитоидов второй фазы береинского комплекса выполнены геохронологические исследования цирконов из плагิโอгранита Бе-106 и тоналита Бе-110. Выделение акцессорного циркона из пород производилось по стандартной методике с использованием тяжёлых жидкостей. Химическое разложение циркона и выделение U, Pb выполнялось по модифицированной методике [11]. Отобранные для геохронологических исследований фракции цирконов подвергались дополнительной “химической абразии” — предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при $t = 850^\circ\text{C}$ и последующей кислотной обработке с экспозицией от 2 до 4–5 ч при температуре 220°C [12]. Для изотопных исследований использован смешанный изотопный индикатор

^{235}U — ^{202}Pb . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме (ИГГД РАН). Содержания U, Pb, а также U—Pb-изотопные отношения определены с погрешностью 0.5%. Холодное загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ Pb DAT [13], ISOPLOT [14]. При расчёте возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [15]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [16]. Все ошибки приведены на уровне 2σ . Изотопные Sm—Nd-исследования диоритов первой и плагิโอгранитов второй интрузивных фаз были проведены в Центре коллективного пользования изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра

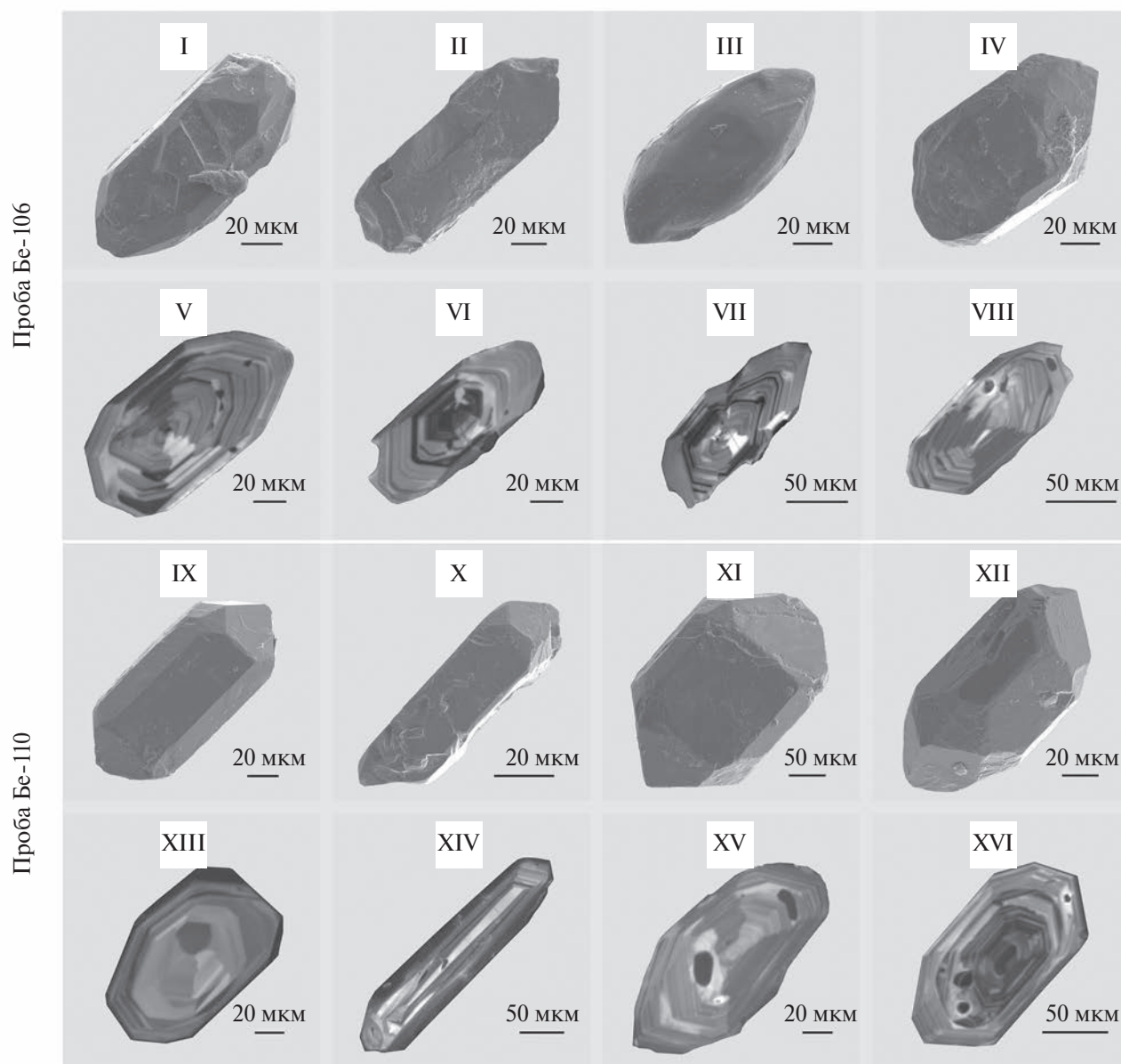


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранита Бе-106 (I–VIII) и тоналита Бе-110 (IX–XVI) березинского комплекса, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3: I–IV, IX–XII в режиме вторичных электронов и V–VIII, XIII–XVI – в режиме катодолуминесценции.

с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) NEPTUNE Plus по методике [17].

Циркон из плагиогранита (проба Бе-106) представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами, облик которых определяется комбинацией призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{111\}$, $\{101\}$, $\{102\}$ (рис. 3, I–IV). Зёрна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные или светло-жёлтые, их размер не превышает 100 мкм. Присутствуют разнообразные минеральные, газовой-жидкие и расплавные включения. Циркон характеризуется

интенсивной люминесценцией, тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью (рис. 3, V–VIII). Циркон из тоналита (проба Бе-110) представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, облик которых изменяется от длиннопризматического до короткопризматического. Их габитус определяется комбинацией призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$ (рис. 3, IX–XII). Зёрна прозрачные и полупрозрачные, бесцветные или светло-жёлтые. Присутствуют разнообразные включения: твердофазные, флюидные, расплавные. Циркон

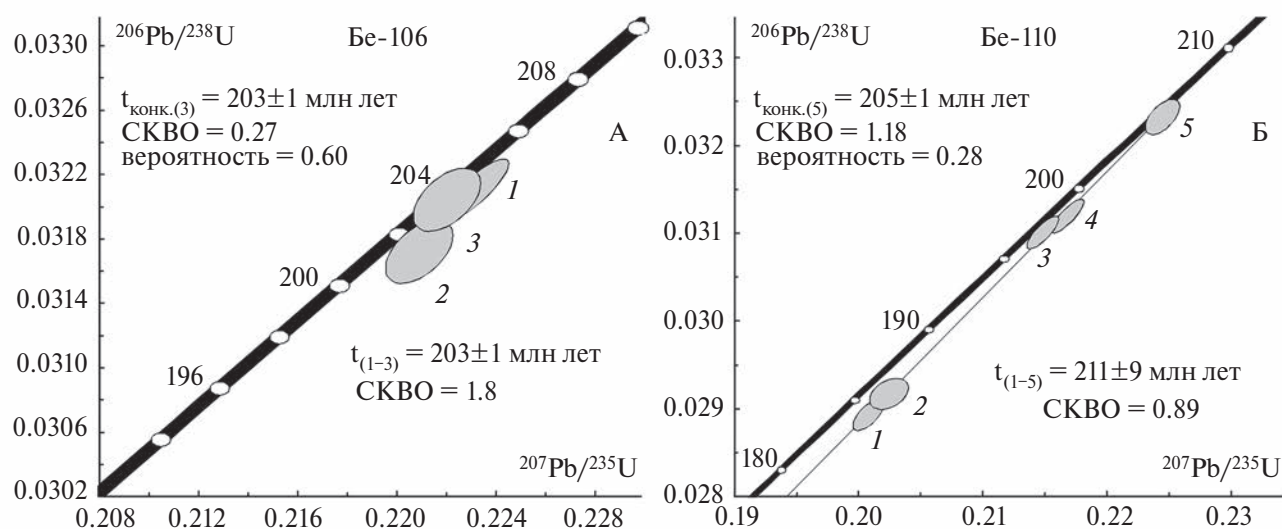


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиогранита Бе-106 (А) и тоналита Бе-110 (Б) береинского комплекса. Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

характеризуется интенсивной люминесценцией, тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью (рис. 3 XIII–XVI).

Для U–Pb-геохронологических исследований из пробы плагиогранита Бе-106 были выбраны три микронавески (10–30 наиболее “чистых” и прозрачных кристаллов) циркона из размерных фракций 50–75 мкм и 75–100 мкм (табл. 1), которые были подвергнуты “химической абразии”, позволившей уменьшить степень дискордантности циркона (табл. 1). Циркон характеризуется незначительной дискордантностью (№ 1, 2) или конкордантен (№ 3). Конкордантная оценка возраста составляет 203 ± 1 млн лет (СКВО = 0.27, вероятность 0.60) и совпадает со средним значением возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 203 ± 1 млн лет (СКВО = 1.8) всех исследованных микронавесок (рис. 4 А). Она может рассматриваться в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации изученного циркона из плагиогранита Бе-106.

Для U–Pb-геохронологических исследований из пробы тоналита Бе-110 выбраны наиболее “чистые” и прозрачные кристаллы из размерных фракций 75–100 мкм и 100–150 мкм, часть из которых была подвергнута “химической абразии”, позволившей уменьшить степень дискордантности циркона (табл. 1). Точки изотопного состава пяти микронавесок циркона (№ 1–5, табл. 1) образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 211 ± 9 млн лет (СКВО = 0.89, нижнее пересечение

практически отвечает нулю) (рис. 4 Б). При этом циркон, экспозиция кислотной обработки которого составила 5 часов (№ 5, табл. 1), характеризуется конкордантным возрастом 205 ± 1 млн лет (СКВО = 1.18, вероятность 0.28). Изученный циркон имеет магматическое происхождение, что подтверждается его морфологическими особенностями и внутренним строением кристаллов. Полученное значение конкордантного возраста 205 ± 1 млн лет можно считать наиболее точной оценкой возраста кристаллизации изученного циркона из тоналита Бе-110.

Таким образом, формирование кислых интрузивных пород второй фазы береинского комплекса происходило в узком временном интервале – 203 ± 1 – 205 ± 1 млн лет, который соответствует границе норийского и рэтского ярусов позднего триаса. Полученный возраст является верхней временной границей магматических образований Каменского островодужного террейна. Ранее для диоритов первой интрузивной фазы комплекса был определен U–Pb-возраст по цирконам 254 ± 5 млн лет [18], что соответствует поздней перми. Существенный временной интервал – около 50 млн лет – между формированием первой и второй интрузивных фаз свидетельствует о том, что наблюдаемый сериальный ряд пород не мог быть результатом одного эпизода магматической активности. Эти интрузивные образования следует считать ассоциацией, породы которой обладают сходными петро-геохимическими признаками, свидетельствующими о

Таблица 1. Результаты U–Pb–изотопных исследований цирконов из плагиогранита (Бе–106) и тоналита (Бе–110) береинского интрузивного комплекса

Номер п/п	Характеристика циркона и условия обработки	U/ Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Проба Бе-106 (плагиогранит)											
1	50–75 мкм, ВО, кисл.обр. = 2	27.70	3035	0.0504±1	0.2473±1	0.2232±2	0.0321±1	0.85	204±1	204±1	214±2
2	50–75 мкм, ВО, кисл.обр. = 4	24.94	256	0.0505±2	0.2262±1	0.2209±10	0.0317±2	0.52	203±2	201±2	218±8
3	50–75 мкм, ВО, кисл.обр. = 4	28.36	907	0.0503±1	0.2151±1	0.2222±7	0.0320±1	0.52	204±1	203±1	209±6
Проба Бе-110 (тоналит)											
1	75–100 мкм, прозр., б/цв.	29.92	554	0.0503±1	0.1917±1	0.2009±4	0.0289±1	0.68	186±1	184±1	211±3
2	100–150 мкм, прозр., б/цв.	13.74	62	0.0503±3	0.2181±1	0.2025±12	0.0292±1	0.40	187±1	185±1	210±14
3	100–150 мкм, ВО, кисл.обр. = 2	28.78	2716	0.0502±1	0.2503±1	0.2148±2	0.0310±1	0.81	198±1	197±1	206±2
4	100–150 мкм, ВО, кисл.обр. = 4	26.98	1134	0.0504±1	0.2884±1	0.2168±4	0.0312±1	0.84	199±1	198±1	214±2
5	100–150 мкм, ВО, кисл.обр. = 5	26.22	1060	0.0504±1	0.3111±1	0.2245±7	0.0323±1	0.59	206±1	205±1	212±6

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – навеска циркона не определялась; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

формировании в субдукционной геодинамической обстановке. Зона субдукции существовала в позднепермское–позднетриасовое время вдоль северной (в современных координатах) окраины Монголо–Охотского палеоокеана с вероятным падением под Сибирский палеоконтинент.

Изотопный состав Nd интрузивных пород согласуется с Sm–Nd–изотопными характеристиками ювенильной коры ЦАОП [19]. Диориты первой фазы имеют положительные величины $\epsilon_{Nd(254MA)} = 3.2–3.6$ ($T_{Nd(DM)} = 879–994$ млн лет), а плагиограниты – $\epsilon_{Nd(205MA)} = 2.3–3.5$ ($T_{Nd(DM)} = 859–1028$ млн лет), что указывает на связь этих пород с веществом деплетированного мантийного источника. Разница в модельном изотопном Sm–Nd–возрасте и U–Pb–изотопном возрасте диоритов может быть связана с влиянием рециклированного осадочного вещества, поступавшего в зону субдукции и вовлекавшегося в процесс магмообразования. Плагиограниты имеют изотопные Sm–Nd–характеристики аналогичные диоритам, что может быть признаком тесной генетической связи средних и кислых расплавов посредством фракционирования первых. При этом нельзя исключить контаминации расплавов веществом вмещающего вулканогенно–осадочного островодужного протолита [20], имеющего сходные изотопно–геохимические характеристики.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-27-00775. При выполнении работы использовались ресурсы ЦКП “Изотопно–геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Windley B. F., Alexeiev D., Xiao W. J., Krener A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. Lond. 2007. 164. P. 31–47.

2. Krener A., Windley B. F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B. M., Gruschka S., Khain E. V., Demoux A., Wingate M. T. D. Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geol. Soc. Am. Mem. 2007. 200. 461.

3. Парфенов Л. М., Понько Л. И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо–Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская Геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

4. Wilhem C., Windley B. F., Stampfli G. M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews*. 2012. 113. 303–341.
5. Дриль С. И., Кузьмин М. И. Геохимия пород Берейнской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // *ДАН*. 1998. Т. 360. № 2. С. 241–245.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50. Сретенск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 377 с.
7. Митичкин М. А., Перепелов А. Б., Дриль С. И. и др. Редкоземельные элементы и геохимическая типизация интрузивного магматизма Малко-Петропавловской поперечной разломной зоны (Камчатка) // *ДАН*. 1998. Т. 362. № 1. С. 98–101.
8. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
9. Pearce J. A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
10. Тарарин И. А., Бадрединов З. Г., Дриль С. И. и др. Петрология и геохимия мелового гранитоидного магматизма Центральной Камчатки (на примере Крутогоровского и Кольского интрузивных комплексов) // *Петрология*. 2014. № 6. С. 635–664.
11. Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. 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.
13. Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
14. Ludwig K. R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
15. Steiger R. H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
16. Stacey J. S., Kramers I. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
17. Yang Y.-H., Chu Zh. Y., Wu F.-Y. et al. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // *J. Anal. At. Spectrom.* 2010. 26. P. 1237–1244.
18. Дриль С. И., Лохов И. К., Куриленко А. В. и др. Sr–Nd изотопно-геохимическая характеристика и U–Pb геохронология пород островодужных комплексов Монголо-Охотского складчатого пояса / Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 95-летию академика Л. В. Таусона (Иркутск, 22–26 октября 2012 г.) Т. 2. С. 220–223.
19. Wang T., Tong Y., Zhang L. et al. Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. 145. P. 368–392.
20. Дриль С. И., Кузьмин М. И., Носкова Ю. В., Зарубина О. В. Изотопные Sm–Nd характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. № 2. С. 184–189.

AGE AND ORIGIN OF BEREINSKY COMPLEX GRANITOIDS OF KAMENSKY TERRANE OF THE MONGHOL-OKHOTSK OROGENIC BELT: RESULTS OF U-Pb (ID TIMS) GEOCHRONOLOGICAL AND Sm-Nd ISOTOPE-GEOCHEMICAL RESEARCH

S. I. Dril^a, A. A. Ivanova^b, V. P. Kovach^b, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^b,
E. B. Salnikova^b, Ju. V. Plotkina^b, O. V. Zarubina^a

^aVinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

Dating of magmatic rocks from paleo-island arcs of orogenic belts helps to define the precise timing of subduction processes that took place during the formation of the orogen. Within the central (East Trans-Baikal) part of the Mongol-Okhotsk orogenic belt, the Kamensk island-arc terrane is an example of such paleo-island-arc complex. Its intrusive part is included into the Bereinsky complex, represented by a gabbro-diorite-tonalite-plagiogranite series of rocks demonstrating subduction geochemical

characteristics. The dating of zircons from acidic rocks of this complex by the U–Pb classical method showed that they were produced in a narrow time interval – 203 ± 1 – 205 ± 1 Ma, which corresponds to Norian/Rhaetian boundary of the Late Triassic. Taking into account the previously obtained age of the diorites (254 ± 5 Ma), the timing of formation of the entire series of intrusive rocks is about 50 Ma, thus indicating in the Late Permian – Late Triassic the subduction along the northern (in modern coordinates) margin of the Mongol-Okhotsk Paleocyan beneath the Siberian paleocontinent. Diorites of the first phase have positive values $\epsilon_{\text{Nd}(254\text{Ma})} = 3.2\text{--}3.6$ ($T_{\text{Nd(DM)}} = 879\text{--}994$ Ma), and plagiogranites – $\epsilon_{\text{Nd}(205\text{Ma})} = 2.3\text{--}3.5$ ($T_{\text{Nd(DM)}} = 859\text{--}1028$ Ma), which points to the connection of these rocks with the substance of the depleted mantle source and is consistent with the Sm–Nd isotope characteristics of the juvenile crust of the Central Asian orogenic belt. This study was supported by Russian Science Foundation, grant no. 22-27-00775. The resources of the Shared Use Center for Isotope-Geochemical Research (Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk) were used in this work.

Keywords: Monghol-Okhotsk orogenic belt, subduction, island arcs, zircon U–Pb geochronological data, Nd isotopes, Sm–Nd isotopic model age

УДК 551.51:551.55

ОЦЕНКА СПИРАЛЬНОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

© 2024 г. Л. Х. Ингель^{1,3,*}, член-корреспондент РАН А. А. Макоско^{2,3}

Поступило 09.01.2024 г.

После доработки 17.01.2024 г.

Принята к публикации 18.01.2024 г.

Теоретически оценивается спиральность атмосферных возмущений, обусловленных неоднородностями поля силы тяжести. Для этой цели использована трёхмерная стационарная аналитическая модель линейных возмущений, вносимых пространственными неоднородностями поля силы тяжести в фоновое геострофическое течение стратифицированной вращающейся среды (атмосферы). Из найденного решения следует, что в высокоаномальных регионах амплитуда спиральности возникающих возмущений может быть заметной.

Ключевые слова: неоднородности поля силы тяжести, атмосфера, геострофическое течение, вращающаяся стратифицированная среда, линейные возмущения, спиральность, трёхмерная аналитическая модель

DOI: 10.31857/S2686739724050122

ВВЕДЕНИЕ

В ряде недавних работ авторов [1–3] показано, что, вопреки распространённому мнению, неоднородности поля силы тяжести (НПСТ) могут в некоторых ситуациях приводить к заметным возмущениям атмосферных течений. В частности, при прохождении геострофического течения через область аномалии силы тяжести поток может пересекать искривлённые изоповерхности потенциала силы тяжести; это приводит к возникновению возмущений плавучести, давления и поля скорости. Представляет интерес оценить возможные амплитуды возникающих при этом возмущений спиральности. Фактор спиральности атмосферных течений в последние десятилетия привлекает все большее внимание. Анализ спиральности активно применяется для диагноза и прогноза атмосферных процессов.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Напомним определение спиральности:

$$He = \mathbf{v} \cdot \text{rot } \mathbf{v}, \quad (1)$$

где $\mathbf{v}$ — вектор скорости течения. В данном случае скорость складывается из скорости фонового течения и линейных возмущений, вызываемых НПСТ. Предполагается, что задано однородное фоновое геострофическое течение с постоянной скоростью U , направленной вдоль одной из горизонтальных осей x . Оно не вносит вклад в $\text{rot } \mathbf{v}$, так что в линейном приближении

$$He \approx U \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где ось z направлена вертикально вверх, y — вторая горизонтальная координата (в поперечном течении направлении), w и v — соответствующие составляющие возмущений скорости, подлежащие определению.

Рассматриваются стационарные линейные возмущения геострофического течения в модели идеальной стратифицированной вращающейся несжимаемой жидкой среды под влиянием пространственно-неоднородных объёмных сил — неоднородностей поля силы тяжести.

Остановимся подробнее на выборе системы координат и фонового состояния. В отсутствие НПСТ (фоновое состояние) естественно использовать хорошо апробированные стандартные модели геофизической гидродинамики. Сюда относится модель “ f -плоскости” [4, 5], которая и используется ниже. Согласно этой модели, задача

¹НПО “Тайфун”, Обнинск, Россия²Российская Академия наук, Москва, Россия³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова, Российская Академия наук, Москва, Россия

*E-mail: lev.ingel@gmail.com

о движении среды у поверхности общего земного эллипсоида приближённо сводится к “плоской” задаче с однородной силой тяжести, так что вертикальное и горизонтальные направления однозначно определены, и становится удобным использование декартовой системы координат. Если на этом фоне имеются неоднородности поля силы тяжести, то их можно адекватно описывать как действие некоторых дополнительных неоднородных объёмных сил, которые в упомянутой системе координат имеют не только вертикальную, но и горизонтальные составляющие, и изучать возмущения, вызываемые этими дополнительными силами.

В отсутствие упомянутых неоднородностей поля силы тяжести задано, как упоминалось выше, однородное фоновое геострофическое течение вдоль одной из горизонтальных осей x :

$$U = -\frac{1}{f\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y}. \quad (3)$$

Здесь f — параметр Кориолиса (используется приближение f —плоскости), p — давление. Предполагается, что фоновые распределения плотности и давления (обозначены чертой) зависят не только от высоты z , но и от одной из горизонтальных координат y . Удобна для анализа, например, модель

$$\begin{aligned} \bar{\rho} &= \rho_0 \exp \left[-\left(\frac{z}{H} + \frac{y}{L_p} \right) \right], \\ \bar{p} &= g\rho_0 H \exp \left[-\left(\frac{z}{H} + \frac{y}{L_p} \right) \right], \\ U &= \frac{gH}{fL_p} = \text{const.} \end{aligned} \quad (4)$$

где смысл постоянных ρ_0 , H , L_p достаточно очевиден. Такое задание фонового состояния позволяет в простейших случаях свести задачу к системе уравнений с постоянными коэффициентами.

В линейном приближении исследуются возмущения, которые вносятся в этот поток неоднородностями силы тяжести. Горизонтальные и вертикальная составляющие этих «дополнительных» ускорений описываются соответственно величинами $g_x(x, y, z)$, $g_y(x, y, z)$ и $g_z(x, y, z)$. Полная сила тяжести представляет собой векторную сумму этих возмущений и средней силы тяжести, которая ниже, как обычно, обозначается константой g . Если обозначить потенциал силы тяжести через Φ , то имеют место соотношения

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = -g_x, \quad \frac{\partial \Phi}{\partial z} = g - g_z, \quad \frac{\partial g_x}{\partial z} = \frac{\partial g_z}{\partial x} \text{ и т. п.} \quad (5)$$

Вертикальные отклонения эквипотенциальных поверхностей можно выразить следующим образом: $h = -\Phi / g = \int g_x dx / g$, где нижний предел интегрирования — “отсчётная” точка, в которой упомянутые отклонения отсутствуют.

Линеаризованная система уравнений для стационарных возмущений скорости, давления и плотности в идеальной несжимаемой среде имеет вид:

$$\begin{aligned} U\bar{\rho} \frac{\partial u'}{\partial x} &= -\frac{\partial p'}{\partial x} + f\bar{\rho}v + \bar{\rho}g_x, \\ U\bar{\rho} \frac{\partial v}{\partial x} &= -\frac{\partial p'}{\partial y} - f\bar{\rho}u' - fU\rho' + \bar{\rho}g_y, \\ U\bar{\rho} \frac{\partial w}{\partial x} &= -\frac{\partial p'}{\partial z} - g\rho' + \bar{\rho}g_z, \\ \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ U \frac{\partial \rho'}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} &= 0. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь, как упоминалось выше, v , w — возмущения составляющих скорости вдоль осей y и z ; возмущения других величин обозначены штрихом.

На нижней границе среды задано условие непротекания. На твёрдой горизонтальной поверхности оно имеет вид

$$w|_{z=0} = 0. \quad (7)$$

При $z \rightarrow \infty$ предполагается затухание возмущений.

ПРИБЛИЖЁННОЕ РЕШЕНИЕ

Исключая из (6) часть неизвестных, нетрудно получить систему двух уравнений с постоянными коэффициентами

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} - \frac{1}{H} \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{g}{HU^2} w &= \\ = -\frac{\partial^2 v}{\partial y \partial z} + \frac{1}{H} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{f}{U} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{HU} g_x, \\ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} - \frac{1}{L_p} \frac{\partial v}{\partial y} &= \\ = -\frac{\partial^2 w}{\partial y \partial z} + \frac{f}{U} \left(1 + \frac{U^2}{gH} \right) \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{f}{UH} w + \frac{f}{gH} g_x. \end{aligned} \quad (8)$$

Входящая в знаменатель одного из слагаемых величина L_p очень велика по сравнению с другими пространственными масштабами в данной задаче (если $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $H = 10^4 \text{ м}$, $U = 10 \text{ м/с}$, то $L_p = 10^8 \text{ м}$). Поэтому упомянутым слагаемым уверенно можно пренебречь и второе уравнение (8) записать в виде

$$\Delta_h v \approx -\frac{\partial^2 w}{\partial y \partial z} + \frac{f}{U} \left(1 + \frac{U^2}{gH} \right) \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{f}{UH} w + \frac{f}{gH} g_x, \quad (9)$$

$$\Delta_h \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}.$$

Применение оператора Δ_h к первому уравнению (8), с учётом (9), сводит систему к одному уравнению для w . В общем виде оно весьма громоздко, но масштабный анализ позволяет существенно упростить задачу.

Обозначим характерные горизонтальные масштабы неоднородностей поля силы тяжести через L_x и L_y . Характерный вертикальный масштаб при этом будет порядка меньшего из них (это легко видеть из масштабного анализа уравнения Лапласа для потенциала силы тяжести). Рассматриваем ситуации, когда все эти масштабы больше или порядка 100 км. При таких характерных пространственных масштабах и при упомянутых выше значениях остальных параметров, масштабный анализ уравнений, как легко убедиться, приводит к следующему результату: основными являются последние слагаемые в левой и правой частях первого уравнения (8). Иными словами, для вертикальной скорости получается приближенное решение

$$w \approx U \frac{g_x}{g}. \quad (10)$$

Его смысл вполне прозрачен: оно описывает обтекание потоком поверхностей равного потенциала силы тяжести. Но это решение не удовлетворяет краевому условию (7). Последнее также понятно: если подстилающая поверхность не совпадает ни с одной эквипотенциальной поверхностью, то условие непротекания на подстилающей поверхности, очевидно, несовместимо с идеальным обтеканием искривлённых изоповерхностей потенциала. Поэтому вблизи подстилающей поверхности образуется относительно тонкий пограничный слой [3], в котором решение (10) существенно нарушается. При получении (10) не были учтены слагаемые с малыми коэффициентами при старших производных по z

в безразмерных уравнениях. Для корректного описания погранслоя необходимо их учесть.

Остановимся на важном предельном случае, соответствующем атмосферным движениям достаточно крупного масштаба.

Предполагаем малость числа Фруда $F = U / \sqrt{gH}$ и достаточно большие горизонтальные масштабы неоднородностей: $L_{x,y} \gg U / f$, H (первое из этих ограничений означает малость соответствующих чисел Россби). В этом случае генерируются захваченные возмущения, и масштабный анализ приводит к существенному упрощению системы (8):

$$\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} - \frac{1}{H} \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{g}{HU^2} w \approx \frac{1}{H} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{f}{U} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{HU} g_x,$$

$$\Delta_h v \approx \frac{f}{U} \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{f}{UH} w + \frac{f}{gH} g_x. \quad (11)$$

Оценим отношение двух слагаемых первого из этих уравнений, содержащих v :

$$\left| \frac{1}{H} \frac{\partial v}{\partial y} / \frac{f}{U} \frac{\partial v}{\partial z} \right| \sim \frac{U}{fL_y} \frac{\Delta z}{H}. \quad (12)$$

Здесь Δz — характерный вертикальный масштаб, на котором существенно изменяются составляющие скорости (толщина вышеупомянутого пограничного слоя). Если этот масштаб много меньше характерной толщины атмосферы H , то отношение (12) много меньше единицы, и первым слагаемым в правой части первого уравнения (11) можно пренебречь (малость этого слагаемого можно будет дополнительно проверить апостериори). Тогда система (11) сводится к одному уравнению

$$\Delta_h \Delta_v w - \frac{1}{H} \frac{\partial \Delta_h w}{\partial z} + \frac{g}{HU^2} \Delta_h w + \left(\frac{f}{U} \right)^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} - \frac{1}{H} \left(\frac{f}{U} \right)^2 \frac{\partial w}{\partial z} \approx$$

$$\approx \frac{1}{HU} \Delta_h g_x - \frac{f^2}{gHU} \frac{\partial g_x}{\partial z};$$

$$\Delta_v \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}.$$

Чтобы получить решение в явном аналитическом виде, рассмотрим простейшую модель с периодической по x и y неоднородностью поля силы тяжести:

$$\begin{aligned}
g_x &= G \exp(-kz) \cos(k_x x) \cos(k_y y), \\
k_{x,y} &= \frac{2\pi}{L_{x,y}}, \\
g_y &= -G \frac{k_y}{k_x} \exp(-kz) \sin(k_x x) \sin(k_y y), \quad (14) \\
k &= (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}, \\
g_z &= -G \frac{k}{k_x} \exp(-kz) \sin(k_x x) \cos(k_y y),
\end{aligned}$$

где G — амплитуда НПСТ. Решение для возмущений также ищется в виде горизонтальной гармоника, в частности,

$$w(x, z) = W(z) \cos(k_x x) \cos(k_y y).$$

Для амплитудной функции W получается приближенное уравнение

$$\frac{d^2 W}{dz^2} - \frac{1}{H} \frac{\partial W}{\partial z} - \frac{gk^2}{Hf^2} W \approx -\frac{Guk^2}{Hf^2} \exp(-kz)$$

(помимо упомянутых выше упрощений, учтена малость безразмерного параметра f^2 / kg). Общее решение последнего уравнения стандартным образом ищется в виде суммы общего решения однородного уравнения и частного решения неоднородного W_n . Последнее, с учётом малости безразмерных параметров f^2 / kg , Hf^2 / g , имеет вид

$$W_n \approx U \frac{G}{g} \exp(-kz). \quad (15)$$

Это — частный случай приближенного решения (8). Чтобы удовлетворить краевому условию на поверхности необходимо добавить соответствующее решение однородного уравнения. Его характеристическое уравнение имеет вид

$$\sigma^2 - \sigma / H - gk^2 / Hf^2 = 0. \quad (16)$$

Пусть, например, $k = 3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$, что соответствует минимальной длине полуволны неоднородности порядка 1000 км. В этом случае при указанных выше значениях других параметров обратное число Бургера [8] $B = f^2 / gHk^2$ порядка 10^{-2} , поэтому ограничиваемся случаем малых значений B , когда

$$\sigma \approx \pm \frac{k}{f} \left(\frac{g}{H} \right)^{1/2}. \quad (17)$$

Согласно краевым условиям, выбираем отрицательное значение $\sigma = -kS$, где безразмерное число $S = (1/f)(g/H)^{1/2}$, так что решение для вертикальной скорости имеет вид

$$w \approx U \frac{G}{g} [\exp(-kz) - \exp(-Skz)] \cos(k_x x) \cos(k_y y). \quad (18)$$

Второе уравнение (11) в рассматриваемом предельном случае имеет вид

$$\Delta_h v \approx (f/U)(\partial w / \partial z), \quad (19)$$

откуда

$$v \approx \frac{f}{k} \frac{G}{g} [\exp(-kz) - S \exp(-Skz)] \cos(k_x x) \cos(k_y y). \quad (20)$$

Имеет смысл остановиться на ситуациях, когда горизонтальные масштабы L_x , L_y одного порядка, как и величины k_x , k_y (случай $L_y \gg L_x$ близок к ранее рассмотренной двумерной задаче [2], а обратное неравенство отвечает не представляющему интереса случаю течения, направленного вдоль неоднородностей). Из (18) — (20) нетрудно убедиться, что в рассматриваемом случае $|\partial v / \partial y| \gg |\partial w / \partial z|$ (поскольку предполагается, что $f / Uk_{x,y} \gg 1$). Это означает, что, в отличие от двумерной задачи, основные слагаемые в уравнении неразрывности — слагаемые с горизонтальными производными, так что $\partial u' / \partial x \approx -\partial v / \partial y$ и

$$u' \approx \frac{k_y}{k_x} \frac{f}{g} \frac{G}{g} [\exp(-kz) - S \exp(-Skz)] \sin(k_x x) \sin(k_y y) \quad (21)$$

Из последнего уравнения (6), с учётом (4),

$$\frac{\partial p'}{\partial x} = \frac{\bar{p}}{U} \left(\frac{v}{L_p} + \frac{w}{H} \right).$$

Как легко убедиться, при рассматриваемых значениях параметров основным в скобках в последнем выражении является второе слагаемое. Отсюда, с учётом (18),

$$p' \approx \frac{\bar{p}G}{gHk_x} [\exp(-kz) - \exp(-Skz)] \sin(k_x x) \cos(k_y y).$$

Отметим, что результаты могут быть весьма чувствительными по отношению к неоднородностям рельефа подстилающей поверхности с горизонтальными масштабами, сравнимыми с L_x , L_y .

Например, в [3] показано, что над водной поверхностью, с учётом её деформации в неоднородном поле силы тяжести, некоторые результаты могут существенно меняться.

СПИРАЛЬНОСТЬ ВОЗНИКАЮЩИХ ТЕЧЕНИЙ

Свойства найденного решения были проанализированы в [1], поэтому здесь ограничимся анализом спиральности возникающих возмущений. С учётом того, что $f / Uk_{x,y} \gg 1$, нетрудно убедиться, что первое слагаемое в (2) по абсолютной величине много меньше второго, так что

$$He \approx -U \frac{\partial v}{\partial z} \approx Uf \frac{G}{g} [\exp(-kz) - S^2 \exp(-Skz)] \cos(k_x x) \cos(k_y y). \quad (22)$$

При рассматриваемых значениях параметров безразмерный параметр $S \approx 300$. Это означает, что к медленно затухающей с высотой экспоненте $\exp(-kz)$ добавляется относительно тонкий, но весьма интенсивный пограничный слой толщиной порядка $(kS)^{-1}$. В рассматриваемом численном примере толщина погранслоя порядка 1 км. В квадратных скобках в (22) в пределах этого погранслоя существенно преобладает второе слагаемое, так что в этом слое

$$He \approx -S^2 Uf \frac{G}{g} \exp(-Skz) \cos(k_x x) \cos(k_y y) = -\frac{UG}{fH} \exp(-Skz) \cos(k_x x) \cos(k_y y). \quad (23)$$

Если $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $U = 10 \text{ м/с}$, $H = 10^4 \text{ м}$, $G = 30 \text{ мГал}$, то амплитуда вариаций спиральности порядка $3 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$. Это примерно на порядок меньше натурных данных [7], относящихся к средней по слою спиральности в атмосферном пограничном слое.

Вне погранслоя преобладает первая экспонента в (22), но она вносит лишь малый вклад в полную спиральность во всем столбе воздуха (интеграл по z от He), амплитуда которой приближенно равна

$$\frac{UG}{SfHk} = U \left| h \left(\frac{g}{H} \right) \right|^{1/2}. \quad (24)$$

Если амплитуда вариаций высоты эквипотенциальных поверхностей $|h| = 10 \text{ м}$, то значение

(24) порядка $3 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Это также примерно на порядок меньше, например, характерного значения спиральности в столбе экмановского погранслоя (половины квадрата скорости геострофического ветра [6]).

Приведённые оценки справедливы для районов с низко- и среднеаномальными значениями гравитационных аномалий. В высокоаномальных районах величины G и h могут быть значительно больше указанных в примере значений.

Так, в Российской Федерации на территории Алтая, Тывы, западе Бурятии гравитационные аномалии достигают $-220 \div -240 \text{ мГал}$, а высоты квазигеоида на территории Алтая и Тывы составляют -44 м , на западе ЕТР $+32 \text{ м}$, на Дальнем Востоке и Камчатке $+20 \text{ м}$ [8]. В этих районах средняя в пограничном слое спиральность, обусловленная НПСТ, будет характеризоваться величиной порядка $3 \times 10^{-2} \text{ м/с}^2$, а полная спиральность — порядка $10 \text{ м}^2/\text{с}^2$.

Не исключено, что в этих районах обусловленная НПСТ спиральность может быть важным фактором в динамике атмосферных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоднородности поля силы тяжести, вообще говоря, могут приводить к заметным упорядоченным возмущениям поля скорости атмосферных течений на больших территориях. Рассмотренная трёхмерная модель позволяет понять и проанализировать некоторые простейшие механизмы и закономерности генерации таких возмущений и сделать ориентировочные оценки. Получены простые выражения для спиральности генерируемых возмущений. Представляется, что это может быть заметным и полезным уточнением к ранее известным механизмам генерации спиральности.

Также представляется весьма актуальным проведение численных экспериментов на основе гидродинамических моделей прогноза метеорологических полей, используемых в оперативной практике, для идентификации механизма генерации спиральности, обусловленного НПСТ.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках темы госзадания FMWR-2022-0019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ingel L. Kh., Makosko A. A.* Geostrophic flow disturbances influenced by inhomogeneities of gravity field. 3D analytical model // *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 2021. V. 115. № 1. P. 35–43. DOI: 10.1080/03091929.2020.1762080.
2. *Ингель Л. Х., Макоско А. А.* Введение в теорию влияния неоднородностей поля силы тяжести на динамику атмосферы. М.: РАН, 2017. 36 с.
3. *Ингель Л. Х., Макоско А. А.* Возмущения геострофического течения под влиянием неоднородностей поля силы тяжести // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 5. С. 579–587.
4. *Педлоски Дж.* Геофизическая гидродинамика. М.: Мир, 1984. Т. 1. 398 с.
5. *Гилл А. Е.* Динамика атмосферы и океана. Т. 1. М.: Мир, 1986. 397 с.
6. *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.
7. *Вазеева 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.
8. Национальный атлас России. Том 2. Природа и экология. 2007. Геологическое строение и ресурсы недр. Аномалии гравитационного поля / ПКО “Картография” под общ. рук. М-ва транспорта Российской Федерации и Роскартографии. 2007. С. 36–39. URL: http://neotec.ginras.ru/neomaps/M100_Russia_1995_Gravimetric.jpg

ESTIMATION OF THE HELICITY OF ATMOSPHERIC DISTURBANCES CAUSED BY GRAVITY FIELD INHOMOGENEITIES

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

^a*Research and Production Association “Typhoon”, Obninsk, Russian Federation*

^b*Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

The helicity of atmospheric disturbances caused by inhomogeneities in the gravity field is theoretically estimated. For this purpose, a three-dimensional stationary analytical model of linear disturbances introduced by spatial inhomogeneities of the gravity field into the background geostrophic flow of a stratified rotating medium (atmosphere) was used. From the solution found, it follows that in highly anomalous regions the amplitude of the helicity of emerging disturbances can be noticeable.

Keywords: gravity field inhomogeneities, atmosphere, geostrophic flow, rotating stratified medium, linear disturbances, helicity, three-dimensional analytical model

УДК 550.83+550.81

К ВОПРОСУ О РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОЙ ТОМОГРАФИИ В ГЕОФИЗИКЕ НА ОСНОВЕ ОДНОВРЕМЕННОГО ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЛИНЕЙНЫХ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ И ТЕОРИИ ДИСКРЕТНОГО ПОТЕНЦИАЛА

© 2024 г. И. Э. Степанова^{1,*}, И. И. Колотов²

Представлено академиком РАН А.О. Глико 09.01.2024 г.

Поступило 09.01.2024 г.

После доработки 18.01.2024 г.

Принято к публикации 19.01.2024 г.

В работе предлагается принципиально новый подход к решению проблемы интерпретационной томографии в геофизике. Вариационные постановки обратных задач геофизики рассматриваются одновременно в рамках теории дискретного потенциала и метода линейных интегральных представлений. Такая методика позволяет эффективно восстановить “изображение” непрерывно распределённого источника гравитационного или магнитного поля по разнородным и разноточным данным, полученным в точках некоторого сеточного множества.

Ключевые слова: интерпретационная томография в геофизике, теория дискретного потенциала и метод линейных интегральных представлений

DOI: 10.31857/S2686739724050131

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время наблюдается взрывной рост объёма информации, получаемой благодаря дистанционному зондированию Земли и планет Солнечной системы. Существенно изменилось в лучшую сторону и качество передаваемых изображений поверхности небесных тел, данных о физических полях в пространстве, окружающем планеты и т.п. На первый план выступает проблема адекватной реальности интерпретации разнородной и разноточной геофизической и геодезической информации. Можно сказать, что требуется радикальный пересмотр существующих методов обработки больших и сверхбольших массивов постоянно меняющихся данных. Аппроксимационный подход к решению обратных линейных и нелинейных задач геофизики, геодезии и геоморфологии [1–4] позволяет редуцировать практически все постановки по определению параметров геологической среды к системам линейных (в некоторых случаях — и

нелинейных) алгебраических уравнений. Метод линейных интегральных представлений является эффективным при нахождении пространственного распределения элементов аномальных потенциальных полей, значений функции, описывающей рельеф поверхности или грид глубин Мирового океана, при разделении сигналов, создаваемых разными по мощности и глубине залегания источниками [3, 4].

В работе предлагается принципиально новый подход к решению проблемы распознавания изображений и цифровой обработке сигналов в геофизике. Все виды сигналов, даже полученные с помощью спутниковых систем высокого разрешения, поступают к потребителю в виде дискретного набора данных. Поэтому логичным авторам этой статьи представляется применение теории дискретного гравитационного и магнитного потенциалов, предложенного В.Н. Страховым в начале 1990-х годов и развитого далее в работах [1, 2], одновременно с методом линейных интегральных представлений. При таком комбинированном подходе к интерпретации цифровых сигналов можно достичь высокой точности приближенного решения обратных задач и учесть априорную информацию об источниках с большей степенью надёжности, чем ранее.

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

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия

*E-mail: tet@ifz.ru

Основы теории локальных и региональных S-аппроксимаций, как примеров применения метода линейных интегральных представлений, изложены в целой серии работ авторов [3–6]).

S-аппроксимации элементов потенциальных полей подразумевают нахождение эквивалентных по внешнему полю распределений масс (гравитирующих или магнитных), распределённых либо на некотором множестве горизонтальных плоскостей, либо на полуплоскостях, представляющих собой границы двугранных углов, в локальном варианте, и плотностей простого и двойного слоёв, заданных на сферах или других поверхностях с ненулевым значением одной из главных кривизн – в региональном и глобальном случаях.

Для определения указанных распределений масс ставится условно-вариационная задача, которая сводится к решению некоторой системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), и матрица такой СЛАУ может быть вырожденной.

Представим гармоническую в полупространстве, ограниченном плоскостью $x_3 = 0$ (далее упоминаемой как плоскость “П”), функцию в виде суммы потенциалов простого и двойного слоёв [7]:

$$V(M) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_1(\xi_1, \xi_2) d\xi_1 d\xi_2}{\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}} + \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_2(\xi_1, \xi_2) x_3 d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}]^3} \quad (1)$$

$$M = (x_1, x_2, x_3), \xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3).$$

Мы выбрали систему координат так, чтобы плоскость простого и двойного слоёв задавалась уравнением $x_3 = 0$. Тогда производная по x_3 потенциала V , взятая с обратным знаком, будет иметь вид:

$$-\frac{\partial V}{\partial x_3}(M) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_1(\xi) x_3 d\xi}{[\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}]^3} + \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_2(\xi) (2x_3^2 - (x_1 - \xi_1)^2 - (x_2 - \xi_2)^2) d\xi}{[\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}]^5}, \quad (2)$$

$$M = (x_1, x_2, x_3), \xi = (\xi_1, \xi_2).$$

Функции ρ_1, ρ_2 неизвестны. Пусть компоненты поля заданы в конечном множестве точек $M_i = (x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}), i = 1, 2, \dots, N$. Обозначим подынтегральную функцию в первом слагаемом в (2) в точке M_i через $Q_1^{(i)}$, а во втором слагаемом – через $Q_2^{(i)}$. Тогда получим:

$$-\frac{\partial V(M_i)}{\partial x_3} \equiv f_i = \quad (3)$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_1(\xi) Q_1^{(i)}(\xi) + \rho_2(\xi) Q_2^{(i)}(\xi)) d\xi, i = 1, 2, \dots, N.$$

Здесь необходимо отметить, что формулы (1)–(3) являются основными при построении S-аппроксимаций искомого элемента аномального потенциально поля в локальном варианте, когда сферичностью Земли или другой планеты можно пренебречь [3–6].

Если мы ищем распределения масс на нескольких горизонтальных плоскостях, то вместо (1)–(3) получаем аналогичные выражения. Например, соотношение (3) принимает вид

$$-\frac{\partial V(M_i)}{\partial x_3} \equiv f_i = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}(\xi) Q_{1,l}^{(i)}(\xi) + \rho_{2,l}(\xi) Q_{2,l}^{(i)}(\xi)) d\xi, \quad (4)$$

$$i = 1, 2, \dots, N.$$

В (4) через L обозначено число носителей простого и двойного слоёв (горизонтальных плоскостей).

Если поставить вариационную задачу:

$$\Omega(\rho) = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}^2(\xi) + \rho_{2,l}^2(\xi)) d\xi = \min_{\rho}, \quad (5)$$

при условиях

$$f_{i,\delta} - \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}(\xi) Q_{1,l}^{(i)}(\xi) + \rho_{2,l}(\xi) Q_{2,l}^{(i)}(\xi)) d\xi = 0, \quad (6)$$

$$i = 1, 2, \dots, N,$$

то для её решения нам нужно будет определить вектор $\lambda = (\lambda_1, \dots, \lambda_N)$, а затем найти приближения к искомым неизвестным функциям по формулам

$$\rho_{1,l}^{(a)}(\xi) = \tilde{\rho}_{1,l}(\xi, \lambda), \rho_{2,l}^{(a)}(\xi) = \tilde{\rho}_{2,l}(\xi, \lambda),$$

$$\tilde{\rho}_{1,l}(\xi, \lambda) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_{1,l}^{(i)}(\xi), \tilde{\rho}_{2,l}(\xi, \lambda) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_{2,l}^{(i)}(\xi), \quad (7)$$

$$l = 1, 2, \dots, L.$$

Таким образом, приходим к системе линейных уравнений:

$$A\lambda = f_{\delta}, \quad (8)$$

элементы матрицы которой в нашем случае имеют вид:

$$a_{ij} = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (Q_{1,l}^{(i)}(\xi) Q_{1,l}^{(j)}(\xi) + Q_{2,l}^{(i)}(\xi) Q_{2,l}^{(j)}(\xi)) d\xi, \quad (9)$$

$$1 \leq i \leq N, 1 \leq j \leq N.$$

f_{δ} в формуле (8) – это вектор, компоненты которого представляют собой заданные

с погрешностью значения поля в точках сети наблюдений.

Элементы a_{ij} (9) матрицы $\mathbf{A}$ при использовании интегральных представлений (2) могут быть вычислены явно с помощью интеграла Пуассона [8]:

$$a_{ij} = 2\pi \sum_{l=1}^L \left\{ \frac{x_{3,i} + x_{3,j} + 2H_l}{\rho_{i,j}^3} + \frac{(x_{3,i} + x_{3,j} + 2H_l)(9\rho_{i,j}^2 - 6(x_{3,i} + x_{3,j} + 2H_l)^2)}{\rho_{i,j}^7} \right\},$$

$$\rho_{i,j}^2 = (x_{3,i} + x_{3,j} + 2H_l)^2 + (x_{1,i} - x_{1,j})^2 + (x_{2,i} - x_{2,j})^2, 1 \leq i, j \leq N. \quad (10)$$

В (10) через H_l обозначена глубина залегания l -й плоскости.

ПОСТАНОВКИ ВАРИАЦИОННЫХ ЗАДАЧ В РАМКАХ ТЕОРИИ ДИСКРЕТНОГО ПОТЕНЦИАЛА

В рамках теории дискретного гравитационного потенциала [1] вместо вектора с координатами в декартовом пространстве R^n : $x = (x_1, x_2, \dots, x_n) \in R^n, -\infty < x_k < +\infty, k = 1, \dots, n$, рассматривается его сеточный аналог. Общее число сеток равно 2^n . Из этих сеток одна считается основной, и в узлах этой сетки определены значения сеточного гравитационного потенциала $V_S(x^{(S)})$, где $x^{(S)}$ имеет следующий вид:

$$x^{(S)} = (x_1^{(S)}, x_2^{(S)}, \dots, x_n^{(S)})^T,$$

$$x_k^{(S)} = ph_k; -\infty < p < +\infty,$$

$$p = \pm 0, \pm 1, \pm 2, \dots; h_k = \text{const},$$

$$h = (h_1, h_2, \dots, h_n)^T.$$

“Неосновные” сетки служат для вычисления значений высших производных потенциала. Если e_k — единичный орт вдоль k -ой оси, то первая производная гравитационного потенциала запишется так:

$$\frac{\partial V_S(x^{(S)})}{\partial x_k^{(S)}} = \frac{V_S(x^{(S)} + h_k e_k) - V_S(x^{(S)})}{h_k}, \quad (11)$$

Значения производной по k -ой оси относятся к узлам $x^{(S,k)}$, $k=1, 2, \dots, n$, вспомогательной сетки:

$$x^{(S,k)} = x^{(S)} + \frac{h_k}{2} e_k, k = 1, 2, \dots, n.$$

Вторые производные сеточного потенциала находятся из выражения

$$\frac{\partial^2 V_S(x^{(S)})}{\partial x_p^{(S)} \partial x_q^{(S)}} = \frac{1}{h_q} \left[\frac{\partial V_S(x^{(S)} + h_p e_p)}{\partial x_p^{(S)}} - \frac{\partial V_S(x^{(S)})}{\partial x_p^{(S)}} \right], \quad (12)$$

Значения $\frac{\partial^2 V_S(x^{(S)})}{\partial x_p^{(S)} \partial x_q^{(S)}}$ при $p \neq q$ относятся к узлам третьей вспомогательной сетки:

$x^{(S,3)} = x^{(S)} + \frac{h_p e_p}{2} + \frac{h_q e_q}{2}$; если же $p = q$, то разностные аналоги вторых производных вычисляются в узлах основной сетки.

Аналоги операторов Лапласа и Пуассона в сеточном пространстве могут быть записаны следующим образом:

$$\Lambda \{V_S(x^{(S)})\} = 0;$$

$$\Lambda \{V_S(x^{(S)})\} = -\frac{GC_n m_S(x^{(S)})}{H^{n-2}}, \quad (13)$$

$$H = \left(\prod_{k=1}^n h_k \right)^{\frac{1}{n}}, m_S(x^{(S)}) = H^n \rho(x^{(S)}).$$

В (13) Λ — выбранный конечноразностный аналог оператора Лапласа, а $m_S(x^{(S)}) = H^n \rho(x^{(S)})$ — значения сеточных масс, порождающих сеточное гравитационное поле. В теории дискретного потенциала важнейшей методологической установкой считается формулировка вариационной задачи, в которой наряду с условиями (13) рассматривается дополнительное требование: найти минимум функционала $\Psi[V_S(x^{(S)})]$, определяемого формулой

$$\Psi[V_S(x^{(S)})] \equiv \left| \Lambda_2 \{V_S(x^{(S)})\} \right|_{E(D_S)}^2 + \alpha \Phi(V_S(x^{(S)}), g_S(x^{(S)})) \quad (14)$$

на множестве $V_S(x^{(S)}) \in \text{Int} D_S$, где $\alpha \geq 0$ — некоторый параметр (можно сказать, параметр регуляризации [9]); D_S — заданная сеточная область; $x^{(S)} \in D_S$; $E(D_S)$ — евклидова норма в сеточной области D_S ; $\Phi(t, z)$ — неотрицательный функционал на векторах одинаковой размерности t и z . Λ_2 — это аппроксимация оператора Лапласа на другом шаблоне, отличная от $\Lambda = \Lambda_1$.

Как указывалось в [1], сеточное фундаментальное решение конечно-разностной аппроксимации оператора Лапласа определяется неоднозначно, если не потребовать максимальной близости этого решения к некоторому эталонному. Поэтому вопросы однозначной разрешимости СЛАУ в рамках теории дискретного

гравитационного потенциала и метода линейных интегральных уравнений приобретают ещё большее значение. В [10, 11] нами был доказан ряд теорем единственности решения СЛАУ, возникающих при интерпретации гравитационных и магнитных данных с помощью метода S-аппроксимаций. Элементы матрицы системы (10) преобразуются следующим образом:

$$\begin{aligned}
 a_{ij} &= 2\pi \sum_{l=1}^L \left\{ \frac{\frac{z_i + z_j + 2H_l}{\rho_{i,j}^3} +}{(z_i + z_j + 2H_l)(9\rho_{i,j}^2 - 6(z_i + z_j + 2H_l)^2)} \right\}, \\
 \rho_{i,j}^2 &= (z_i + z_j + 2H_l)^2 + (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2; \\
 1 \leq i, j \leq N; \\
 a_{ij} &= 2\pi \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^L \sum_{t \in T} \left\{ \frac{\frac{z_i + z_j^k + 2H_l}{\rho_{i,j}^{3,k}} +}{(z_i + z_j^k + 2H_l)(9\rho_{i,j}^{2,k} - 6(z_i + z_j^k + 2H_l)^2)} \right\}, \\
 \rho_{i,j}^{2,k} &= (z_i + z_j^k + 2H_l)^2 + (x_i - x_j^k)^2 + (y_i - y_j^k)^2; \\
 1 \leq i \leq N; N+1 \leq j \leq 2N-2; \\
 x_j^k &= x_j + h_1^k; y_j^k = y_j + h_2^k; z_j^k = z_j + h_3^k; \\
 h_p^1 &= h_p, h_p^2 = 0, h_p^3 = -h_p, p = 1, 2, 3; \\
 a_{ij} &= 2\pi \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^L \sum_{t \in T} \left\{ \frac{\frac{z_j + z_i^k + 2H_l}{\rho_{i,j}^3} +}{(z_j + z_i^k + 2H_l)(9\rho_{i,j}^{2,k} - 6(z_j + z_i^k + 2H_l)^2)} \right\}, \\
 \rho_{i,j}^{2,k} &= (z_j + z_i^k + 2H_l)^2 + (x_j - x_i^k)^2 + (y_j - y_i^k)^2; \\
 1 \leq j \leq N; N+1 \leq i \leq 2N-2; \\
 x_i^k &= x_i + h_1^k; y_i^k = y_i + h_2^k; z_i^k = z_i + h_3^k; \\
 h_p^1 &= h_p, h_p^2 = 0, h_p^3 = -h_p, p = 1, 2, 3; \\
 a_{ij} &= 2\pi \sum_{k=1}^3 \sum_{m=1}^3 \sum_{l=1}^L \sum_{t \in T} \sum_{p \in P} \left\{ \frac{\frac{z_j^m + z_i^k + 2H_l}{\rho_{i,j}^{3,k,m}} +}{(z_j^m + z_i^k + 2H_l)(9\rho_{i,j}^{2,k,m} - 6(z_j^m + z_i^k + 2H_l)^2)} \right\}, \\
 \rho_{i,j}^{2,k,m} &= (z_j^m + z_i^k + 2H_l)^2 + (x_j^m - x_i^k)^2 + (y_j^m - y_i^k)^2; \\
 N+1 \leq j \leq 2N-2; N+1 \leq i \leq 2N-2; \\
 x_i^k &= x_i + h_1^k; y_i^k = y_i + h_2^k; z_i^k = z_i + h_3^k; \\
 h_p^1 &= h_p, h_p^2 = 0, h_p^3 = -h_p, p = 1, 2, 3; \\
 x_j^m &= x_j + h_1^m; y_j^m = y_j + h_2^m; z_j^m = z_j + h_3^m; \\
 h_p^1 &= h_p, h_p^2 = 0, h_p^3 = -h_p, p = 1, 2, 3;
 \end{aligned} \tag{15}$$

В (15) суммирование по индексам k, m понимается так: если рассматриваются последние $N-2$ столбцов матрицы и первые N строк, то значения координат точек с индексом j вычисляются по формулам

$$\begin{aligned}
 x_j^k &= x_j + h_1^k; y_j^k = y_j + h_2^k; z_j^k = z_j + h_3^k; \\
 h_p^1 &= h_p, h_p^2 = 0, h_p^3 = -h_p, p = 1, 2, 3;
 \end{aligned} \tag{16}$$

при этом для каждого значения $k = 1, 2, 3$, находится элемент матрицы, аналогичный (10). Затем все три значения элемента матрицы при различных k (см. (16)) складываются (это происходит потому, что по каждому из трёх направлений в декартовой системе координат вычисляются вторые производные, а чтобы найти вторую производную, нужно знать значения функции в трёх соседних точках). Подобным же образом вычисляются значения элементов матрицы системы, если рассматриваются последние $N-2$ строк и первые N столбцов. В случае последних $N-2$ столбцов и строк и i -я, j -я как бы “раздвигаются” в три точки (соответствующие трём значениям индекса k).

Рассмотрим сеточный аналог оператора Лапласа в пространстве трехмерных дискретных сетей наблюдений (ср. формулы (12)–(13)), действующий на произвольную функцию $f(x^{(i)})$, $x^{(i)} \in D_S$:

$$\begin{aligned}
 \Delta_h f(x^{(i)}) &\equiv \\
 &\equiv \frac{f(x_1^{(i)} + h_1, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) - 2f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) + f(x_1^{(i)} - h_1, x_2^{(i)}, x_3^{(i)})}{h_1^2} + \\
 &+ \frac{f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)} + h_2, x_3^{(i)}) - 2f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) + f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)} - h_2, x_3^{(i)})}{h_2^2} + \\
 &+ \frac{f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)} + h_3) - 2f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) + f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)} - h_3)}{h_3^2}, \\
 \mathbf{h} &= (h_1, h_2, h_3), \\
 x^{(i)} &= (x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}), i = 1 \dots N.
 \end{aligned} \tag{17}$$

В соответствии с общими принципами теории дискретного потенциала [1, 2], вариационная постановка задачи по поиску значений гравитационного или магнитного поля в узлах сети наблюдений $\Omega_3 = \{x^{(i)} = (x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}), i = 1 \dots N\}$, может быть сформулирована следующим образом.

Пусть значения некоторого элемента гравитационного или магнитного поля (в принципе, любого векторного поля, даже не являющегося, строго говоря, гармоническим в сеточной области) известны в некоторой подобласти $\Omega_3^{(sub)} = \{x^{(i)} : x_k^{(i)} \in A_k, k = 1, 2, 3; i = 1, \dots, N\}$, где A_k — множества ограничений на значения каждой из координат в трёхмерной сеточной области. Например, в качестве подобласти трёхмерной сеточной области (точнее говоря, подмножества

этой области) могут выступать горизонтальные и вертикальные плоскости или соответствующие слои конечной толщины).

Обозначим через P_k оператор проекции сеточной функции на соответствующее множество ограничений A_k :

$$P_k f(x_1, x_2, x_3) = \varphi(x_1, x_2, x_3), x_k \in A_k. \quad (18)$$

В (18) сеточные координаты обозначены так же, как декартовы. Смысл формулы (18) заключается в том, что вычисляются значения функции $f(x_1, x_2, x_3)$ только в тех точках $x^{(i)}$, координаты которых удовлетворяют множествам ограничений A_k , $k = 1, 2, 3$. Сеточный аналог оператора Лапласа (17) действует на функцию $f(x_1, x_2, x_3)$.

Система линейных алгебраических уравнений для нахождения эквивалентных по внешнему полю источников, заданных на нескольких горизонтальных плоскостях, видоизменяется, поскольку к условиям вариационной постановки (5–6) добавляются еще $N-2$ уравнений:

$$\begin{aligned} \Delta_h f(x^{(i)}) &\equiv \\ &= \frac{f(x_1^{(i)} + h_1, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) - 2f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) + f(x_1^{(i)} - h_1, x_2^{(i)}, x_3^{(i)})}{h_1^2} + \\ &+ \frac{f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)} + h_2, x_3^{(i)}) - 2f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) + f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)} - h_2, x_3^{(i)})}{h_2^2} + \\ &+ \frac{f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)} + h_3) - 2f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}) + f(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)} - h_3)}{h_3^2} = 0, \\ \mathbf{h} &= (h_1, h_2, h_3), \\ x^{(i)} &= (x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}), i = 2 \dots N - 1. \end{aligned} \quad (19)$$

Таким образом, проектор P_k на множество ограничений A_k имеет вид (19) — значений иско́мой функции в узлах сети наблюдений.

Важным моментом является следующий: в (19) значения функции f в точках сети наблюдений представляются в виде интегралов (4). Таким образом, множество ограничений, которым должны удовлетворять плотности простого и двойного слоёв в (4), расширяется. Вариационная постановка вида (13)–(14) также может использоваться для определения эквивалентных по внешнему полю распределений масс. В этом случае вместо (19) мы будем иметь значения конечно-разностной аппроксимации оператора Лапласа в точках одной из вспомогательных сеток, а в роли функционала $\Phi(\mathbf{t}, \mathbf{z})$ будет выступать следующее выражение:

$$\begin{aligned} \Phi(\mathbf{t}, \mathbf{z}) &\equiv \sum_{i=1}^N \left[f_{i,\delta}(\bar{x}^{(i)}) - A\mathbf{z}(i) \right]^2, \\ \mathbf{t} &\equiv \mathbf{f}_\delta = (f_{1,\delta}, \dots, f_{2,\delta})^T; \\ A\mathbf{z}(i) &\equiv f_i = \sum_{l=1}^L \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (\rho_{1,l}(\xi) Q_{1,l}^{(i)}(\xi) + \rho_{2,l}(\xi) Q_{2,l}^{(i)}(\xi)) d\xi, \\ \mathbf{z} &= (\rho_{1,l}(\xi), \rho_{2,l}(\xi)), \\ \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_{1,l}^2(\xi_1, \xi_2) d\xi_1 d\xi_2 &< \infty, \xi = (\xi_1, \xi_2), \\ k &= 1, 2; l = 1, \dots, L. \end{aligned} \quad (20)$$

2. РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Предлагаемый в статье подход к решению обратных линейных и нелинейных задач геофизики был апробирован на модельных и практических примерах. В модельном примере № 1 аномальное гравитационное поле создавалось набором из семи прямых призм, нижние основания которых расположены на глубине 3 км под землей, а высоты призм варьировались от 500 метров до 2 километров. Плотность породы в четырёх призмах полагалась равной 1.5 г/см^3 ; в трёх других призматических телах плотность составила -0.5 г/см^3 . Участок съёмки имел размеры $120 \times 120 \text{ км}$, рельеф местности выбирался спокойным, ровным (это означает, что перепад высот не превышал 300 метров). В поперечнике призмы были приблизительно 35 км. Поле призм аппроксимировалось суммой простого и двойного слоёв, распределённых на нескольких горизонтальных плоскостях (от 2 до 10), залегающих на глубинах от 100 метров до 1 км. Карта изолиний гравитационного поля призм приведена на рис. 1. Мы решили вариационную задачу (5)–(6), (19) и нашли эквивалентные по внешнему гравитационному полю распределения масс (7) на горизонтальных плоскостях. На рис. 2 показано одно из таких распределений (глубина залегания плоскости-носителя составила 500 метров). На шкале не указаны единицы измерения эквивалентных плотностей, поскольку физический смысл имеют некие объёмные структуры. Элементы матрицы СЛАУ вычислялись нами в безразмерных единицах (в целях обеспечения более высокой “чистоты” математического эксперимента). На практике плотность гравитирующих масс, заданных на некотором двумерном многообразии, должна быть порядка $10^{12} \div 10^{13} \text{ кг/км}^2$

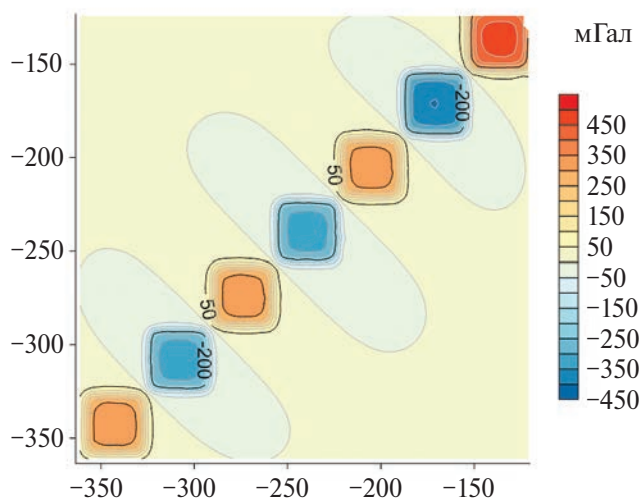


Рис. 1. Гравитационное поле в модельном примере № 1. $N = 6000$.

при значениях аномального гравитационного поля от 50 до 100 мГал. Но абсолютные значения двумерной плотности распределения источников не имеют принципиального значения: существует несчётное множество носителей, создающих такое же внешнее гравитационное поле, как и истинные гравитирующие тела [12]. В модельных примерах мы старались выбирать пункты наблюдения в соответствии с алгоритмом поиска оптимальной сети [10, 11]. В этом случае решение СЛАУ будет единственным. Обращает на себя внимание другой факт: распределение масс, полученное в результате решения нами вариационной задачи одним из методов, описанных в [3–6], полностью соответствует карте изолиний поля. Таким образом, наш подход позволяет восстановить “изображение” источников по данным о гравитационном поле, ими создаваемом на некотором рельефе. Относительная точность аппроксимации аномального поля составила $\Delta = 10^{-10}$. Под относительной точностью аппроксимации Δ мы понимаем следующее:

$$\Delta = \frac{\|Az - \mathbf{f}_\delta\|_E}{\|\mathbf{f}_\delta\|_E}, \text{ здесь обозначения имеют тот же смысл, что в (20), } \|\mathbf{f}_\delta\|_E - \text{евклидова норма вектора.}$$

Практический пример, иллюстрирующий эффективность предлагаемого нами подхода к решению обратных задач геофизики, — это поиск эквивалентных по внешнему гравитационному полю Меркурия распределений масс на сферах, залегающих под поверхностью планеты. В данном случае мы

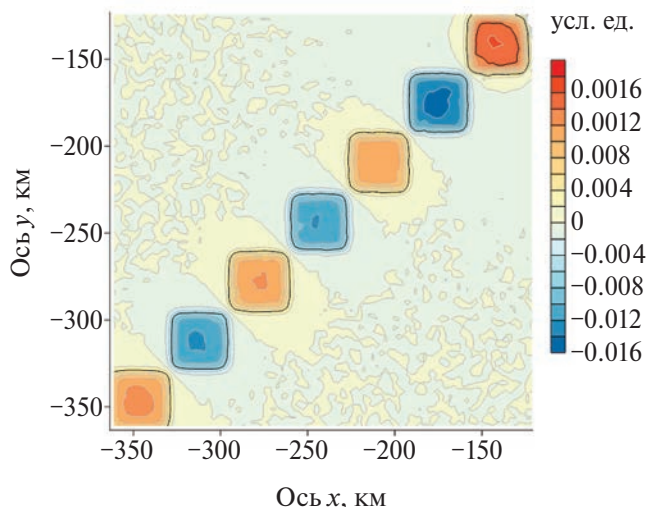


Рис. 2. Плотности распределения эквивалентных по внешнему полю гравитирующих масс в модельном примере № 1.

применяли региональный вариант метода линейных интегральных представлений [4] и рассматривали конечно-разностный аналог оператора Лапласа на дискретной сетке в сферической системе координат.

Данные гравитационного поля и топографии Меркурия, представленные в виде разложения гравитационного потенциала и высот рельефа относительно центра масс по нормализованным сферическим функциям можно найти на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>):

$$V(r, \phi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{ng} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_e}{r} \right)^n (C_{gnm} \cos m\lambda + S_{gnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \phi) \right],$$

$$R_{\text{рельеф}}(r, \phi, \lambda) =$$

$$= R_0 + \sum_{n=1}^{nt} \sum_{m=0}^n (C_{tnm} \cos m\lambda + S_{tnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \phi),$$

где $V(r, \phi, \lambda)$ — гравитационный потенциал, r — расстояние от точки наблюдения до начала координат, ϕ и λ — ареоцентрические широта и долгота, M — масса планеты, G — гравитационная постоянная, R_e — экваториальный радиус (нормирующий радиус), R_0 — средний радиус планеты, C_{gnm} и S_{gnm} — нормализованные гравитационные моменты, C_{tnm} и S_{tnm} — гармонические коэффициенты в разложении рельефа (в метрах), ng и nt — степени гармоник, до которых проведено разложение гравитационного

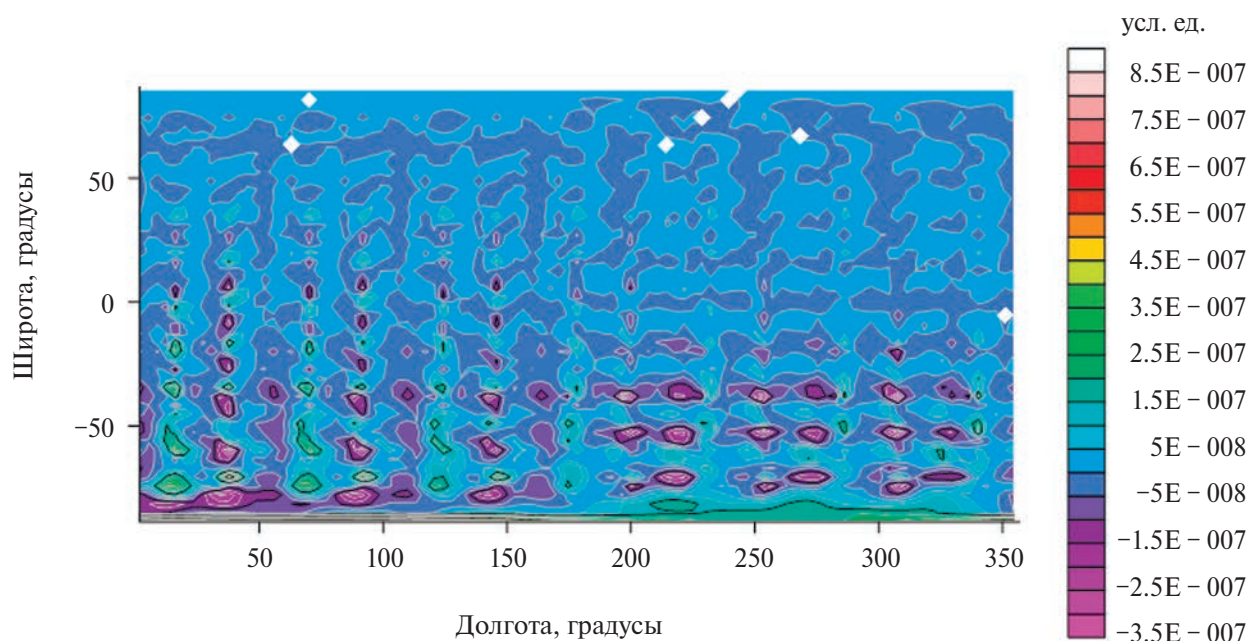


Рис. 3. Модельное гравитационное поле Меркурия. Число гармоник $n = 100$.

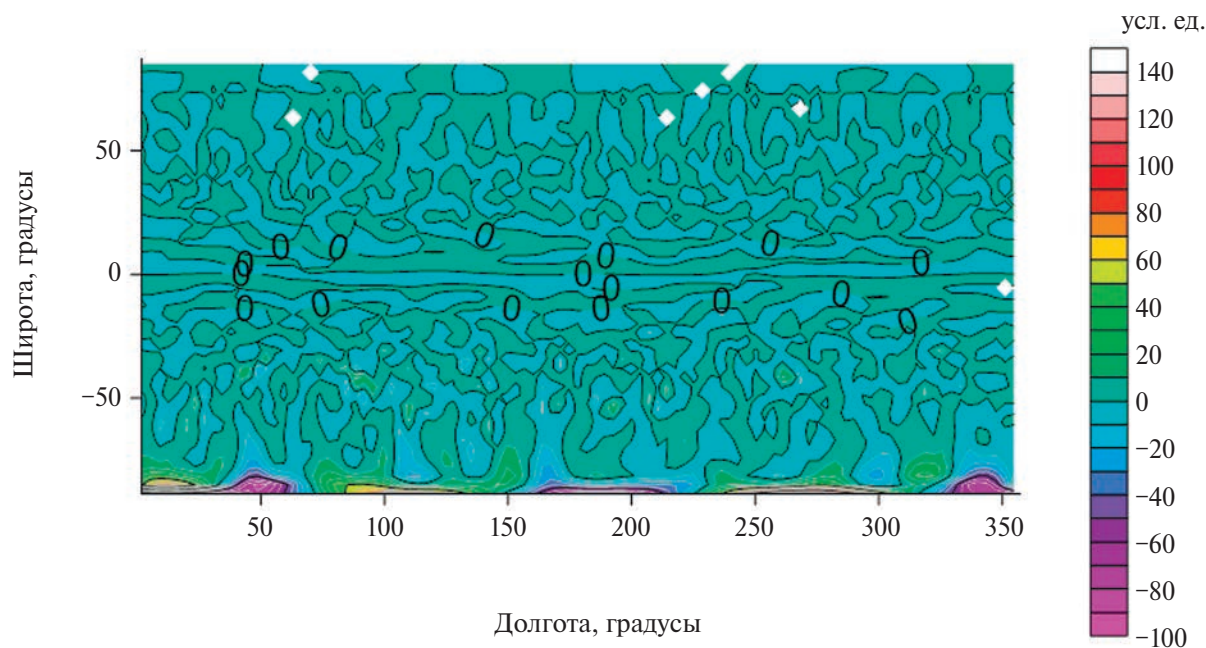


Рис. 4. Распределение плотности эквивалентных источников на сфере $R = 2380$ км.

поля и топографии по сферическим функциям, соответственно; P_{nm} — нормализованные функции Лежандра степени n и азимутального числа m , удовлетворяющие соотношению

$$\int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_m^2(\sin \varphi) \begin{cases} \cos^2(m\lambda) \\ \sin^2(m\lambda) \end{cases} d(\sin \varphi) d\lambda = 4\pi.$$

При дифференцировании гравитационного потенциала по радиусу получается выражение для радиальной компоненты гравитационного поля. Мы рассматривали разложения гравитационного поля Меркурия до 100 гармоники включительно.

На рис. 3 изображена карта изолиний гравитационного поля Меркурия, построенная по

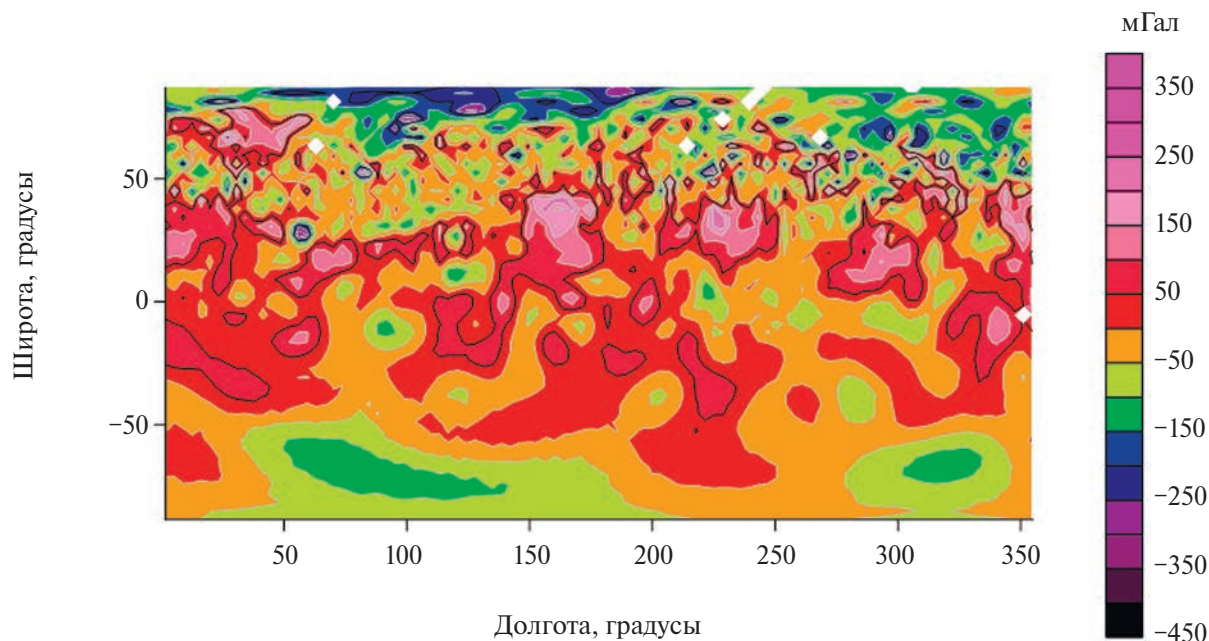


Рис. 5. Распределение эквивалентных по гравитационному полю масс, восстановленное по модельному полю на расстоянии 50 км от поверхности Меркурия.

данным станции MESSENGER [13], на рис. 4 приведено распределение эквивалентных по внешнему полю источников, восстановленное с помощью решения вариационной задачи (5)–(6), (19) с помощью методики, описанной, например, в [14]. На рис. 5 показано распределение гравитирующих масс, построенное по аналитически продолженному на 50 км вверх от поверхности планеты модельному гравитационному полю. Аппроксимация гравитационного поля Меркурия строилась по значениям, вычисленным в точках, равномерно распределённых на некоторой сферической поверхности (это может быть как поверхность планеты, так и более удалённая от центра Меркурия сфера). Число точек наблюдений полагалось равным $N = 7000$.

Показатель качества решения $\Delta = \frac{\|Az - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$ составил 10^{-8} . Такая высокая относительная точность была нами получена с целью демонстрации возможностей методики. Реальная ошибка в данных о компонентах магнитной индукции может превышать 0.001 нТл.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В статье рассмотрен новый аппроксимационный подход к решению обратных линейных и нелинейных задач геофизики, в котором

применяются основные принципы метода линейных интегральных представлений и теории дискретных гравитационного и магнитного полей.

2. В статье указываются способы повышения качества интерпретации различных данных об изучаемом аномальном поле: вводится дополнительный стабилизатор (отражающий свойства дискретного потенциала) при восстановлении плотности распределений источников на горизонтальных плоскостях. Рассмотренный в статье алгоритм интерпретации геофизических данных может применяться и при решении обратных геодезических и геоморфологических задач, например, для оценки толщины земной коры, особенно океанической (когда имеется априорная информация о более или менее однородной структуре коры).

3. В статье подчеркивается необходимость учёта геометрических свойств сети наблюдений для обеспечения однозначности решения обратной задачи по поиску дискретных источников физических полей. Если из большого и сверхбольшого массива данных об аномальных полях Земли и рельефе “вычлени” информацию о значениях физических величин в точках трёхмерного пространства, координаты которых соответствуют пунктам оптимальной сети и одновременно близки к целым числам, то точность результатов совместной интерпретации значительно возрастет. Такой эффект наблюдается благодаря

специфическим особенностям различных версий метода интегральных представлений и свойствам преобразования Фурье интегрируемых с квадратом функций во всем пространстве R^3 .

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной статьи заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Страхов В. Н., Степанова И. Э., Гричук Л. В.* Теория дискретного гравитационного потенциала и ее использование в гравиметрии / В сб.: “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”, Труды международной конференции. Воронеж: Воронежский государственный университет, 1996. С. 49–71.
2. *Арсанукаев З. З.* Вычисление пространственных элементов аномальных полей с использованием методов теории дискретных гравитационных полей // *Физика Земли*. 2004. № 11. С. 47–69.
3. *Страхов В. Н., Степанова И. Э.* Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) // *Физика Земли*. 2002. № 2. С. 3–19.
4. *Страхов В. Н., Степанова И. Э.* Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // *Физика Земли*. 2002. № 7. С. 3–12.
5. *Stepanova I. E., Kerimov I. A., Yagola A. G.* Approximation approach in various modifications of the method of linear integral representations // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2019. V. 55. № 2. P. 218–231.
6. *Раевский Д. Н., Степанова И. Э.* О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // *Физика Земли*. 2015. № 2. С. 44–54.
7. *Кошляков Н. С., Глинер Э. Б., Смирнов М. М.* Основные дифференциальные уравнения математической физики. М.: Физматгиз, 1962. 767 с.
8. *Лаврентьев М. А., Люстерник Л. А.* Курс вариационного исчисления. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1950. 296 с.
9. *Тихонов А. Н., Гончарский А. В., Степанов В. В., Ягола А. Г.* Численные методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1990. 230 с.
10. *Kolotov I. I., Lukyanenko D. V., Stepanova I. E., Shchepetilov A. V., Yagola A. G.* On the uniqueness of solution to systems of linear algebraic equations to which the inverse problems of gravimetry and magnetometry are reduced: a regional variant // *Computational Mathematics and Mathematical Physics*. 2023. V. 63. № 9. P. 1588–1599.
11. *Kolotov I. I., Lukyanenko D. V., Stepanova I. E., Yagola A. G.* On the uniqueness of solutions to systems of linear algebraic equations resulting from the reduction of linear inverse problems of gravimetry and magnetometry: a local case // *Computational Mathematics and Mathematical Physics*. 2023. V. 63. № 8. P. 1452–1465.
12. *Страхов В. Н.* Об эквивалентности в обратной задаче гравиметрии при переменной плотности масс // *Доклады АН СССР*. 1977. Т. 236. № 2. С. 329–331.
13. MESSENGER Mission: Magnetometer (MAG) Instrument. URL: <https://pds-ppi.igpp.ucla.edu/search/view/?f=yes&id=pds://PPI/mess-mag-calibrated/data/mbf/2011>.
14. *Gudkova T., Stepanova I., Batov A.* Density anomalies in subsurface layers of mars: model estimates for the Site of the InSight Mission Seismometer // *Solar System Research*. 2020. 54. P. 15–19. DOI: 10.1134/S0038094620010037

ON THE SOLUTION OF THE INTERPRETATION TOMOGRAPHY PROBLEM WITHIN THE FRAMEWORK OF THE LINEAR INTEGRAL REPRESENTATION METHOD AND DISCRETE GRAVITY AND MAGNETIC POTENTIAL THEORIES

I. E. Stepanova^{a,#}, I. I. Kolotov^b

Presented by Academician of the RAS A. O. Gliko January 9, 2024.

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

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: tet@ifz.ru*

A new of principle approach to solving inverse problems of geophysics on the background of the linear integral representation method and discrete gravity and magnetic potential theories is proposed. This approach makes it possible to restore the continuously distributed masses with relatively high accuracy from the heterogeneous data in some network points.

Keywords: inverse problems of geophysics, discrete gravity and magnetic potential theories

УДК 551.466.34

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВАРИАЦИЙ ПРИДОННОГО ДАВЛЕНИЯ, СОЗДАВАЕМОГО МОРСКИМИ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫМИ ВОЛНАМИ, В СМЕЩЕНИЯ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА

© 2024 г. Академик РАН Г. И. Долгих, С. С. Будрин*, С. Г. Долгих

Поступило 29.11.2023 г.

После доработки 11.01.2024 г.

Принято к публикации 15.01.2024 г.

По экспериментальным данным, полученным с помощью лазерного измерителя давления гидросферы и двух лазерных деформографов, была дана количественная оценка преобразования вариаций придонного давления, создаваемого инфрагравитационными волнами, в смещения верхнего слоя земной коры. Определена зависимость коэффициента трансформации придонного давления в упругие колебания земной коры от периодов инфрагравитационных волн.

Ключевые слова: инфрагравитационные волны, микросейсмы, лазерный измеритель вариаций давления гидросферы, лазерный деформограф

DOI: 10.31857/S2686739724050147

Естественный сейсмический шум, возникающий в верхнем слое земной коры, имеет достаточно широкий диапазон и находится в пределах от нескольких секунд до десятков минут. Данный диапазон можно условно разбить на несколько участков, соответствующих периодам характерных физических процессов. Основными явлениями, формирующими естественный сейсмический шум, особенно в прибрежных районах, являются микросейсмы первого и второго рода, вызванные прогрессивными и стоячими морскими гравитационными волнами [1], период которых находится в диапазоне от 2 до 20 с. При этом периоды микросейсм второго рода равны периодам прогрессивных морских волн, а периоды микросейсм первого рода равны периодам стоячих морских волн, которые в два раза меньше периодов прогрессивных волн [2]. Однако самым интересным в плане исследований и самым малоизученным является диапазон периодов больше 20 с, формируемый воздействием инфрагравитационных морских волн на верхний слой земной коры.

Из [3] известно, что инфрагравитационные волны возникают в результате отражения от берега

ветровых волн и зыби, а также в открытом океане в результате нелинейного взаимодействия ветровых волн и зыби. Колебания же давления, вызванные инфрагравитационными волнами, были идентифицированы в качестве важного источника микросейсмического шума на дне океана [4]. Несмотря на большое количество работ в данном направлении, совсем небольшое количество из них посвящено количественным оценкам вклада инфрагравитационных морских волн в упругие колебания верхнего слоя земной коры. В основном работы посвящены физическим механизмам формирования микросейсмического шума и связи его с инфрагравитационными волнами. Так в [5] показано, что микросейсмический шум в диапазоне 80–100 с связан с инфрагравитационными морскими волнами, возникающими при прохождении шторма и сформированными волнами зыби с периодами 7–10 с. Из немногих работ, посвящённых количественным оценкам влияния инфрагравитационных волн на микросейсмический шум земной коры, можно отметить работу [6], где были получены оценки мощности микросейсмических колебаний, вызванных штормом, в максимальной фазе которого микросейсмический шум достигал уровня 1010–1011 Дж/с. В работе [7] было установлено, что $0.9 \cdot 10^{-7}$ энергии инфрагравитационных морских волн с периодом 38 с переходит в упругие колебания земной коры.

Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской
Академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: ss_budrin@mail.ru

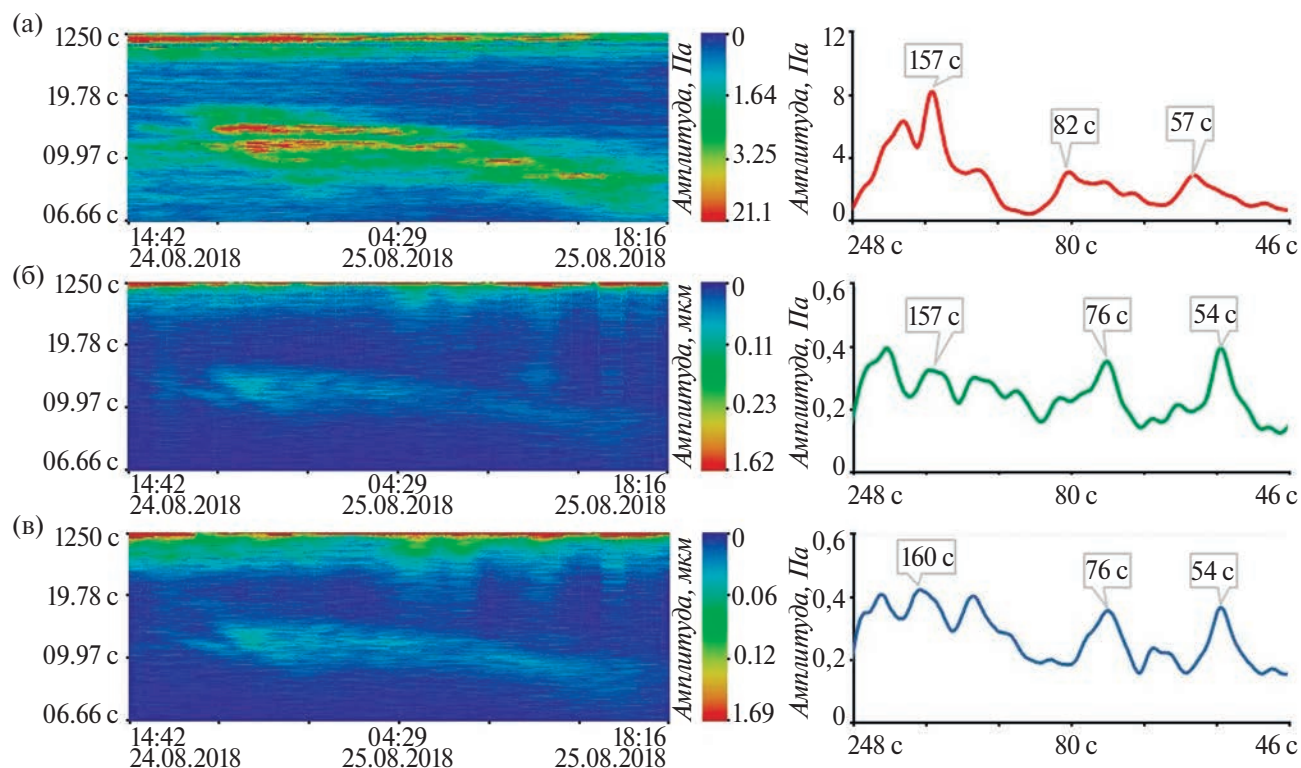


Рис. 1. Спектрограмма прихода основной группы волн зыби и спектр инфрагравитационных волн, зарегистрированных ЛИВДГ (а) и спектрограммы микросейсм второго и спектры микросейсм первого рода, вызванные волнами зыби и инфрагравитационными волнами, полученные с горизонтальных компонент лазерного деформографа “Север–Юг 1”, “Север–Юг 2” (б, в).

Данное сообщение посвящено количественной оценке влияния придонного давления, создаваемого инфрагравитационными морскими волнами, на верхний слой земной коры и зависимости коэффициента трансформации придонного давления в микросейсмический шум земли от периода инфрагравитационных волн.

В августе 2018 года над акваторией Японского моря проходил тайфун “Соулик”. 24 числа в точку проведения измерений (МЭС “м. Шульца”), находящуюся на п-ове Гамова, залива Петра великого Японского моря, пришли волны зыби, сгенерированные тайфуном. С приходом основной группы волн начали формироваться инфрагравитационные волны, которые регистрировались в воде, и вызывали микросейсмические колебания в верхнем слое земной коры в широком диапазоне периодов. Регистрация в воде как волн зыби, так и инфрагравитационных волн проводилась лазерным измерителем вариаций давления гидросферы (ЛИВДГ) [8], установленного на глубине 30 метров на континентальном шельфе со стороны открытой части Японского моря. Данный прибор построен на

основе интерферометра Майкельсона равноплечего типа, способный регистрировать колебания давления как в инфразвуковом, так и в звуковом диапазонах с точностью 1.8 мкПа и обладающий огромным динамическим диапазоном, зависящим лишь от механических характеристик чувствительного элемента (стальной мембраны), что позволяет проводить измерения разномасштабных гидрофизических явлений в широком диапазоне амплитуд и периодов одновременно. Микросейсмические колебания верхнего слоя земной коры проводились с помощью системы двух деформографов: компонент “Север–Юг 1” и “Север–Юг 2”. Оба прибора построены на базе интерферометра Майкельсона неравноплечего типа и имеют длину измерительных плеч 52.5 и способны регистрировать смещения земной коры с точностью 0.3 нм в диапазоне частот от 0 (условно) до 1000 Гц [9].

На рис. 1 представлены спектрограммы синхронных записей волн зыби, сгенерированных тайфуном “Соулик”, и спектры инфрагравитационных волн, зарегистрированных всеми тремя приборами.

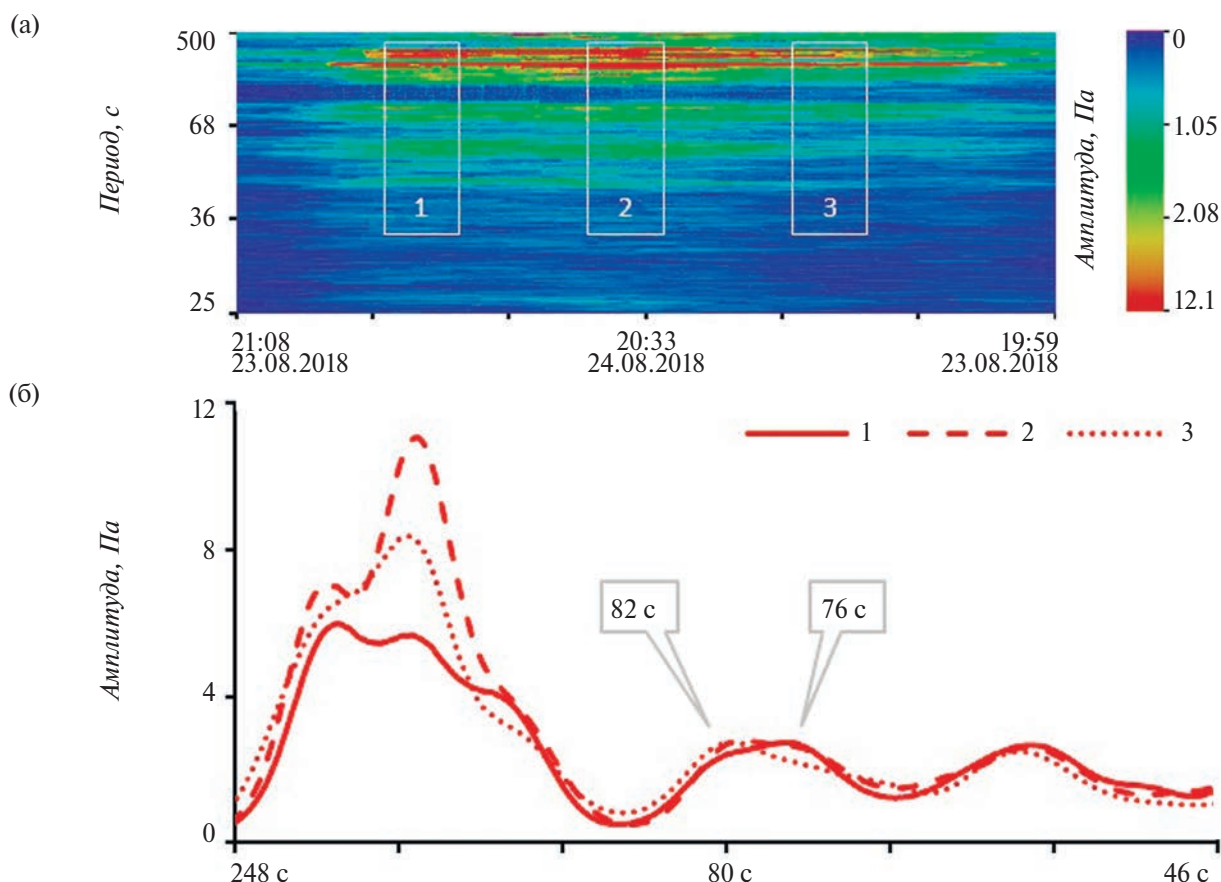


Рис. 2. Спектрограмма записи инфрагравитационных волн, полученная с ЛИВДГ (а) и спектры, построенные по выделенным на спектрограмме участкам данных (б)

На спектрограмме ЛИВДГ, приведённой на рис. 1 а, отчётливо виден приход основной группы волн зыби с периодами от 14 до 9 с, сгенерированной проходом тайфуна над акваторией Японского моря. На спектрограмме же компонент деформографов одновременно с приходом волн зыби появляются микросейсмы второго рода, вызванные прогрессивными гравитационными морскими волнами и находящиеся в том же диапазоне периодов. Так же с приходом волн зыби на спектрах записей всех приборов (рис. 1) появляются максимумы, обусловленные возникновением инфрагравитационных волн и располагающиеся в нескольких диапазонах периодов: 160–157, 82–76 и 57–54 с.

Из спектрограммы волн зыби (рис. 1 а) заметно, что основная группа волн имеет дискретный характер и состоит из трёх составляющих, которые можно разбить на 3 диапазона основных периодов, а именно на 14, 11 и 9 с. Если сопоставить периоды инфрагравитационных волн и волн зыби, то получится что периоды

инфрагравитационных волн больше в 11, 7 и 6 раз периодов гравитационных волн их сформировавших, что схоже с ранее полученными результатами исследований в этой области.

При просмотре спектров записей приборов (рис. 1 б, в), может возникнуть несколько вопросов, основным из которых является причина несовпадений периодов инфрагравитационных волн на различных приборах. Причиной такого несовпадения является то, что существует вариация периодов самих инфрагравитационных волн со временем, как и волн зыби, и то, что спектр рассчитывался для участка длиной в 5 часов, тогда как весь исследуемый нами участок имел длину около суток. В основном, различия периодов на всём исследуемом участке не превышали 5 с. Самая большая разница в периодах видна на средней гармонике (82 и 76 с), однако при исследовании всего участка можно смело заявить, что данные гармоники в спектре придонного давления и смещений земной коры связаны, так как появляются и исчезают одновременно,

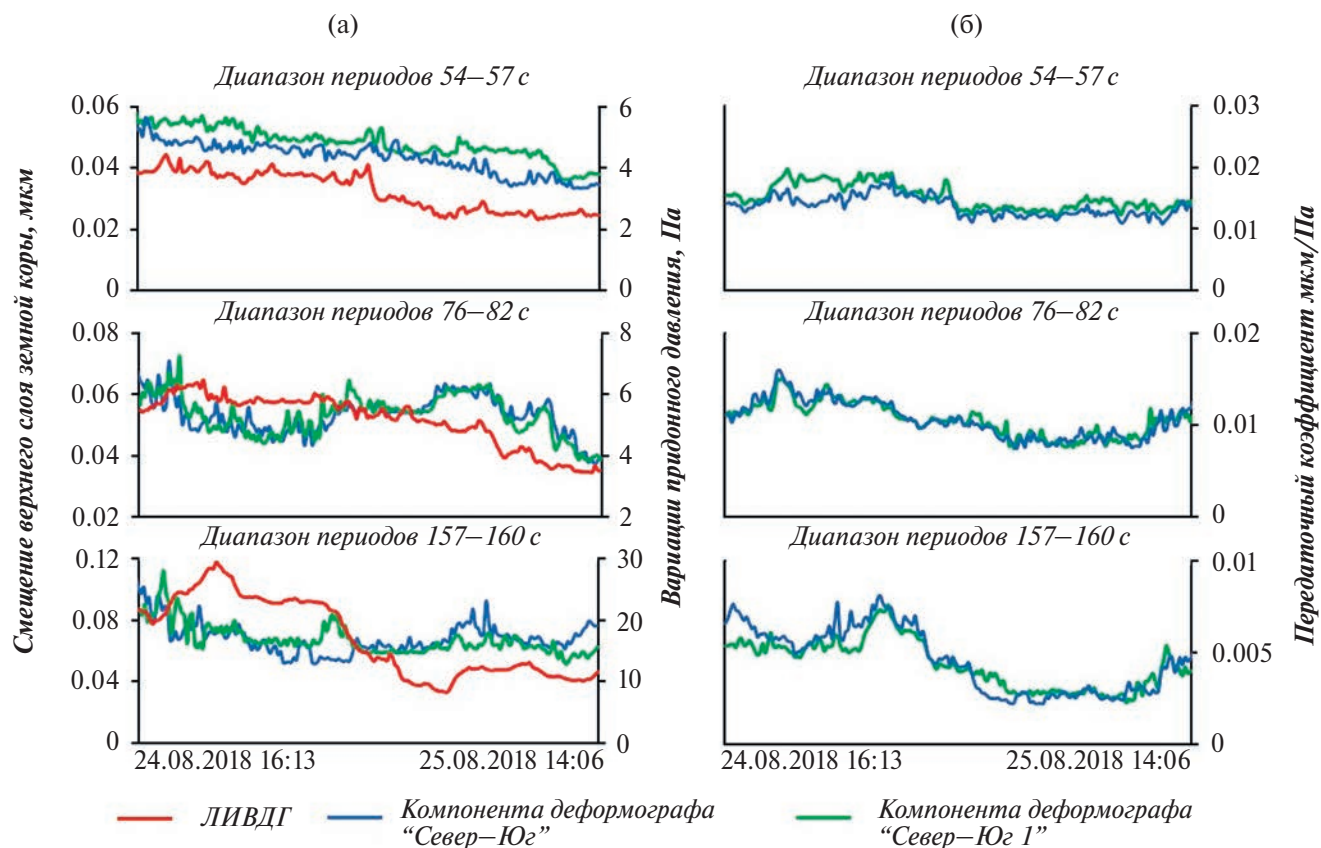


Рис. 3. (а) вариации амплитуд придонного давления и смещений верхнего слоя земной коры и (б) графики вариаций передаточного коэффициента (отношение величины смещений к величине придонного давления) для трёх диапазонов периодов, соответствующих периодам зарегистрированных инфрагравитационных волн.

и имеют амплитудную зависимость друг от друга. Если же рассматривать изменение спектра инфрагравитационных волн во времени, можно увидеть небольшую девиацию периода рассматриваемой гармоник. На рис. 2 представлены спектрограмма с отмеченными временными интервалами в 5 часов, по которым построены спектры, на которых видна данная девиация периода.

Так же на спектрах, представленных на рис. 1 б, присутствуют и другие общие спектральные максимумы, например, 207 и 100 с. Данные максимумы в этом исследовании не принимались в расчёт, так как являлись не стационарными, появлялись и исчезали в течении всего исследуемого временного участка.

Для количественной оценки трансформации придонного давления, создаваемого инфрагравитационными волнами, в упругие колебания земной коры, по всему исследуемому участку были выделены спектральные максимумы амплитуд в нескольких диапазонах периодов, соответствующих зарегистрированным максимумам

с шагом 10 минут. Таким образом мы можем наглядно представить характер влияния придонного давления и его воздействие на микросмещения в земной коре, а для количественной оценки данного процесса мы можем посчитать отношение смещений к величине придонного давления. Таким образом мы получим передаточный коэффициент или коэффициент трансформации и его изменение во времени. Графики изменений спектральных максимумов амплитуды для всех приборов и вариации передаточного коэффициента представлены на рис. 3.

При рассмотрении рис. 3 а можно заметить, что в диапазоне периодов 54–57 с изменения придонного давления и смещения имеют практически линейный характер и прямо пропорциональны, тогда как в более высокопериодных диапазонах присутствует нелинейность. Такую же нелинейность, в тех же диапазонах, можно наблюдать в графиках передаточного коэффициента (рис. 2 б), определяемого как отношение значений смещений верхнего слоя земной коры к вариациям придонного давления. Надо

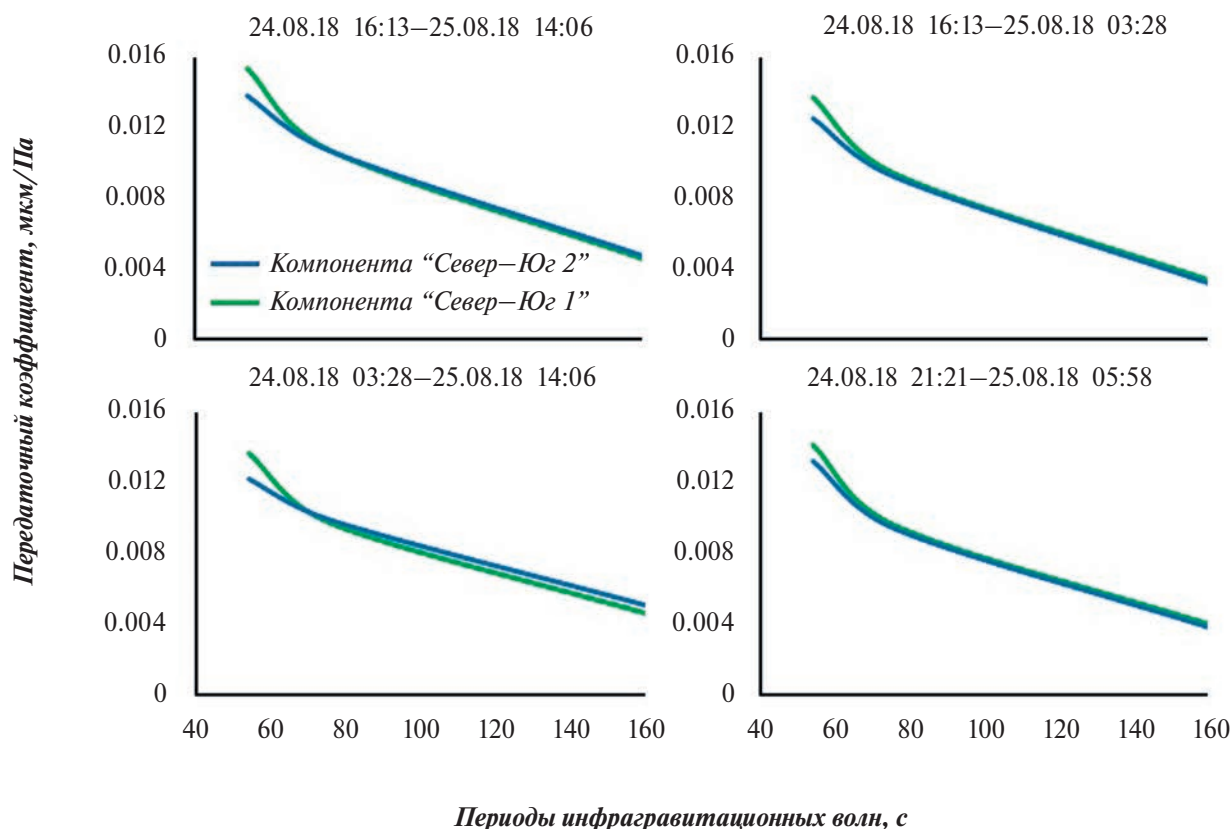


Рис. 4. Зависимость передаточного коэффициента от периода инфрагравитационных волн за разные временные интервалы.

отметить, что значения передаточного коэффициента для компонент деформографа “Север–Юг 1” и “Север–Юг 2” практически совпадают, что подтверждает правильность проведения обработки и расчётов, так как приборы имеют одинаковую длину измерительного плеча и чувствительность, и должны одинаково реагировать на изменение придонного давления. Нелинейность, рассмотренную выше, можно объяснить дисперсией волн зыби при её распространении от точки генерации до точки приёма, если мы рассматриваем образование инфрагравитационных волн как модуляцию волн зыби. Изначально в точку приёма приходит основная группа волн. Большей амплитудой обладают волны, имеющие больший период, они и создают инфрагравитационные волны с периодами 157–160 с, так же имеющие большую амплитуду, чем остальные инфрагравитационные волны. Со временем, в точку приёма начинают приходить волны с меньшим периодом и меньшей амплитуды, что вызывает изменение амплитуд в спектре высокопериодного диапазона в сторону уменьшения. Данное предположение подтверждается при

рассмотрении спектрограммы записи лазерного измерителя давления гидросферы (рис. 1 а).

На рис. 4 представлены графики зависимости средних значений передаточного коэффициента от периода инфрагравитационных волн.

Представленные на рис. 4 графики зависимости передаточного коэффициента, описывающего преобразование вариаций придонного давления в смещения верхнего слоя земной коры, от периодов инфрагравитационных волн, отчётливо видно, что в диапазоне от 160 до 70 с передаточный коэффициент имеет линейный монотонно убывающий характер в сторону увеличения периода. Однако, для периодов 50–70 с заметна небольшая нелинейность, о которой сложно судить в связи нехваткой значений коэффициента для меньших периодов. На рис. 3 специально были представлены графики не только для исследуемого участка полностью, но и графики временных интервалов, находящихся в начале, в конце и в середине основного участка. Это было сделано для того, чтобы наглядно показать, что изменение амплитуд

и периодов во времени не могут повлиять на сам характер передаточного коэффициента.

В качестве заключения можно сделать вывод, что исходя из полученных зависимостей передаточного коэффициента, представленных на рис. 3, вариации придонного давления, создаваемые инфрагравитационными волнами с периодом 160 с, не смотря на их большую амплитуду, вызывают в 2–3 раза меньшие смещения в верхнем слое земной коры, чем более интенсивные вариации придонного давления, вызванные инфрагравитационными волнами меньших периодов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работ выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-27-00678 “Микродеформации земной коры, вызванные морскими инфрагравитационными волнами по данным лазерно-интерференционных приборов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 95 с.
2. Longuet-Higgins M.S. A Theory of the Origin of Microseisms // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 1950. V. 243A. № 857. P. 1–35. DOI: 10.1098/rsta.1950.0012.
3. Munk W.H. Surf beats // Transactions American Geophysical Union. 1949. V. 30. № 6. P. 849–854. DOI: 10.1029/TR030i006p00849.
4. Webb S.C. Broadband seismology and noise under the ocean // Reviews of Geophysics. 1992. V. 36. № 1. P. 105–142. DOI: 10.1029/97RG02287.
5. Ковалев Д.П., Долгих Г.И., Шевченко Г.В. Возбуждение низкочастотных микросейсм инфрагравитационными волнами на юго-восточном побережье о. Сахалин // ДАН. 2015. Т. 461. № 4. С. 451–454. DOI: 10.7868/S0869565215100199.
6. Табулевич В.Н., Попитов В.А., Пономарев Е.А., Сорокин А.Г., Дреннова Н.Н. Регистрация мощных циклонов с помощью наблюдений на сейсмических станциях // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 571–576.
7. Долгих Г.И., Овчаренко В.В. “Шум” земли в диапазоне инфрагравитационных морских волн // ДАН. 2008. Т. 422. № 2. С. 250–253.
8. Dolgikh G, Budrin S, Dolgikh S., Plotnikov A. Super-sensitive Detector of Hydrosphere Pressure Variations // Sensors. 2020. V. 20. №. 23. P. 6998. DOI: 10.3390/s20236998
9. Долгих Г.И., Бутырин П.Г., Долгих С.Г., Дягилев Р.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Регистрация инфразвуковых деформационных возмущений пространственно разнесенными лазерными деформографами // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 376–379.

TRANSFORMATIONS OF THE BOTTOM PRESSURE VARIATIONS, GENERATED BY MARINE INFRAGRAVITY WAVES INTO DISPLACEMENTS OF THE UPPER LAYER OF THE EARTH'S CRUST. QUANTITATIVE ASSESSMENT

Academician of the RAS **G. I. Dolgikh, S. S. Budrin[#], S. G. Dolgikh**

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russian Federation*

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

A quantitative assessment of the transformation of the bottom pressure variations, generated by infragravity waves into displacements of the upper layer of the Earth's crust has been made on the basis of experimental data, obtained with a laser meter of hydrosphere pressure variations and two laser strainmeters. The dependence of the coefficient of transformation of bottom pressure into elastic vibrations of the Earth's crust on the periods of infragravity waves was determined.

Keywords: infragravity waves, microseisms, laser meter of hydrosphere pressure variations, laser strainmeter

УДК 541.465 (262.5)

О ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ РАСТВОРЁННОГО КИСЛОРОДА В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ЧЁРНОГО МОРЯ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН А. Б. Полонский*, А. А. Валле

Поступило 14.09.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 15.01.2024 г.

По архивным данным за период с 1923 по 2022 гг. анализируется долгопериодная (междесятилетняя и межгодовая) изменчивость концентрации растворённого кислорода и температуры в поверхностном слое Чёрного моря в весенний гидрологический сезон (с мая по июнь). Выявлено, что с 1923 по 1932 гг. на Северо-Западном шельфе и в открытой части Чёрного моря наблюдались самые низкие концентрации кислорода за весь период инструментальных наблюдений (примерно 100 лет). Отрицательные аномалии величины растворённого кислорода превысили (по абсолютной величине) соответствующие аномалии, отмеченные в период эвтрофикации вод Чёрного моря последних десятилетий 20-го века. Основная причина обнаруженных экстремальных аномалий в 1920-е годы — повышение температуры поверхностного слоя вод Чёрного моря в этот период.

Ключевые слова: характеристики поверхностных вод Чёрного моря, концентрация растворённого кислорода, климатическая изменчивость температуры, эвтрофикация

DOI: 10.31857/S2686739724050158

ВВЕДЕНИЕ

Чёрное море — это крупнейшее в мире внутреннее море, не имеющее прямого выхода к океану, в которое поступает поверхностный сток почти с трети всей площади континентальной Европы. В результате Чёрное море подвергается постоянному интенсивному антропогенному воздействию. В течение последних нескольких десятилетий 20-го столетия возрастающее количество промышленных, сельскохозяйственных и бытовых отходов, непосредственно сбрасываемых 17-ю европейскими странами в реки, впадающие в Чёрное море, и другие виды антропогенной нагрузки привели к катастрофической деградации черноморской экосистемы. Это проявилось, в частности, в эвтрофикации вод Чёрного моря [1–6]. Признаки эвтрофикации стали проявляться в прибрежных районах Северо-Западной и западной частей Чёрного моря в конце 1960-х—начале 1970-х годов, в первую очередь, в виде увеличения массы фитопланктона,

а также, частоты и масштабов цветения водорослей. Затем эвтрофикация распространилась на весь Северо-Западный шельф моря, а позднее и на открытые участки акватории [4–9]. Эвтрофикация привела к снижению концентрации растворённого кислорода из-за большого количества разлагающегося фитопланктона. Поэтому аномальное падение концентрации растворённого кислорода иногда рассматривается в качестве одного из признаков эвтрофикации. Вместе с тем, растворимость кислорода напрямую зависит от температуры воды и варьируется в широких пределах в результате региональных климатических изменений [10]. Накопленные архивные данные за приблизительно 100-летний период позволяют проанализировать долговременные изменения концентрации растворённого кислорода и её связь не только с эвтрофикацией, но и с вариациями температуры поверхностного слоя вод Чёрного моря. Результаты краткого анализа этих данных представлены в настоящей работе. Будет показано, что около 100 лет тому назад содержание растворённого кислорода в поверхностном слое вод Чёрного моря было аномально низким и, в основном, определялось потеплением верхнего слоя вод.

Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия

**E-mail: apolonsky5@mail.ru*

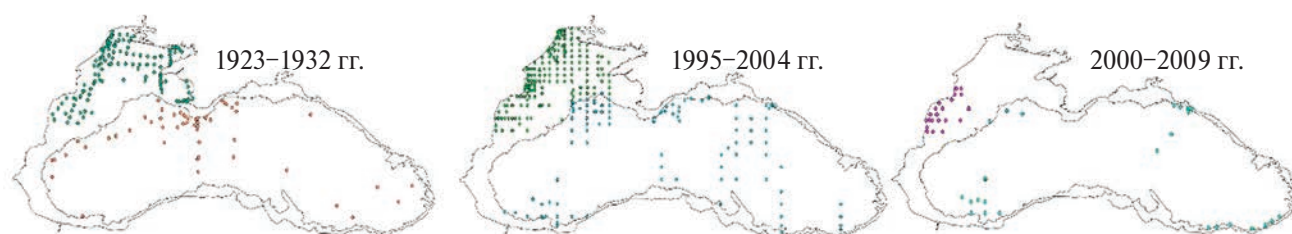


Рис. 1. Пространственное распределение данных по кислороду, растворённому в верхнем слое вод Чёрного моря, для 3-х временных периодов с наименьшей плотностью наблюдений.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Анализ проводился по данным о температуре и концентрации растворённого кислорода в поверхностном слое (0–5 м) вод Чёрного моря для весеннего гидрологического сезона (с мая по июнь) с 1923 по 2022 гг. Для анализа использовались данные по концентрации растворённого кислорода и температуры, полученные как при выполнении судовых наблюдений, так и буями-профилемерами Argo из банка данных института Природно-технических систем [11]. Северо-Западный шельф и глубоководная (ограниченная изобатой 1000 м) часть моря анализировались по отдельности (рис. 1). Выбор анализируемого сезона был обусловлен хорошо известным фактом о максимальном влиянии речного стока на гидролого-гидрохимические характеристики верхнего слоя вод Чёрного моря в период с мая по июнь. Причём это влияние наиболее выражено на Северо-Западном шельфе, куда поступает около 75% всего речного стока черноморского бассейна [12–15].

Данные наблюдений распределены по акватории Чёрного моря крайне неравномерно. На Северо-Западном шельфе моря плотность наблюдательной сети существенно больше, чем в глубоководной части (табл. 1). На рис. 1 представлены наименее обеспеченные наблюдениями периоды, в целом подтверждающие этот факт.

Для анализа долгопериодных тенденций в изменении температуры и растворённого кислорода данные усреднялись по каждой области (северо-западный шельф и глубоководная акватория) за май и июнь каждого десятилетия, начиная с 1955 г. со сдвигом в 5 лет. Отдельно проводилось осреднение за период с 1923 по 1932 гг., когда было выполнено несколько широкомасштабных съёмок, позволяющих получить оценку средних величин концентрации растворённого

кислорода и температуры поверхностного слоя вод для обеих частей акватории Чёрного моря.

В рассматриваемый период (1923–2022 гг.) основным способом определения концентрации растворённого кислорода являлся метод Винклера. Типичная абсолютная погрешность этого метода составляет 10 μM [16], а относительная — изменяется от величины порядка нескольких процентов (при высоких концентрациях кислорода в сотни μM) до 30% и более (при низких концентрациях) [17]. С 2010 года появились автономные буи-профилемеры Argo, которые начали регулярно измерять концентрацию растворённого кислорода в Чёрном море в режиме зондирования. Абсолютная погрешность измерений содержания кислорода с помощью этих буйев составляет около 5 μM [18].

Пространственно-временное осреднение данных производилось двумя следующими способами. Во-первых, среднее по пространству получалось простым арифметическим осреднением всех измеренных величин по каждой из двух частей акватории моря и для каждого анализируемого периода времени (т.е., для каждого года и месяца отдельно с дальнейшим усреднением по десятилетиям). Во-вторых, вначале производилась интерполяционная процедура с использованием метода оптимальной интерполяции для каждого года и месяца отдельно. Затем полученные в узлах регулярной сетки проинтерполированные значения усреднялись по каждой из акваторий. В обоих случаях средние значения за май–июнь каждого года по обеим частям акватории получались простым усреднением среднемесячных величин. В настоящем сообщении из-за ограничений на допустимый объём статьи будут приведены результаты, полученные с использованием первого способа. Отметим вместе с тем, что основные выводы работы не зависят от способа усреднения данных измерений.

Таблица 1. Количество данных по температуре и концентрации растворённого кислорода в разные десятилетия в глубоководной части и в Северо-Западном шельфе Чёрного моря, доступных в базе данных [11]

Десятилетия	Количество лет в каждом десятилетии, охваченные измерениями				Кол-во данных			
	Глубоководная часть		Северо-Западная часть		Глубоководная часть		Северо-Западная часть	
	O ₂	T	O ₂	T	O ₂	T	O ₂	T
1923–1932	9	9	5	9	71	157	162	361
1955–1964	10	10	9	10	779	1675	550	941
1960–1969	10	10	10	10	931	1293	811	1245
1965–1974	10	10	10	10	918	995	774	1455
1970–1979	10	10	10	10	704	1130	760	3193
1975–1984	10	10	10	10	982	1389	867	4135
1980–1989	10	10	10	10	1946	3007	2014	4952
1985–1994	9	10	10	10	1651	3324	2272	4848
1990–1999	7	10	10	10	532	1234	963	2403
1995–2004	5	8	9	9	310	453	212	807
2000–2009	6	6	3	4	109	329	48	163
2005–2014	6	10	–	–	224	997	–	–
2010–2019	7	10	–	–	510	4131	–	–
2015–2022	5	10	–	–	434	4033	–	–

Кроме описанных выше архивных материалов использовались спутниковые данные о температуре поверхности моря (ТПМ), любезно предоставленные А.Н. Серебренниковым, и стандартные измерения ТПМ на морской гидрометеорологической станции в Одессе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

Междесятилетний временной ход концентрации растворённого в верхнем слое вод кислорода на Северо-Западном шельфе и в глубоководной

части Чёрного моря указывает на её квазипериодическую изменчивость (рис. 2).

На Северо-Западном шельфе междесятилетняя изменчивость характеризуется следующими особенностями. В период 1923–1932 гг. наблюдались самые низкие значения растворённого кислорода – 261 μM . После 1932 г. и до середины 50-х годов необходимое (для надёжного выделения междесятилетних вариаций кислорода) количество данных отсутствовало. Затем, до второй половины 80-х годов содержание кислорода в верхнем слое в целом росло (до 330 μM , если не считать незначимого падения концентрации растворённого кислорода в одно из десятилетий этого периода). С конца 1980-х и до начала 2000-х годов происходило понижение концентрации кислорода до 290 μM . С начала 2000-х годов содержание растворённого кислорода увеличивается (рис. 2).

В глубоководной части Чёрного моря междесятилетняя изменчивость концентрации растворённого кислорода характеризуется закономерностями, близкими к описанным выше (рис. 2). Самые низкие концентрации кислорода (256 μM) были зафиксированы в глубоководной части моря в период с 1923 по 1932 гг. После 1955 года на протяжении примерно 40 лет происходил рост концентрации растворённого кислорода (до 295 μM), а затем началось её падение (до 267 μM в первом десятилетии 21 века), сменившееся продолжающимся до настоящего времени увеличением концентрации растворённого кислорода.

Вместе с тем, между глубоководной частью моря и его Северо-Западным шельфом есть два важных различия. Во-первых, в целом содержание растворённого кислорода в верхнем слое вод Северо-Западной части моря существенно больше, чем в открытой части бассейна. В 1923–1932 гг. концентрация растворённого кислорода в открытой части моря была меньше, чем на Северо-Западном шельфе на 5 μM . В другие десятилетия разница между концентрацией растворённого кислорода на шельфе и в глубоководной части моря доходила до величин ~35 μM . Во-вторых, вторичный минимум концентрации растворённого кислорода в глубоководной части моря начала 21 века наблюдался позже, чем в его Северо-Западной части. Эти факты подтверждают, что на междесятилетнюю изменчивость концентрации растворённого кислорода в Чёрном море существенное влияние действительно оказывают характеристики речного стока и эвтрофикация конца 20 века.

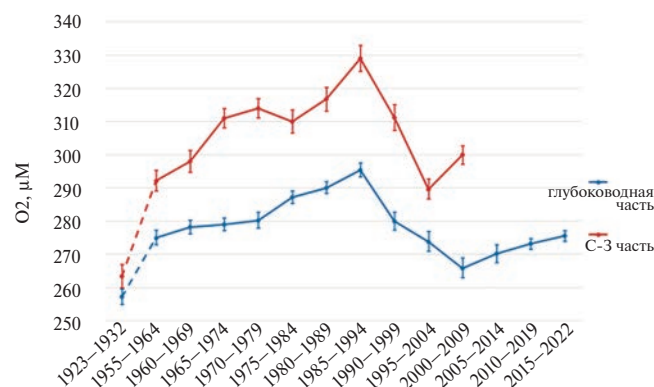


Рис. 2. Междесятилетняя изменчивость концентрации растворённого кислорода в поверхностном слое глубоководной части Чёрного моря и на Северо-Западном шельфе (показано соответственно синим и красным цветами) в мае–июне. Вертикальные отрезки — 95%-й доверительный интервал.

Для дальнейшего анализа причин долгопериодной изменчивости концентрации растворённого в поверхностном слое вод кислорода её временной ход сравнивался с вариациями температуры этого слоя.

На рис. 3 хорошо видно, что с 1923 по 1932 гг. (когда содержание кислорода в поверхностном слое было минимальным) наблюдались высокие значения ТПМ в весенний период — до 18°C и более. При этом коэффициент корреляции между межгодовыми изменениями весенней температуры поверхностного слоя вод на Северо-Западном шельфе (в глубоководной части Чёрного моря) и концентрации растворённого кислорода в 1923–1932 гг. составил -0.91 (-0.81). Такие высокие (и значимые, более чем на 95%-ом доверительном уровне) отрицательные коэффициенты корреляции между весенними вариациями температуры и концентрации кислорода, растворённого в поверхностном слое вод, не наблюдались ни в одно из последующих десятилетий. Более того, на протяжении значительной части анализируемого периода, начиная со второй половины 1950-х гг., соответствующие коэффициенты корреляции были незначимы даже на 90%-м доверительном уровне. Исключение составляет временной отрезок с конца 1980-х до первого десятилетия 2000-х гг., когда наблюдалось повышение температуры поверхностного слоя вод и понижение концентрации растворённого кислорода, а коэффициент корреляции между этими параметрами в Северо-Западной части (значимый на 90%-м доверительном уровне) достиг -0.41 .

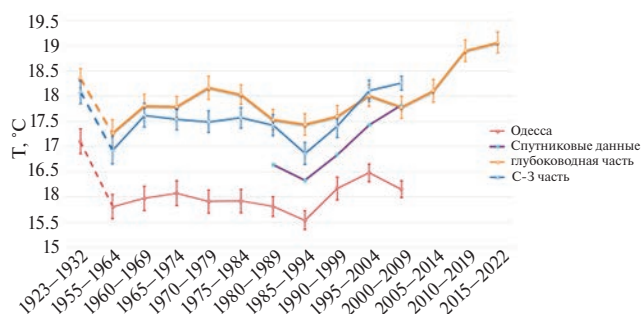


Рис. 3. Междесятилетняя изменчивость температуры поверхности в мае–июне в глубоководной части Чёрного моря и на Северо-Западном шельфе (по данным контактных измерений, показано соответственно оранжевым и синим цветами), на Северо-Западном шельфе (по спутниковым данным, показано фиолетовым цветом) и на гидрометеорологической станции в Одессе (дано красным цветом). Вертикальные отрезки — 95%-й доверительный интервал.

Отметим, что в весенне-летний период корреляция вариаций температуры и концентрации растворённого кислорода в поверхностном слое Чёрного моря (а, особенно, в его Северо-Западной части) по данным большинства авторов, проанализировавших результаты измерений второй половины 20-го века, не очень велика. Причина слабой коррелированности этих параметров между собой заключается в том, что на изменчивость поля кислорода сильно влияют вариации стока рек, характеризующихся кислородным режимом, отличным от режима вод морской акватории, а также интенсивность развития фотосинтетических и биогеохимических процессов, в значительной степени определяющих кислородный режим верхнего слоя моря [10, 19]. Поэтому максимальные абсолютные величины коэффициента корреляции между ежегодными весенними величинами ТПМ и O_2 , рассчитанные по экспериментальным данным 20–30-х гг. прошлого столетия и превышающие по абсолютной величине $0.8 \div 0.9$, можно считать нетипичными, по крайней мере, для современного климатического состояния Чёрного моря (в отличие от зимнего периода, см., например, [10]).

Подчеркнём, что до середины 90-х гг. температура поверхностного слоя вод Северо-Западной части Чёрного моря в весенний период была ниже, чем в глубоководной части моря. Затем произошло быстрое повышение температуры поверхностных вод в море, особенно выраженное на Северо-Западном шельфе. В результате в первом десятилетии 21 века температура поверхности на Северо-Западном шельфе превысила соответствующую температуру глубоководной

части моря (рис. 3). При этом концентрация растворённого кислорода в Северо-Западной части бассейна оставалась выше, чем в открытой части моря (рис. 2). Резкое падение концентрации растворённого кислорода, в большей степени связанное с эвтрофированием вод (но частично обусловленное и повышением температуры), произошло вначале на Северо-Западном шельфе, а затем и на открытой частях акватории.

Таким образом, экстремально низкие концентрации растворённого кислорода в Чёрном море в 1920-е — начале 1930-х годов главным образом явились следствием повышения температуры поверхностных вод в этот период, в отличие от эвтрофикации последних десятилетий 20-го столетия, послужившей основной причиной повторного падения концентрации растворённого кислорода. Этот результат не зависит от способа осреднения данных наблюдений и статистически значим, хотя конкретные численные оценки, конечно, зависят от процедуры усреднения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ долгопериодной изменчивости концентрации растворённого кислорода в весенний период в поверхностном слое вод глубоководной части Чёрного моря и на Северо-Западном шельфе по архивным данным 1923–2022 гг. выявил, что в этот период на всей акватории моря наблюдались самые низкие за последние 100 лет концентрации кислорода. В первую очередь, это связано с прогревом поверхностных вод в указанный период. Второй минимум концентрации растворённого кислорода приходится на конец 20-го—начало 21-го вв. Главная причина его появления — эвтрофикация вод, начавшаяся с северо-западного шельфа и распространившаяся затем на внутренние участки акватории моря. Во второй половине 20-го—начале 21-го вв. произошло очень существенное изменение в тесноте связи вариаций температуры и концентрации растворённого кислорода в поверхностном слое Чёрного моря по сравнению с 20–30-ми гг. 20-го века. В первой трети 20-го века абсолютные величины коэффициента корреляции между ежегодными весенними величинами ТПМ и O_2 превышали по абсолютной величине $0.8 \div 0.9$. Во второй половине 20-го—начале 21-го вв. соответствующий коэффициент корреляции был либо как минимум вдвое меньше, либо вообще незначим (даже на 90%-м доверительном уровне).

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем искреннюю благодарность рецензенту за полезные замечания, учёт которых позволил улучшить качество рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИПТС по теме “Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов” (№ госрегистрации 121122300074-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев Ю. П., Гаркавая Г. П., Нестерова Д. А., Полищук Л. Н. Дунай — основной источник эвтрофирования Черного моря // Гидробиол. журн. 1989. Т. 25. Вып. 4. С. 21–23.
2. Mee L. D. The Black Sea in crisis: the need for concerted international action // *Ambio*. 1992. V. 21. P. 278–286.
3. Zaitsev Y. P. Impact of eutrophication on the Black Sea fauna // *Etudes et Revue-Conseil General des Peches pour la Mediterranee (FAO)*. 1994.
4. Nixon S. W. Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns // *Ophelia*. 1995. V. 41. № 1. P. 199–219.
<https://doi.org/10.1080/00785236.1995.10422044>
5. Zaitsev Y. P., Alexandrov B. G. Recent man-made changes in the Black Sea ecosystem // *Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea*. 1997. P. 25–31.
6. Vinogradov M. E., Shushkina E. A., Mikaelyan A. S., Nezlin N. P. Temporal (seasonal and interannual) changes of ecosystem of the open waters of the Black Sea. *Environmental Degradation of the Black Sea, Challenges and Remedies*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. P. 109–129.
7. Yunev O. A., Vedernikov V. I., Basturk O. Long-term variations of surface chlorophyll-a and primary production in the open Black Sea // *Marine ecology progress series*. 2002. V. 230. P. 11–28.
8. Yunev O. A., Suetin V., Suslin V., Moncheva S. Long-term changes in the Black Sea surface chlorophyll-a according to in situ and modern satellite data // *Elsevier Oceanography Series*. Elsevier, 2003. V. 69. P. 168–173.
9. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология / Под ред. Зайцева Ю. П., Александрова Б. Г., Миничевой Г. Г. Киев: Наукова думка. 2006. 701 с. Екосистема узмор'я Української

- дельты Дунаю / Відп. ред. Л. В. Воробйова. Одеса: Астропринт, 1998. 332 с.
10. Полонский А. Б., Котолупова А. А. О долгопериодной изменчивости кислорода, растворенного в верхнем слое вод Черного моря // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 228–232. DOI: 10.7868/S0869565217260231.
 11. Мельников В. В., Полонский А. Б., Котолупова А. А. и др. GIS Института природно-технических систем // Системы контроля окружающей среды. 2016. Вып. 4 (24). С. 49–55.
 12. Добржанская М. А. Закономерности пространственного распределения кислорода на различных глубинах Черного моря. / В сб: Океанографические исследования Черного моря. Киев: Наук. думка, 1967. С. 154–169.
 13. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1: (Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова, Э. И. Альтмана). Л.: Гидрометеиздат, 1991. 430 с.
 14. Özsoy E., Ünlüata U. Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results // Earth-Sci. Rev. 1997. V. 42. P. 231–272.
 15. Валле А. А., Гребнева Е. А., Полонский А. Б. Анализ сезонной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик поверхностных вод северо-западной части Черного моря // Системы контроля окружающей среды. 2020. № 3 (41). С. 39–48. DOI: 10.33075/2220-5861-2020-3-39-48
 16. Безбородов А. А., Еремеев В. Н. Черное море. Зона взаимодействия аэробных и анаэробных вод. Севастополь: МГИ АНУ, 1993. 299 с.
 17. Каверин А. В. Химический метод Винклера для определения растворенного кислорода. 2014. <http://masters.donntu.ru/2011/fkita/prokofeva/library/article8.htm> (дата обращения: 01.09.2023).
 18. Gruber N., Doney S. C. Adding Oxygen to Argo: Developing a Global In Situ Observatory for Ocean Deoxygenation and Biogeochemistry. 2010.
 19. Юнев О. А. Вторичная эвтрофикация черноморского шельфа // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 2. С. 80–91. DOI: 10.22449/2413-5577-2020-2-80-91.

ON THE REASONS FOR THE LONG-TERM VARIABILITY OF THE DISSOLVED OXYGEN CONCENTRATION IN THE UPPER LAYER OF THE BLACK SEA

Corresponding Member of the RAS A. B. Polonsky[#], A. A. Valle

Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russian Federation

[#]*E-mail: apolonsky5@mail.ru*

According to archival data for the period from 1923 to 2022 long-term (interdecadal and interannual) variability of dissolved oxygen concentration and temperature in the surface layer of the Black Sea in the spring hydrological season (from May to June) is analyzed. It was revealed that from 1923 to 1932 on the northwestern shelf and in the open part of the Black Sea, the lowest oxygen concentrations were observed over the entire period of instrumental observations (approximately 100 years). Negative anomalies in dissolved oxygen exceeded (in absolute value) the corresponding anomalies noted during the period of eutrophication of the Black Sea waters in the last decades of the 20th century. The main reason for the extreme anomalies discovered in the 1920s is the increase in the temperature of the surface layer of the Black Sea waters during this period.

Keywords: water characteristics of the Black Sea surface, dissolved oxygen concentration, climate temperature variability, eutrophication

УДК 551.510.411; 551.513.22; 551.551.21

О СТРУКТУРЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ ВБЛИЗИ ПОВЕРХНОСТИ В КОНВЕКТИВНЫХ УСЛОВИЯХ

© 2024 г. Е. А. Малиновская*, О. Г. Чхетиани, Г. В. Азизян

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 23.12.2023 г.

Поступило 23.12.2023 г.

После доработки 29.01.2024 г.

Принята к публикации 05.02.2024 г.

Проведены измерения температурных пульсаций в условиях летней жаркой погоды в приповерхностном слое воздуха на опустыненной территории с использованием проволочных датчиков, распределённых пространственно и по высоте с частотой регистрации 1000 Гц. Для степенных спектров для частот, расположенных ниже области инерционного интервала “ $-5/3$ ”, отмечаются наклоны со значениями от “ -1 ” до “ -1.35 ” (масштабы: 0.2–2 м). На частотах выше инерционного интервала (масштабы: 0.01–0.1 м) наклоны варьируются от “ -4.2 ” до “ -5.8 ”. В отдельных эпизодах на частотах меньше 0.1–0.3 Гц наблюдаются наклоны от “ -0.2 ” до “ -0.85 ”. Исходя из уравнений движения в приближении Буссинеска, получены оценки для наблюдаемых наклонов спектров: “ -1 ”, “ $-4/3$ ”, “ $-7/3$ ”, характерных для термически стратифицированной среды. С использованием качественного (визуального) метода при разных временах осреднения сигнала (1, 10, 200 с) выявлено возникновение термоконвективных структур “рэмпов” временной протяженностью в 0.3–1 с, которые составляют при более крупном осреднении рэмп длиной 1–10 с.

Ключевые слова: конвекция, температурные пульсации, спектры турбулентности, “рэмп” структуры

DOI: 10.31857/S2686739724050162

ВВЕДЕНИЕ

Конвекция над нагретой поверхностью возникает в результате подъёма более тёплых объёмов воздуха (plum) [1]. Плотность распределения конвективных элементов связывается с пульсациями температуры [2] и концентрации пылевого аэрозоля. С высотой усиливаются пульсации вертикальной компоненты скорости [3], отмечается возрастание коррелированности пульсаций скорости и температуры воздушного потока [4]. В данных измерений, как температуры, так и скорости, обнаруживаются треугольные пилообразные всплески, называемые “рэмпам” [5], которые визуально заметно отделены друг от друга [6]. Размеры и распределение рэмпов для температурных пульсаций позволяют судить о структурах в конвективном тепловом потоке [7]. Постоянно возникающие конвективные образования вихревой природы обеспечивают основной перенос тепла и вынос субмикронного

аэрозоля в условиях сильного нагрева поверхности на опустыненных участках.

Исследование статистических свойств пульсационных составляющих позволяет судить о роли различных динамических механизмов формирования структур. Одними из основных характеристик здесь являются спектры распределений пульсаций скорости и температуры по частотам (масштабам). Область масштабов, в которой наблюдаются классические “ $-5/3$ ”, является ограниченной [8]. Так, степени наклонов спектров заметно отличаются для логарифмического, динамико-конвективного подслоёв и подслоя свободной конвекции [8] в атмосферном пограничном слое (АПС) на высотах до 50 м и демонстрируют наклоны “ -1 ” и “ $-5/3$ ”.

По данным наблюдений SABLES98 в нижней атмосфере над плоским однородным рельефом для условий устойчивой и неустойчивой стратификации [9] наблюдались спектры, где участку “ $-5/3$ ”, предшествовали как меньшие, так и большие степенные наклоны. Спектр “ $-2/3$ ” наблюдался в естественных конвективных условиях на территории лишенной растительности при

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия
*E-mail: elen_am@inbox.ru

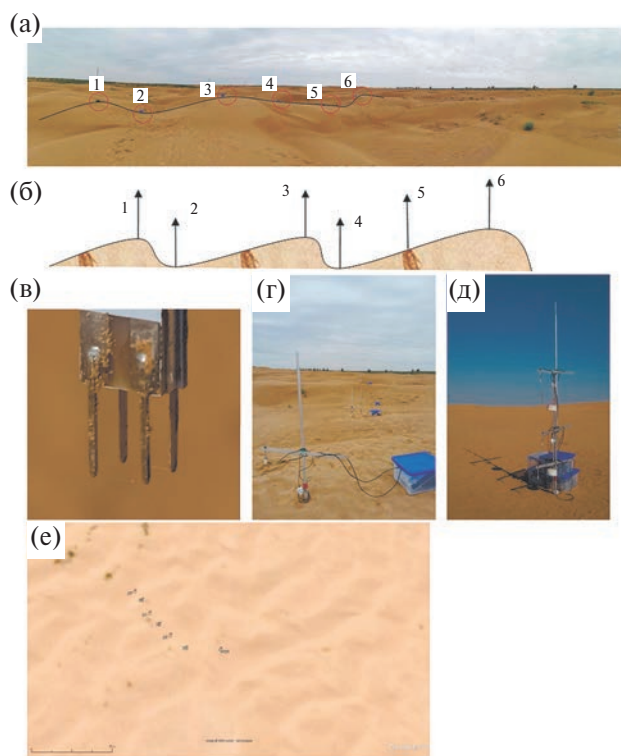


Рис. 1. Схема расстановки 2-метровых мачт и установка датчиков пульсационного измерительного беспроводного комплекса (панорама, вдоль линии, вблизи, на спутниковом снимке) и иллюстрация реализации второго эксперимента с датчиками на разной высоте.

измерениях на высотах от 1.5 м до 30 м [10]. Упомянуты различные спектры, построенные для данных полевых измерений [11].

Теоретические оценки степенных спектров показывают, что при разных условиях возможны наклоны $-5/3$, -1 , $-(2-5)$ ([12]) и -1 , $-4/3$ ([13]), -5 [14].

Отметим, что известные измерения естественной конвекции в большинстве случаев проводились на высотах, выше 1.5 м над поверхностью над различными территориями в условиях нежаркой погоды (весна — начало лета) (например, [8–10]).

В настоящей работе представлены исследования статистических свойств пульсационных составляющих температуры в конвективных условиях измеренных на высотах 20 и 80 см в летнее время с поверхностью нагретой до $30-50^{\circ}\text{C}$ на опустыненных песчаных территориях при отсутствии растительности.

Во втором разделе описывается территория и методика измерений, влияющие на получаемые

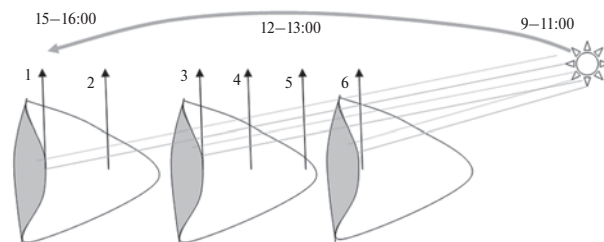


Рис. 2. Изменение угла падения лучей солнца на поверхность (схема движения солнца).

результаты факторы, такие как зависимости от времени дня и мест расположения измерительных датчиков. В третьем разделе проведено сравнение спектров температурных пульсаций для различных условий — ясное небо, облачность, высоты и положения на дюне (тень, вершина). В четвёртом разделе приведены оценки, объясняющие наблюдаемые наклоны для спектров пульсаций вблизи нагретой поверхности. В пятом разделе проводится качественный визуальный анализ возникновения самоподобных конвективных структур.

В комплексных экспедиционных исследованиях ИФА им. А.М. Обухова РАН, проводимых на территории Черноземельского района республики Калмыкия в 2022 г. помимо измерений потоков аэрозоля и метеовеличин [2] определялись пульсации температуры и скорости. Для этого региона (Прикаспийская низменность) характерны полупустынные ландшафты с обширными участками песков со сформированным устойчивым дюнным рельефом. Использовался разработанный пульсационный беспроводной измерительный комплекс с 6 термометрами переменного тока и 6 термоанемометрами постоянной температуры, работающих на основе проволоочных датчиков, изготовленных из позолоченной вольфрамовой проволоки толщиной 10 мкм. Частота регистрации данных пульсационных датчиков соответствует 1000 Гц. Исследования проводились в естественных условиях, поэтому при выборе данных для анализа учитывалось влияние облачности и орография поверхности: возникновение турбулентных структур при обтекании и затенения участков при изменении угла падения солнечных лучей (неоднородности распределения температуры). Поверхность нагревается в утренние часы до $25-26^{\circ}\text{C}$ с градиентом температур поверхности до 9°C , к вечеру достигает 66°C , а градиент температур 30°C [15, Fig. 3].

В 2022 году дюны на участке измерений располагались таким образом, что один их склон

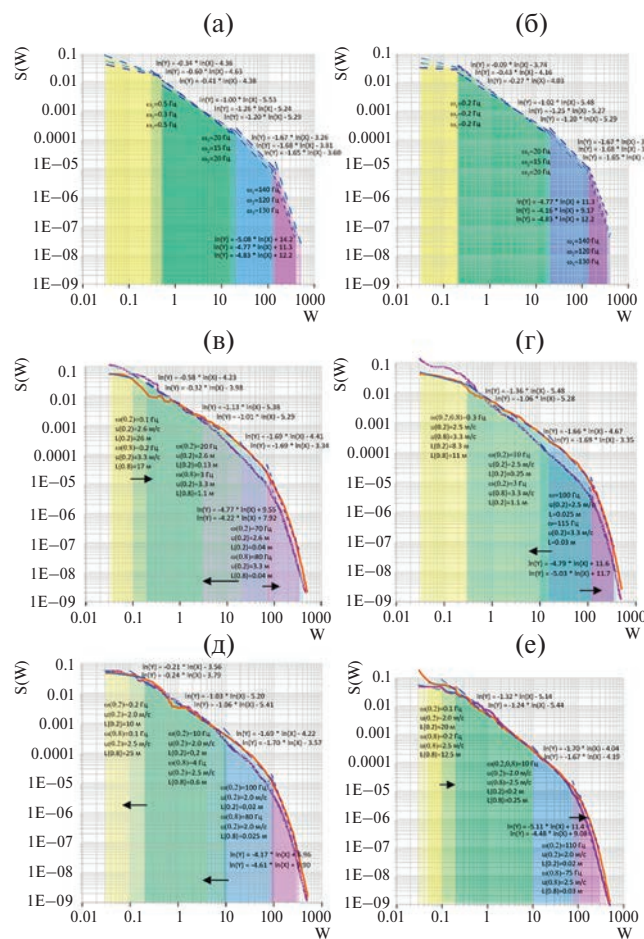


Рис. 3. Спектры температурных пульсаций: (а) 22.07 в 12:00 точки 1–3; (б) 22.07 в 13:00 точки 1–3, (в) 28.07 в 12:00 на высотах 20 и 80 см, (г) 29.07 в 13:00 на высотах 20 и 80 см, (д) 28.07 в 10:00 на высотах 20 и 80 см, (е) 29.07 в 11:00 на высотах 20 и 80 см (ω – частота, $u(20)$).

находился в тени, другой нагревался солнцем, теневые области возникали в интервалах времени с 8:00 до 11:00 и с 15:00 до 18:00 (рис. 2). Разность температур на солнечном и теневом склонах с 9:00 до 11:30 на высоте 20 см достигает 6 градусов. Максимальные температуры воздуха в измерительной компании 2022 г. были близки к 39°C.

Для трёх дней наблюдений (22.07, 28.07 и 29.07) по данным динамики потока падающей радиации выявлено, что 22.07 и 29.07 в целом отсутствует облачность. 28.07 особые моменты времени с падением солнечной радиации с 10:00 до 10:30 и с 11:30 до 12:00.

Эти различные состояния учитываются в представленных исследованиях.

Спектры строились по 20-минутным интервалам для пульсационных составляющих температуры, определяемых после вычета подобранного для данной задачи 2-минутного среднего. При подборе рассматривались осреднения с увеличением интервала частот от 0.02 до 1 Гц при смещении в сторону высоких значений.

При анализе спектров исходим из того, что формирующие их случайные термовихревые структуры генерируются разогретой поверхностью и их (наблюдаемые) размеры зависят:

- от места расположения на дюне (тень, вершина);
- высоты расположения датчика относительно поверхности;
- испытывают влияние облачности.

Для трёх точек при распределенном измерении на распределенных мачтах в моменты времени 12 и 17:00 отмечаем похожую структуру спектров (рис. 3 а, б) для разных точек. Расхождения в большей степени становятся заметными при возникновении разности температур, как это показано для 17:00 (рис. 3 б).

Спектры температурных пульсаций на разных высотах 20 и 80 см имеют близкую структуру (рис. 3 в–е). Расхождения появляются после интервала с прохождением облачности 28.07 в 12:00 (рис. 3 в) и в солнечный день 29.07 в 11:00 (рис. 3 е), когда отмечаются существенные вариации температур.

Выделяются 3 спектральных диапазона с пиками в диапазоне частот ω : 0.1–1, 10–200 Гц. Это соответствует временам 0.1–10 с и 0.005–0.01 с (рис. 3). Степени наклона в первых двух диапазонах “–1” и “–5/3” соответственно. Степень наклона в третьем диапазоне варьируется от –2.5 (–7/3) до –5.5 (–17/3). В отдельных эпизодах на частотах меньше 0.1–0.3 Гц наблюдаются наклоны от “–0.2” до “–0.85”.

Степени наклона, близкие к “–5/3” меняются в течение дня незначительно (рис. 4 б). Для степеней, близких к “–1” (рис. 4 а) отмечаем значительное расхождение значений (на 20%) для дня с облачностью после обеда на высоте 20 см степень соответствует “–1”, а на высоте 80 см – “–4/3” (~–1.3). Для ясного дня значения на высотах 20 и 80 см отличаются на 3–10%. Наибольшее отличие около 12:00, степени наиболее близки к “–1”. В другое время степени варьируются от –1.1 до –1.2.

С использованием данных акустического термометра, расположенного на высоте 2 м,

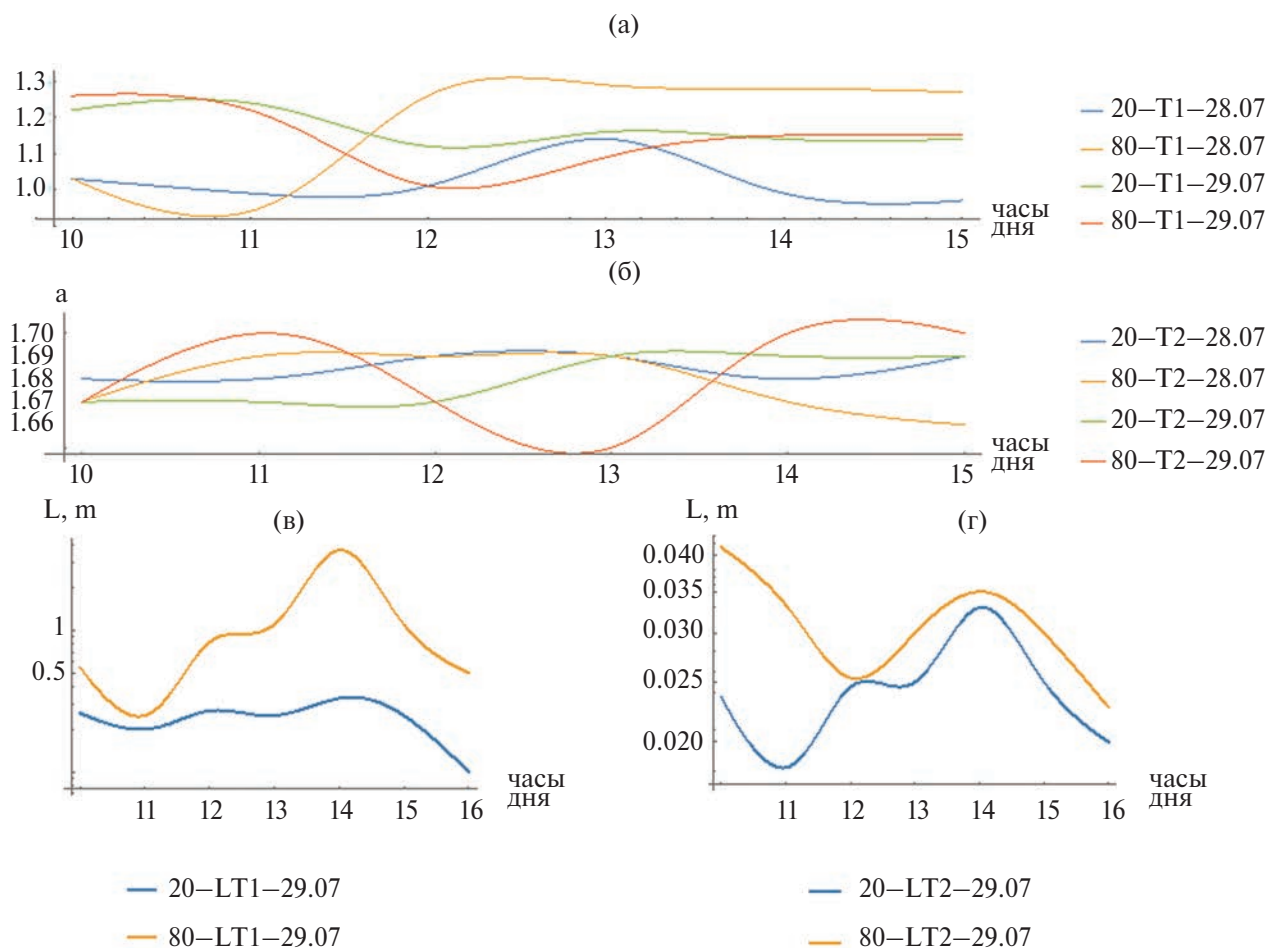


Рис. 4. Динамика изменения масштабов структур (а – первая точка перегиба, б – вторая точка перегиба) в ясный день 29.07.2022 и частот 28.07.2022 и 29.07.2022 в точках перегиба, изменение коэффициентов наклона в течение дня 28.07 и 29.07 (квадратные области – моменты времени с облачностью 28.07).

определена динамическая скорость для каждого момента времени. Оценены скорости ветра на высотах 20 и 80 см в приближении логарифмического профиля. Оценки масштабов, переносимых ветром турбулентных структур, оцениваются исходя из гипотезы о вмороженной турбулентности. Ход со временем характерных масштабов для высот 20 и 80 см для данных скорости приведен на рис. 4 в, г. Для спектров температуры в окрестности первого перегиба масштабы варьируется от 0.2 до 2 м в течение дня на частотах от 1 до 20 Гц (0.05–1 с). Максимальные частоты здесь появляются с 11 до 13:00. Для окрестности второго перегиба спектров – частоты 50–150 Гц (0.007–0.02 с), что соответствует масштабам 0.01–0.1 м.

Динамика изменения размеров структур в течение дня приведена для безоблачного дня 29.07 со слабым ветром для двух окрестностей перегибов спектра. Максимальные значения скорости ветра отмечались в 14:00, в момент

возникновения наибольших характерных масштабов и наибольшего разброса масштабов для перегиба около степени “–1”, что связано с усилением действия ветра. В остальное время скорость ветра варьировалась в пределах 20%. В 11:00 – особый момент времени, связанный с длительным неоднородным прогревом поверхности (тени от дюн) масштабы существенно различаются для перегиба у наклона со степенью “–5/3”, что может быть связано с возникновением теплового ветра у поверхности.

В окрестности первого перегиба (рис. 4 в) наибольшее различие наблюдается в 14:00, что, вероятно, связано с рассеянием тепловых структур, поднимающихся от хорошо нагретой поверхности. Различие в масштабах для окрестности второго перегиба (рис. 4 г) в 11:00 возможно связано с усилением горизонтального течения у поверхности за счёт неоднородности её прогрева.

Считаем, что относительно малое изменение масштаба структуры с высотой может быть связано с ветровым переносом, а значительное различие с тепловым рассеянием или наличием горизонтальных тепловых потоков.

Отметим полученные по результатам обработки экспериментальных полевых данных спектры температурных пульсаций: “–5/3” в инерционной области, близкие к “–1”–“–1.3” и к “–0.2”–“–0.8” на низких частотах и в области диссипативного интервала – близкие “–4.2”–“–5.8”. В следующем разделе приведён анализ возникновения возможных степеней наклона спектров.

Для исследования потоков над нагретой поверхностью используются уравнения движения в приближении Буссинеска. Разогретый более тёплый объём воздуха поднимается и описывается уравнениями:

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \frac{\partial^2 v_i}{\partial x_i^2} - g\beta\theta e_3, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + v_i \frac{\partial \theta}{\partial x_i} = \chi \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_i^2}, \quad (2)$$

где θ – изменение температуры, χ – коэффициент теплопроводности, β – коэффициент расширения, v_i – компоненты скорости воздушно-го потока, p, ρ_0 – плотность и давление.

С учётом приповерхностного градиента температуры получим для осреднённых пульсационных составляющих следующие соотношения:

$$\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\tau} \sim \varepsilon_\theta + \langle v_z \theta \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right|, \quad \frac{dT}{dz} < 0, \quad (3)$$

$$\frac{\langle v_z \theta \rangle}{\tau} \sim \varepsilon_{v_z \theta} + \langle v_z^2 \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right| + \beta g \langle \theta^2 \rangle, \quad (4)$$

$$\frac{\langle v_z^2 \rangle}{\tau} \sim \varepsilon_z + \beta g \langle v_z \theta \rangle. \quad (5)$$

В уравнениях для $\langle v_z \theta \rangle$ и $\langle v_z^2 \rangle$ на крупных масштабах можно пренебречь диссипацией. Основным источником для $\langle v_z \theta \rangle$ является градиент температуры, так что здесь можно опустить $\beta g \langle \theta^2 \rangle$. В то же время для пульсаций температуры основным фактором является скорость выравнивания тепловых неоднородностей, характеризующая ε_θ .

Тогда

$$\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\tau} \sim \varepsilon_\theta, \quad \frac{\langle v_z \theta \rangle}{\tau} \sim \langle v_z^2 \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right|, \quad \frac{\langle v_z^2 \rangle}{\tau} \sim \beta g \langle v_z \theta \rangle. \quad (6)$$

Отсюда

$$\tau \sim \left(\beta g \left| \frac{dT}{dz} \right| \right)^{-1/2} = N^{-1}, \quad (7)$$

где $N^2 = \beta g \left| \frac{dT}{dz} \right|$ – квадрат частоты Бранта-Вайселя, не зависящий в данном случае от масштаба. Это характерный временной масштаб экспоненциального роста (или колебаний) тепловых неоднородностей при наличии градиента температуры

Соответственно, $\langle \theta^2 \rangle \sim \frac{\varepsilon_\theta}{N}$, и для спектра $\langle \theta^2 \rangle = \int F_k dk$ получим

$$F_k \sim \frac{\varepsilon_\theta}{N} k^{-1}. \quad (8)$$

Отметим, что здесь ситуация в определённом смысле схожа с турбулентностью потока с поперечным сдвигом $U = (Sz, 0, 0)$, где также получается такой спектр на крупных масштабах \ низких частотах. В этой области как раз наблюдаются субмезомасштабные структуры в атмосферном пограничном слое [16], что отчётливо проявляется для спектров турбулентности [8]. Теоретически наклон “–1” был получен в работах [13] при наличии сдвига ветра и градиента температуры; при пренебрежении турбулентным перемешиванием (в [12] и в [8] в предположении независимости размеров турбулентных крупных вихрей от высоты). Спектр “–1” отмечается в термически стратифицированной среде для области низких частот, где менее активно перемешивание [17].

Для реализации режима такого спектра необходимо выполнение неравенства $\tau < \tau_{kolm}$, где τ_{kolm} характерное время в области инерционного интервала

$$\tau_{kolm} \sim \frac{l}{v_l} = \frac{l}{\varepsilon^{1/3} l^{1/3}} = \frac{l^{2/3}}{\varepsilon^{1/3}}. \quad (9)$$

Отсюда получим, что спектр –1 может наблюдаться на масштабах

$$l > \varepsilon^{1/2} \left(\beta g \left| \frac{dT}{dz} \right| \right)^{-3/4}. \quad (10)$$

При разогреве поверхности до 60–70 градусов и падении температуры на 20–30 градусов в первых 10 см, диссипации энергии порядка $0.05 \text{ м}^2/\text{с}^3$ $l > 5 - 7 \text{ см}$. То есть такой спектр в приповерхностном слое воздуха над хорошо нагретой поверхностью (в аридных условиях) определён-но может наблюдаться на масштабах от 10 см и более. На меньших масштабах должен быть спектр $-5/3$.

В другом предельном случае турбулентный поток тепла $\langle v_z \theta \rangle$ зависит только от диссипации энергии. Пульсации температуры зависят от скорости выравнивания тепловых неоднородностей $\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\tau} \sim \epsilon_\theta$. Пульсации вертикальной составляющей турбулентной энергии $\langle v_z^2 \rangle$ зависят в свою очередь от величины теплового потока $\langle v_z \theta \rangle$. Тогда получаем следующие оценочные выражения:

$$\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\tau} \sim \epsilon_\theta, \quad \frac{\langle v_z \theta \rangle}{\tau} \sim \epsilon_{v_z \theta}, \quad \frac{\langle v_z^2 \rangle}{\tau} \sim \beta g \langle v_z \theta \rangle. \quad (11)$$

Откуда $\langle v_z^2 \rangle \sim \beta g \epsilon_{v_z \theta} \tau^2$ и

$$\langle \theta^2 \rangle \sim \frac{\epsilon_\theta \langle v_z^2 \rangle^{\frac{1}{2}}}{(\beta g \epsilon_{v_z \theta})^{\frac{1}{2}}} \sim \frac{\epsilon_\theta \epsilon^{1/3} l^{1/3}}{(\beta g \epsilon_{v_z \theta})^{\frac{1}{2}}}. \quad (12)$$

Соответственно для спектра получаем оценку:

$$F_k \sim \frac{\epsilon_\theta \epsilon^{1/3}}{(\beta g \epsilon_{v_z \theta})^{\frac{1}{2}}} l^{-\frac{4}{3}}. \quad (13)$$

Отметим наблюдения спектра со степенью “–1.2” в вечернее время при ослаблении стратификации приземного слоя в пограничном слое атмосферы в [18].

В уравнениях для $\langle v_z \theta \rangle$ и $\langle v_z^2 \rangle$ на крупных масштабах учитываем диссипацию. Основным источником для пульсаций температуры градиент температур, а также тепловой поток $\langle v_z \theta \rangle$. Тогда получаем оценочные выражения в условиях диссипации и значительного градиента температур:

$$\frac{\langle \theta^2 \rangle}{\tau} \sim \langle v_z \theta \rangle \left| \frac{dT}{dz} \right|, \quad \frac{\langle v_z \theta \rangle}{\tau} \sim \epsilon_{v_z \theta}, \quad \frac{\langle v_z^2 \rangle}{\tau} \sim \epsilon_z. \quad (14)$$

Откуда

$$\langle \theta^2 \rangle \sim \epsilon_{v_z \theta} \frac{l^{4/3}}{\epsilon^{2/3}} \left| \frac{dT}{dz} \right|. \quad (15)$$

Для спектра получаем:

$$F_k \sim \frac{\epsilon_{v_z \theta}}{\epsilon^{2/3}} \left| \frac{dT}{dz} \right| l^{-\frac{7}{3}}. \quad (16)$$

Неоднородности естественной эоловой поверхности способствуют возникновению локальных конвективных и турбулентных структур малого масштаба. Эти наклонённые вертикальные структуры смещаются ветром. В результате в данных измерений отмечаются всплески с характерной структурой – “рэмпы”. Так как рамповые структуры являются самоподобными, их разные размеры L_r можно выявить для различных временных интервалов осреднения Δt_i и выбранного отрезка визуального представления L_i . Осреднение на больших интервалах приводит к их размытию. Если $\Delta t_i < L_r$, то осреднение проводится с исключением трендов его наклонов, $\Delta t_i \approx L_r$ теряется до половины величины амплитуды, при $\Delta t_i > L_r$ визуально видны структуры. При осреднении равном 1 с (рис. 5 а) отмечаются рэмпы длиной 300–1000 мс, которые при осреднении 10 с (рис. 5 б) объединяются до более крупных размером около 1 с. При переходе от 10-секундным к 200-секундным осреднениям также происходит укрупнение рамп с изменением размеров в 10 раз. На рисунке отмечается интересный эффект, когда нисходящие рэмпы объединившись, дали более крупный восходящий, что говорит о неоднородности тепловых структур.

При таком визуальном рассмотрении можно увидеть влияние слияния и укрупнения структур на изменении статистических характеристик.

Исследование характеристик рамповых структур на малой высоте до 2 м в условиях конвективной неустойчивости в летнее время с нагретой до 30–50°C поверхностью в аридных условиях при отсутствии растительности проведено с использованием визуального и статистических методов.

На основе данных двух экспериментов при распределённом (разные температурные режимы) и разноразмерном размещении (развитие термоконвективной структуры с высотой) датчиков проведено сравнение функций спектральной плотности.

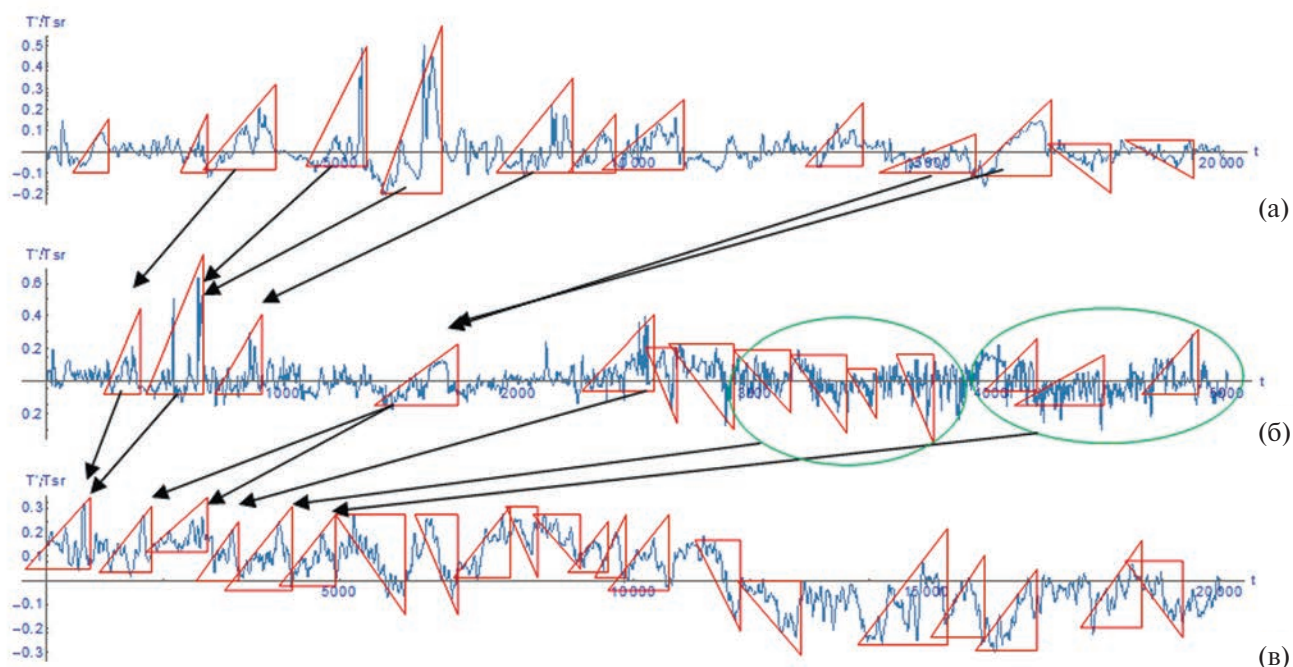


Рис. 5. Проявление самоподобия структур при изменении масштабов визуализации и осреднения. (а) представление на интервале 20 сек. с осреднением 1 сек., выделенные структуры имеют длину от 300 до 1000 мс, (б) представление на интервале 50 с с коэффициентом $\times 10$, осреднение 10 с, — выделенные структуры имеют длину от 1 до 3 с, (в) и (д) представление на интервалах 50 и 200 с с осреднением 100 с, структуры длиной от 1 до 10 с.

Анализ спектров температурных пульсаций показал влияние на их структуру:

- места расположения на дюне (тень, вершина);
- облачности;
- скорости ветра;
- температурного режима.

На графиках (рис. 3) выделены четыре линейные участка со степенями “ <-1 ”, “ -1 ” (“ -1.3 ”), “ $-5/3$ ” и “ -4 ” — “ -6 ”. Интервалы частот в окрестности перегиба соответствуют 0.1–0.5, 1–20 и 100–130 Гц.

Рассчитаны характерные масштабы структур, исходя из теории вмерзнутой турбулентности, варьирующиеся от 0.2 до 2 м и от 0.02 до 0.1 м для верхней и нижней окрестностей перегибов около инерционного интервала “ $-5/3$ ”.

Степени в окрестности первого перегиба близки к “ -1 ” для размеров структур порядка метра характерны для жаркого времени дня после прогрева поверхности в условиях световой тени. Степени от “ -1.1 ” до “ -1.3 ” характерны для менее прогретого воздуха в условиях облачности для малых масштабов от 0.1 до 0.6 м.

Степень “ -1 ” связывается с наличием тепловых неоднородностей и значительного температурного градиента. “ $-4/3$ ” обусловлено условием сохранения тепловых неоднородностей, порождающих турбулентные пульсации.

Стоит отметить единство динамических процессов, формирующих наблюдаемую структуру спектров пульсационных характеристик турбулентности на самых разных масштабах — от тропосферы [12, 19], атмосферный пограничный слой [20, 8] и непосредственно в приповерхностном конвективном слое.

Визуальный анализ относительных изменений пульсационных составляющих температуры выявляет наличие треугольных несимметричных структур (“рампов”). Их размер зависит от интервала осреднения, меняется от 300 мс до 10 с, при сопоставлении выявляются случаи самоподобия структур.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Л.О. Максименкова, Е.А. Шишова, Б.А. Харцхаева (Комсомольский, Калмыкия) за помощь в организации и проведении натурных измерений. Выражаем

признательность Г.С. Голицыну и Е.Б. Гледзеру за внимание к работе и конструктивные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 20-17-00214).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Krishnamurti R., Howard L. N.* Large-scale flow generation in turbulent convection // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 1981. V. 78(4). P. 1981–1985.
2. *Малиновская Е. А., Чхетиани О. Г., Голицын Г. С., Лебедев В. А.* О вертикальном распределении пылевого аэрозоля в условиях слабых и умеренных ветров // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. Вып. 2. С. 250–258.
3. *Frisch A. S., Businger J. A.* A study of convective elements in the atmospheric surface layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 1973. V. 3(3). P. 301–328.
4. *Koprov B. M. et al.* Statistics of air temperature spatial variability in the atmospheric surface layer // *Boundary-layer meteorology*. 1998. V. 88(3). P. 399–423.
5. *Taylor R. J.* Thermal structures in the lowest layers of the atmosphere // *Australian Journal of Physics*. 1958. V. 11(2). P. 168–176.
6. *Chen W. et al.* Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part I: Ramp model with finite microfront time // *Boundary-Layer Meteorology*. 1997. V. 84. P. 99–124.
7. *Phong-Anant D., Chambers A. J., Antonia R. A. I.* Vertical and horizontal spatial coherence of temperature fluctuations in the atmospheric surface layer / *Australasian Conference on Hydraulics and Fluid Mechanics*. Barton, ACT, 1980. V. 7. P. 432–434.
8. *Кадеп Б. А.* Трехслойная структура неустойчиво стратифицированного приземного слоя атмосферы // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988. Т. 28. № 12. С. 1235–1250.
9. *Vindel J. M., Yagüe C.* Intermittency of turbulence in the atmospheric boundary layer: Scaling exponents and stratification influence // *Boundary-layer meteorology*. 2011. V. 140. P. 73–85.
10. *McNaughton K. G., Clement R. J., Moncrieff J. B.* Scaling properties of velocity and temperature spectra above the surface friction layer in a convective atmospheric boundary layer // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2007. V. 14(3). P. 257–271.
11. *Горчаков Г. И., Чхетиани О. Г., Карпов А. В., Гуштин Р. А., Даценко О. И.* Турбулентные потоки аэрозоля и тепла на опустыненной территории при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2024. (в печати).
12. *Martens C. P.* Spectrum of turbulence with temperature gradient (in the atmosphere) // *Journal of Physics A*. 1976. V. 9–10. P. 1751–1770.
13. *Гусина Ф. А.* Расчет основных спектральных характеристик турбулентности в термически стратифицированной атмосфере // *Труды Ленинградского гидрометеорологического института*. 1968. Вып. 34. С. 49–58.
14. *Сазонтов А. Г.* Соотношение подобия и спектры турбулентности в стратифицированной среде // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1979. Т. 15. № 8. С. 820–828.
15. *Chkhetiani O. G., Gledzer E. B., Artamonova M. S., Iordanskii M. A.* Dust resuspension under weak wind conditions: direct observations and model // *Atm. Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. P. 5147–5162.
16. *Чхетиани О. Г., Вазаева Н. В.* Об алгебраических возмущениях в атмосферном пограничном слое // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 5. С. 62–75.
17. *Dillon T. M., Caldwell D. R.* The Batchelor spectrum and dissipation in the upper ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1980. V. 85. С. 4. P. 1910–1916.
18. *Young G. S.* Convection in the atmospheric boundary layer // *Earth-Science Reviews*. 1988. V. 25(3). P. 179–198.
19. *Kao S. K.* Wavenumber-frequency spectra of temperature in the free atmosphere // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1970. V. 27(7). P. 1000–1007.
20. *Гусина Ф. А.* О влиянии градиентов средней скорости и температуры на спектральные характеристики турбулентности // *Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1966. Т. 2. № 8. С. 804–813.

ON THE STRUCTURE OF TEMPERATURE PULSATIONS NEAR THE SURFACE UNDER CONVECTIVE CONDITIONS

E. A. Malinovskaya[#], O. G. Chhetiani, V. G. Azizyan

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn December 23, 2023.

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

[#]*E-mail: elen_am@inbox.ru*

Measurements of temperature pulsations under conditions of summer hot weather in the near-surface air layer in a deserted area were carried out using wire sensors distributed spatially and in height with a recording frequency of 1000 Hz. For the power spectra, slopes with values from “–1” to “–1.35” (scale: 0.2–2 m) are noted for frequencies below the “–5/3” inertial interval region. At frequencies above the inertial interval (scales: 0.01–0.1 m), slopes range from “–4.2” to “–5.8”. In some episodes at frequencies less than 0.1–0.3 Hz, slopes from “–0.2” to “–0.85” are observed. Based on the equations of motion in the Boussinesq approximation, we obtained estimates for the observed slopes of the spectra: “–1”, “–4/3”, and “–7/3”, characteristic of a thermally stratified medium. Using a qualitative (visual) method at different signal averaging times (1, 10, 200 s), the occurrence of thermoconvective structures of “ramps” with a temporal length of 0.3–1 s was revealed, which constitute ramps with a length of 1–10 s at larger averaging.

Keywords: convection, temperature pulsations, turbulence spectra, ramp structures

УДК 551.583

ИССЛЕДОВАНИЕ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ АМПЛИТУДЫ ПЕРВОЙ ГАРМОНИКИ РЯДОВ СУТОЧНЫХ СУММ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

© 2024 г. И. О. Попов^{1,2,*}, Е. Н. Попова^{2,**}

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 20.12.2023 г.

Поступило 20.12.2023 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принято к публикации 05.02.2024 г.

По данным станций метеонаблюдений проведена оценка статистической значимости величин амплитуды первой гармоники рядов среднесезонных суточных сумм осадков на территории России за 1961–2020 гг. и их изменений в 1991–2020 гг. по сравнению с периодом 1961–1990 гг. Показано, что на большей части станций первая гармоника имеет достоверное значение, отличное от шумового, кроме одиннадцати станций в южных регионах Европейской части России. Выявлено, что в среднем по России наблюдается достоверное уменьшение амплитуд первой гармоники рядов суточных сумм осадков. Выполнен анализ пространственного распределения исследуемых величин и продемонстрировано наличие обширных областей с их однородным характером.

Ключевые слова: изменение климата, осадки, преобразование Фурье, пермутационный тест

DOI: 10.31857/S2686739724050177

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что суточные значения осадков при многолетнем осреднении демонстрируют различные периодические колебания во времени [1]. Особое фундаментальное и прикладное значение имеют колебания годовой периодичности. Эти колебания вызваны разными причинами, которые в конечном счёте сводятся к годовым изменениям наклона земной оси относительно Солнца и, в результате, к периодическим изменениям потока солнечной радиации к земной поверхности и изменениям температуры нижних слоёв тропосферы, вызывающим периодические изменения содержания влаги в воздухе, сезонным изменениям в циркуляции атмосферы и т.п. Местные особенности годового хода осадков определяются широтой, рельефом, близостью морей и океанов, биотой и другими причинами [1].

Разные климатические зоны характеризуются разным годовым ходом осадков. Для умеренных широт характерен годовой ход суточных значений осадков, осреднённых за достаточно продолжительный период, с одним преобладающим максимумом, приходящимся, в основном, на летний или осенний период [2].

В настоящее время имеются несколько методов определения внутригодового хода количества осадков. В частности, были предложены различные индексы, позволяющие оценить как периодические, так и непериодические колебания и неоднородности [3, 4]. Преобразование Фурье является мощным инструментом, позволяющим исследовать периодическую структуру временных процессов самой разнообразной природы, что делает его широко применяемым в технике и научных исследованиях [5]. В климатологии этот метод также находит достаточно широкое применение [6–9].

Первая гармоника при анализе годового временного ряда определяет годовое периодическое колебание исследуемой величины, а также наличие одного выраженного годового максимума. Очевидно, это делает её особенно важной при анализе сезонных различий осадков в умеренных широтах [2]. Исследование изменений

¹Институт глобального климата и экологии им. академика Ю.А. Израэля, Москва, Россия

²Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: igor_o_popov@mail.ru

**E-mail: en_popova@mail.ru

годового хода осадков с применением преобразования Фурье проводилось, в частности, для Антарктиды [10].

Временной режим осадков на территории России исследовался в разных аспектах. В частности, был показан положительный тренд годовой и сезонной сумм осадков за последние десятилетия [11, 12]. Ряд исследований посвящён оценке изменений частот экстремальных осадков и их связи с изменением температурного режима поверхности Земли [13, 14]. Проводилось изучение изменения продолжительностей однородных периодов с осадками и без них [15]. При этом исследований годового хода осадков и его изменений, в частности, с применением преобразования Фурье, выполненных за последние десятилетия, авторами обнаружено не было.

Целью данной работы была оценка достоверности значений амплитуды первой гармоники годовых рядов среднесезонных суточных сумм осадков на территории Российской Федерации в 1961–2020 гг. и их изменений за период 1991–2020 гг. по сравнению с периодом 1961–1990 гг., а также анализ пространственного распределения этих величин. Данное исследование – новое для территории РФ – является базовым для дальнейшего изучения годового хода осадков с применением анализа амплитуд и фаз гармоник, в том числе более высоких порядков.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Источником метеоданных служила база результатов метеонаблюдений суточного разрешения TTTR, созданная во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации – Мировом центре данных (ВНИИГМИ-МЦД, <http://www.meteo.ru>). Были отобраны 418 станций, расположенных на территории России, данные по осадкам с которых имели менее 10% пропусков за период 1961–2020 гг., что, как показано, не оказывает достоверного влияния на изменение статистических характеристик временных рядов [16].

Суточные значения осадков осреднялись вместе и отдельно по двум анализируемым периодам. Данные за 29 февраля в високосные годы отбрасывались. Для полученных рядов из 365 значений среднесезонных суточных значений производилось быстрое преобразование Фурье с помощью пакета `scipy.stats.fft` для языка программирования Python 3. Полученные коэффициенты быстрого преобразования имеют комплексную форму. Амплитуду k -ой гармоники A_k

можно получить, рассчитав модуль соответствующих комплексных коэффициентов по формуле:

$$A_k = 2 \left(\text{Re}_k^2 + \text{Im}_k^2 \right)^{1/2},$$

где Re_k и Im_k – вещественная и мнимая части комплексного числа.

Очевидно, временные ряды могут иметь незначимые гармонические составляющие, представляющие собой случайные шумы. В данном исследовании производился отбор станций, имеющих статистически достоверные, отличные от шумовых, значения амплитуд первой гармоники рядов суточных сумм осадков, осреднённых за период 1961–2020 гг.

В случае нормального распределения данных известны достаточно простые формулы, позволяющие дать оценку доверительных интервалов амплитуд гармоник [17]. Однако при распределении, отличном от нормального, эти формулы могут давать очень сильно завышенные значения доверительных границ.

Тест Колмогорова–Смирнова на нормальность распределения исследуемых рядов среднесезонных суточных сумм осадков показал, что для всех станций распределение этих величин было сильно отлично от нормального (p -значения ниже 10^{-5}). При этом для 78% станций этот тест позволил принять гипотезу о гамма-распределении с параметрами, рассчитанными методом моментов. По этой причине определение статистической значимости амплитуд гармонических составляющих проводилось с помощью пермутационного теста, не имеющего ограничения по характеру распределения анализируемых данных [6, 18]. В качестве нулевой гипотезы было принято случайное распределение значений во времени, при котором все гармоники имеют одинаковые амплитуды, т.е. данные представляют собой белый шум. Для проведения теста значения временного ряда случайным образом перемешивались. Для каждой такой случайной последовательности производилось быстрое преобразование Фурье и вычислялась амплитуда первой гармоники. Эта процедура повторялась 10^4 раз. Граница значимости амплитуды первой гармоники для каждой станции определялась как 95%-й процентиль полученного случайного распределения.

Исследование достоверности наблюдаемых изменений значений амплитуд первой гармоники в 1991–2020 гг. ($A_1^{(2 \text{ набл.})}$) по сравнению с периодом 1961–1990 гг. ($A_1^{(1 \text{ набл.})}$) также

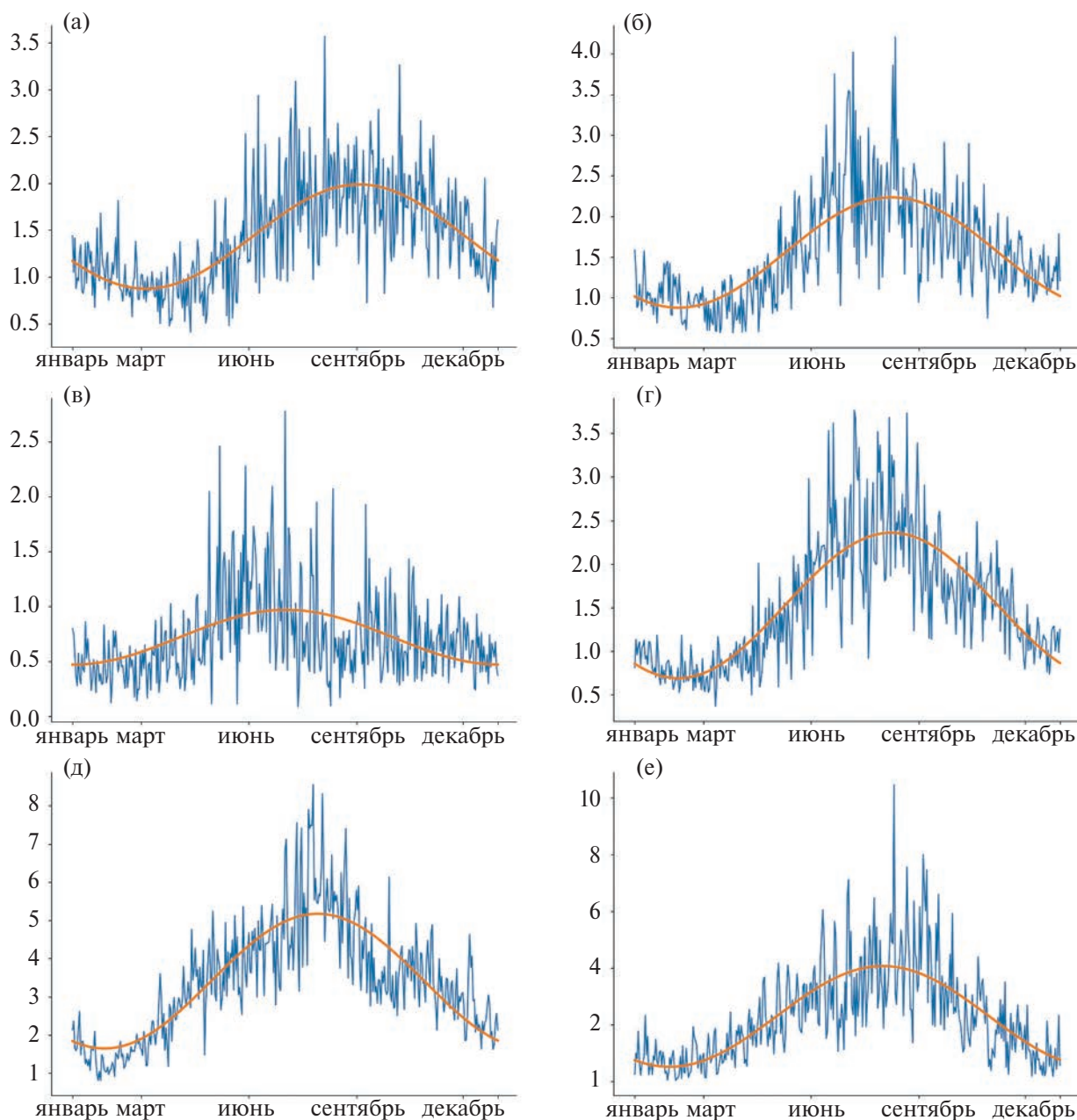


Рис. 1. Графики годового хода среднемноголетних суточных сумм осадков за период 1961–2020 гг. (синяя линия) и хода первой гармоники (оранжевая линия). Данные для станций: (а) WMO 22324 (Умба, 66°41' с. ш., 34°21' в. д.), (б) WMO 27037 (Вологда, 59°19' с. ш., 39°55' в. д.), (в) WMO 34866 (Яшкуль, 46°11' с. ш., 45°21' в. д.), (г) WMO 23867 (Ларьяк, 61°06' с. ш., 80°15' в. д.), (д) WMO 29974 (Оленья Речка, 52°48' с. ш., 93°14' в. д.), (е) WMO 31909 (Терней, 45°0' с. ш., 136°36' в. д.). На оси абсцисс обозначены даты начала соответствующих месяцев.

проводилось с помощью пермутационного теста. Станции, не продемонстрировавшие достоверно отличных от шума значений амплитуд первой гармоники, не участвовали в этом исследовании.

Пермутационный тест для оценки достоверности изменений амплитуд проводился следующим образом. В качестве нулевой гипотезы

было взято предположение о неизменности амплитуд обоих периодов. Для её проверки для каждой станции вычислялись значения амплитуд годовых рядов суточных сумм осадков, осреднённых для каждого из двух периодов $A_1^{(1 \text{ набл.})}$ и $A_1^{(2 \text{ набл.})}$. Вычислялось отношение $R_1^{\text{набл.}} = A_1^{(2 \text{ набл.})} / A_1^{(1 \text{ набл.})}$. Далее данные для двух периодов объединялись. Проводилось случайное

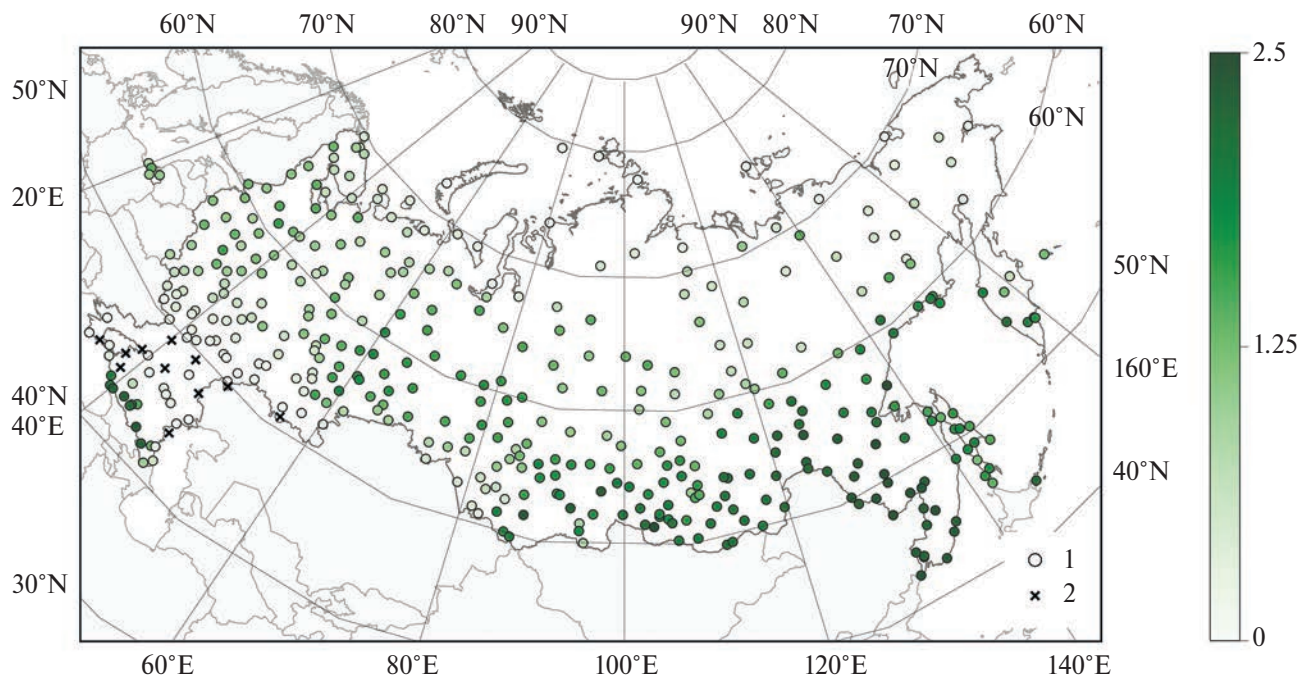


Рис. 2. Пространственное распределение значений амплитуд первой гармоники ряда среднегоголетних суточных сумм осадков за период 1961–2020 гг. Условные обозначения: 1 – станции со статистически значимой амплитудой, 2 – станции со статистически незначимой амплитудой.

перемешивание годовых рядов обоих периодов без нарушения последовательности суточных значений. Перемешанные таким образом последовательные множества рядов делились на две равные части, содержащие случайно объединённые ряды годовых данных из обоих периодов. Для каждого подмножества вычислялись средние значения суточных сумм осадков, проводилось быстрое преобразование Фурье и вычислялись амплитуды первой гармоники $A_1^{(1 \text{ перм.})}$ и $A_1^{(2 \text{ перм.})}$ и отношения $R_1^{\text{перм.}} = A_1^{(2 \text{ перм.})} / A_1^{(1 \text{ перм.})}$. Этот процесс проводился для каждой станции 10^4 раз.

В результате для каждой станции было получено множество случайных значений $\{R_1^{\text{перм.}}\}$ мощностью 10^4 элементов. Достоверность наблюдаемых изменений производилась процентильным методом: если наблюдаемое значение $R_1^{\text{набл.}}$ было меньше 5%-го процентиля пермутационного распределения, делался вывод о достоверном уменьшении амплитуды второго периода. Если же больше 95%-го процентиля, делался вывод о достоверном увеличении. В остальных случаях делался вывод об отсутствии значимого изменения амплитуды.

На основе полученных результатов были построены карты, отображающие значения

исследуемых величин на станциях метеонаблюдения на территории России.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Было определено, что для первой гармоники 11 станций имели статистически незначимые (неотличимые от шумовых) значения амплитуд. Все эти станции расположены в южных регионах России.

На рис. 1 представлены график годового хода среднегоголетних суточных сумм осадков за период 1961–2020 гг. и график восстановленного хода первой гармоники на шести станциях из разных регионов России. Можно видеть, что первая гармоники удовлетворительно определяет ход исследуемых временных рядов, за исключением станции WMO 34866 (Яшкуль, Республика Калмыкия, рис. 1 в), что характерно для южных регионов Европейской части России (ЕЧР), где большое значение имеют гармоники второго порядка.

На рис. 2 представлена карта пространственного распределения на территории Российской Федерации значений амплитуд первой гармоники за период 1961–2020 гг.

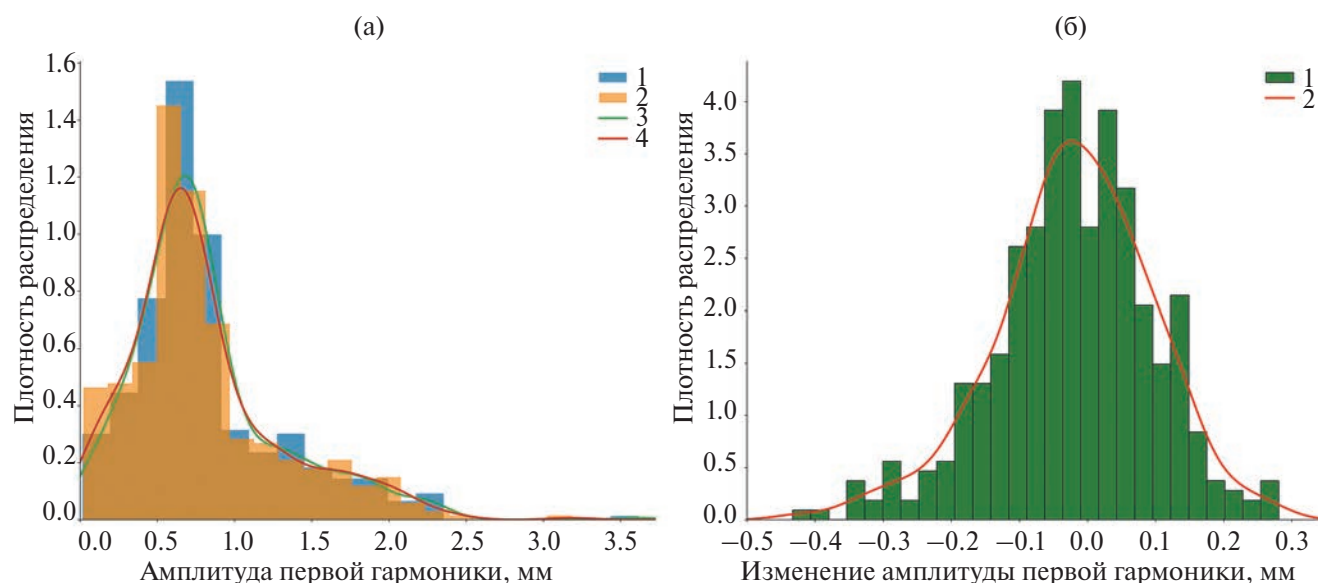


Рис. 3. (а) – гистограммы (1, 2) и ядерные оценки (3, 4) распределений значений амплитуд первой гармоники рядов среднееголетних суточных сумм осадков для периодов 1961–1990 гг. (1, 3) и 1991–2020 гг. (2, 4). (б) – гистограмма (1) и ядерная оценка (2) распределения изменений значений амплитуд первой гармоники среднееголетних суточных сумм осадков за период 1991–2020 гг. по сравнению с периодом 1961–1990 гг.

Как видно на рис. 2, максимальные значения амплитуд наблюдаются в Хабаровском и Приморском краях и в горных областях Северного Кавказа, Алтая, Восточных Саян, горных систем Забайкалья, в горах Джугджур на побережье Охотского моря, а также в юго-западной части Камчатки. Области достаточно небольшой амплитуды на территории ЕЧР и Западной Сибири разделяются областью несколько повышенной амплитуды вдоль Уральских гор. Коэффициент корреляции величин амплитуд на станциях метеонаблюдения и их высоты над уровнем моря равен 0.42. Также достаточно большая корреляция наблюдается между амплитудой первой гармоники и средней за период 1961–2020 гг. суточной суммой осадков: коэффициент линейной корреляции равен 0.4. Очевидно, что для большой амплитуды годовых колебаний суточных сумм осадков требуется и их большое среднеегодовое количество. При этом, как известно, наветренные склоны горных систем характеризуются повышенными объёмами выпадающих осадков [19].

Большая амплитуда на Дальнем Востоке может быть объяснена действием муссона умеренных широт: зимой эти области находятся под действием Азиатского антициклона, определяющего малое количество осадков, летом же восточноазиатские циклоны приносят большое количество осадков, в несколько раз превышающее зимнее количество.

Область наименьшей амплитуды годового хода осадков наблюдается в южных степных и полупустынных регионах ЕЧР (рис. 2). Эти области характеризуются достаточно засушливым климатом, что и определяет малую величину годового разброса значений осадков. В этом же регионе расположены все 11 станций, демонстрирующих отсутствие статистически достоверного значения амплитуды первой гармоники. В целом в этом регионе отмечен особый характер годового хода осадков, отличный от остальной территории РФ. В частности, практически на всех станциях значение амплитуды второй гармоники превышало амплитуду первой гармоники, что проявляется в двух выраженных максимумах: весеннем и осеннем. При этом на северном Кавказе годового ход осадков такой же, как и на другой территории России: с одним выраженным максимумом. Эти особенности делают данный регион заслуживающим отдельного исследования.

На рис. 3 а представлены гистограммы и ядерные оценки (гауссовым ядром) [6] распределений амплитуд первой гармоники преобразования Фурье для двух анализируемых периодов, а на рисунке 3 б – гистограммы и ядерные оценки их изменений. Как видно, в целом преобладает тенденция к снижению значений амплитуд. Действительно, среднее значение амплитуд первой гармоники в период 1961–1990 гг. равно 0.818 мм, в период 1991–2020 гг. – 0.799 мм. Среднее значение изменений составило –0.02 мм (стандартное

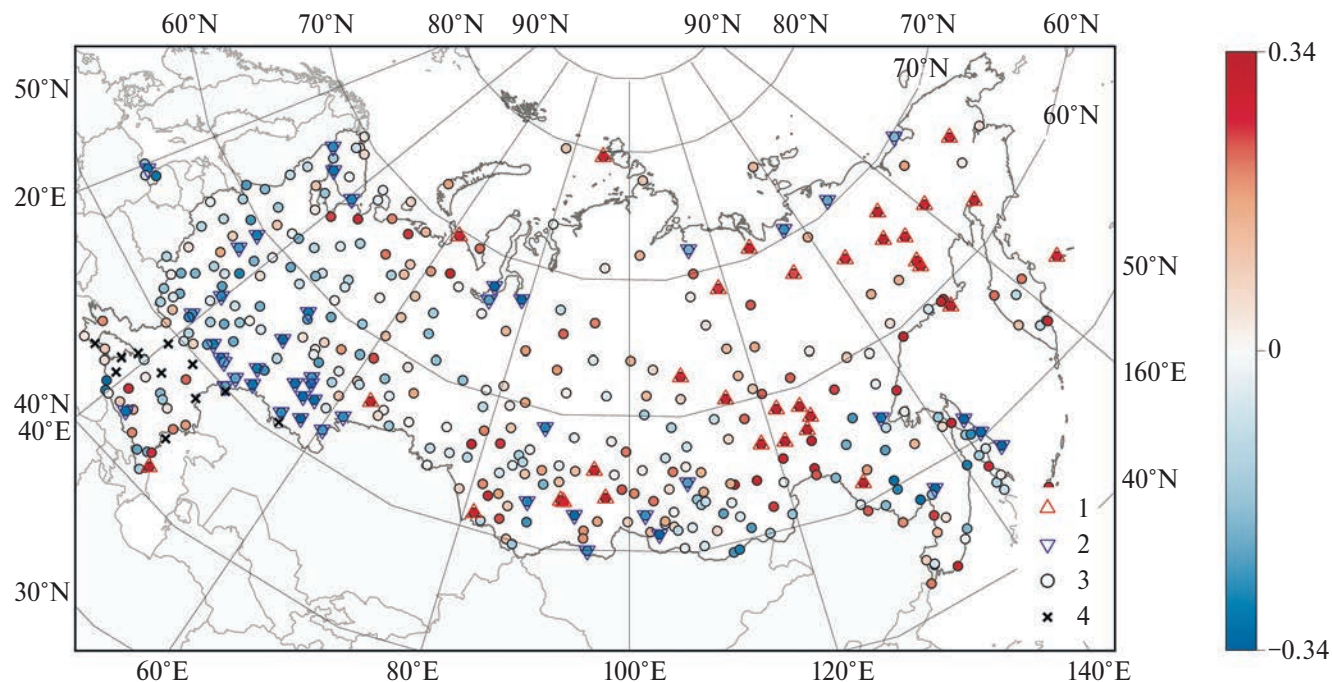


Рис. 4. Пространственное распределение значений разностей амплитуд первой гармоники рядов среднегодовых суточных сумм осадков за периоды 1991–2020 и 1961–1990 гг. Условные обозначения: 1 – станции со статистически значимым увеличением амплитуды, 2 – станции со статистически значимым уменьшением амплитуды, 3 – станции со статистически значимой амплитудой первой гармоники за период 1961–2020 гг., 4 – станции со статистически незначимой амплитудой первой гармоники за период 1961–2020 гг.

отклонение 0.117 мм). С помощью бутстрепа при доверительном уровне 95% было показано, что доверительный интервал среднего значения изменений составляет $-0.0321...-0.0094$, что позволяет утверждать достоверность уменьшения значений амплитуд первой гармоники преобразования Фурье исследуемых рядов данных в среднем по территории России. Достоверное увеличение амплитуды отмечено на 32 станциях, достоверное уменьшение на 46. В целом это согласуется с глобальным трендом изменения годовой амплитуды осадков [20].

На рис. 4 представлена карта пространственного распределения разностей амплитуд первых гармоник рядов осредненных суточных сумм осадков второго и первого исследуемого периода. На ней видно, что станции с одинаковой тенденцией и величиной изменений амплитуд распределены неслучайно и образуют достаточно протяженные пространственные кластеры. Эта же особенность характерна также для распределения станций с достоверным изменением этой величины. Видно, что в западной части Российской Федерации на территории ЕЧР и в Западной Сибири преобладает тенденция к уменьшению амплитуды первой гармоники рядов

суточных сумм осадков (за исключением района Уральских гор, о. Новая Земля, ряда южных и северных приморских регионов), а в её восточной части – в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке (за исключением ряда южных и северных приморских областей и большей части о. Сахалин) – к её увеличению. В Южной Сибири наблюдается значительная мозаичность расположения областей с разным характером изменений этого показателя. Выявленные закономерности нуждаются в дальнейшем исследовании и установлении причин, вызывающих эти явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований показано статистически достоверное уменьшение в среднем по России значений амплитуды первой гармоники рядов суточных сумм осадков за период 1991–2020 гг. по сравнению с периодом 1961–1990 гг. Изучено пространственное распределение величин амплитуд осреднённых годовых рядов суточных сумм осадков на территории России и их изменений за указанные периоды. Выявлена положительная корреляция амплитуд первой гармоники со средней за исследуемый

период суточной суммой осадков и высотой над уровнем моря. Показано наличие больших областей с однородным характером изменений, различающихся в зависимости от своего географического положения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят М.Ю. Бардина за прочтение рукописи и ряд полезных замечаний и правок. Также авторы благодарят академика РАН Владимира Михайловича Котлякова за положительный отзыв о настоящей работе и рекомендацию её к печати. Мы также благодарны рецензентам за прочтение рукописи статьи и высказанные замечания, несомненно улучшившие ее качество.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Первичная обработка и статистический анализ данных выполнены по теме 3.2. “Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и её регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга” плана НИТР Росгидромета на 2020–24 гг., утверждённого приказом № 745 от 31.12.2019. Анализ пространственного распределения полученных результатов проведён в рамках Государственного задания Института географии РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Strangeways I.* Precipitation. Theory, Measurement and Distribution. Cambridge University Press. 2007. DOI: 10.1017/CBO9780511535772.
2. *Хромов С. П., Петросянец М. А.* Метеорология и климатология. М.: Издательство Московского Университета, 2012. 582 с.
3. *Markham C. G.* Seasonality of Precipitation in the United States // *Annals of the Association of American Geographers*. 1970. Т. 60. В. 3. Р. 593–597.
4. *Imteaz M. A., Hossain I.* Climate Change Impacts on ‘Seasonality Index’ and its Potential Implications on Rainwater Savings // *Water Resource Manage.* 2023. V. 37. Р. 2593–2606. DOI: 10.1007/s11269-022-03320-z.
5. *Лайонс Р.* Цифровая обработка сигналов. М.: “Бином”, 2006. 656 с.
6. *Nasser R. A., Hedayat F.* Rainfall Forecasting Using Fourier Series // *Journal of Civil Engineering and Architecture*. 2012. V. 6. № 9. Р. 1258–1262. DOI: 10.17265/1934-7359/2012.09.019.
7. *Villarreal F. J. G., Mendoza V. I. M.* Fast Fourier transform analysis of precipitation data for the Colorado river basin // *Proceedings of the 37th IAHR World Congress (Kuala Lumpur, Malaysia, August 13–18, 2017)*. Р. 5639–5645.
8. *Ussalu J. L. M., Bassrei A.* Climate dynamics of southern region of Mozambique: statistics and Fourier analysis // *Revista Brasileira de Climatologia*. 2021. V. 29. Р. 134–156. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/rbclima.v29i0.75088>
9. *Morales J. E., Poveda G.* Diurnally driven scaling properties of Amazonian rainfall fields: Fourier spectra and order-q statistical moments // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114. Р. 1–10. D11104, DOI: 10.1029/2008JD011281
10. *Marshall G. J.* On the annual and semi-annual cycles of precipitation across Antarctica // *International Journal of Climatology*. 2009. V. 29. № 15. Р. 2298–2308. DOI: 10.1002/joc.1810.
11. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В.М. Катцова; Росгидромет. СПб.: “Наукоемкие технологии”, 2022. 676 с.
12. *Popova E. N., Popov I. O., Semenov S. M.* Assessment of Variations in the Annual Sum of Active Temperatures and Total Precipitation during the Vegetation Period in Russia and Neighboring Countries // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2018. V. 43. № 6. Р. 412–417.
13. *Золина О. Г., Булыгина О. Н.* Современная климатическая изменчивость характеристик экстремальных осадков в России // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2016. Т. 1. С. 84–103. DOI: 10.21513/2410-8758-2016-1-84-103
14. *Aleshina M. A., Semenov V. A., Chernokulsky A. V.* A link between surface air temperature and extreme precipitation over Russia from station and reanalysis data // *Environmental Research Letters*. 2021. V. 16. № 10. 105004. DOI: 10.1088/1748-9326/ac1cba.
15. *Понов И. О., Попова Е. Н.* Анализ изменения режима осадков на территории Российской Федерации во второй половине 20–начале 21 века с применением байесовской оценки параметров марковской цепи // *Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле*. 2022. Т. 502. № 1. С. 38–44. DOI: 10.31857/S2686739722010054.
16. *Zolina O., Simmer C., Gulev S. K., Kollet S.* Changing structure of European precipitation: Longer wet periods leading to more abundant rainfalls // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. L06704. DOI: 10.1029/2010GL042468.
17. *Pruscha H.* Statistical Analysis of Climate Series. Berlin; Heidelberg: Springer, 2013. 176 p. DOI: 10.1007/978-3-642-32084-2.
18. *Brockwell P. J., Davis R. A.* Time Series: Theory and Methods. New York, N.Y.: Springer, 1991. 580 p. DOI: 10.1007/978-1-4419-0320-4.

19. *Roe G. H.* Orographic Precipitation // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2005. V. 33. P. 645–671. DOI: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122541.
20. *Wang B., Li X., Huang Y., Zhai G.* Decadal trends of the annual amplitude of global precipitation // Atmospheric Science Letters. 2016. V. 17. P. 96–101. DOI: 10.1002/asl2.631.

STUDY OF OBSERVED CHANGES IN THE FIRST HARMONIC AMPLITUDE OF THE DAILY PRECIPITATION AMOUNT SERIES IN THE TERRITORY OF RUSSIA

I. O. Popov^{a,b,#}, E. N. Popova^{b,##}

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov December 20, 2023.

^a*Yu. A. Izrael Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, Russian Federation*

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

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

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

Using the data from weather observation stations, an assessment of the statistical significance of the first harmonic amplitude of the average long-term daily precipitation amount series in Russia in 1961–2020 and their changes in 1991–2020 compared to 1961–1990 is made. It is shown that at most stations the first harmonic has a reliable value different from the noise, except for eleven stations in the southern regions of the European Part of Russia. It is revealed that, on average, there is a significant decrease in the first harmonic amplitudes of the daily precipitation series across Russia. An analysis of the spatial distribution of the studied quantities is performed and the presence of large areas with their homogeneous character is demonstrated.

Keywords: climate change, precipitation, Fourier transform, permutation test

УДК 551.79(571.63)

ПЕРВАЯ ПЫЛЬЦЕВАЯ ЛЕТОПИСЬ РАННЕГО ДРИАСА НА ЮГЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

© 2024 г. П. С. Белянин*, Н. И. Белянина

Представлено академиком РАН А.А. Тишковым 19.01.2024 г.

Поступило 19.01.2024 г.

После доработки 01.02.2024 г.

Принято к публикации 05.02.2024 г.

Высокоразрешающая пыльцевая запись, полученная из датированных отложений Приханкайской впадины, позволила впервые реконструировать изменения растительности на юге Дальнего Востока России, произошедшие в одну из самых холодных фаз MIS 2 — в раннем дриасе. Результаты спорово-пыльцевого анализа показали, что ухудшение климатических условий между 18200 и 15500 кал. л. н., наступившее после первого, слабого потепления в MIS 2, вновь вызвало распространение растений бореальной флоры, доминировавших на юге Дальнего Востока России, в более сухом и холодном климате, сопоставляемом с Гыданской стадией Сартанского оледенения. Их ареалы в холодном климате существенно отличавшиеся от современных, из-за нарастающего похолодания, вновь стали смещаться к югу. Доминирующее положение в экосистемах региона занимали еловые и мелколиственные леса, редкостойные лиственничники и ерники из кустарниковых берёз, ольховника и кедрового стланика, а также сфагновые болота.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, палеоклимат, радиоуглеродное датирование, палеоландшафты, Приханкайская впадина

DOI: 10.31857/S2686739724050181

ВВЕДЕНИЕ

Одними из важных и из-за сложности ещё не до конца изученных задач, касающихся эволюции экосистем, являются вопросы о их развитии на переходных этапах от ледниковых эпох к межледниковым и наоборот. Это обусловлено сложностью выявить влияние на развитие растительности многократных, короткопериодных “чередований волн такого уровня глубокого похолодания и потепления, что их смена приводила к радикальной трансформации зональной структуры ландшафтной оболочки Земли...” [1]. Такие климатические флуктуации наиболее ярко проявились в умеренных широтах обоих полушарий [2, 3], где при глубоких климатических колебаниях, естественные изменения растительности приобретали наибольший масштаб и интенсивность.

Последним этапом глубокой перестройки природной среды является эпоха постепенно-го, волнообразного потепления, завершившая

ледниковый максимум позднего плейстоцена (26200–19300 кал. л. н.) [4], коррелирующийся со второй стадией кислородно-изотопной шкалы (MIS) [5]. Наступившее около 19300 кал. л. н. слабое потепление обозначило начало заключительного интервала оледенения MIS 2 [4]. Это событие совпадает с возрастанием инсоляции в северном полушарии до современных значений. Затем последовали интерстадиалы Беллинг и Аллеред, представляющие, по сути, единую волну потепления, отвечающую восходящей кривой солнечной радиации [6].

Временные интервалы между этими потеплениями заполняется серией из трёх похолоданий. Первому из них — раннему дриасу соответствует временной интервал 16900–14700 кал. л. н. [7]. Установлено, что в Сибири [4] и на юге Дальнего Востока [8] это похолодание проявилось в смещённом временном интервале с 18200 по 15500 кал. л. н. Следующая волна холода — средний дриас была самой короткой — с 14100 по 13900 кал. л. [7]. До сих пор временные рамки её проявления точно не установлены, так как оценки различаются на 400 лет, но считается, что её продолжительность составляла около 200 лет

Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: pavelbels@yandex.ru

[9]. Поздний дриас проявился между 12650 и 11590±100 кал. л. н. [7].

Несмотря на хорошую изученность эволюции растительности этих эпох во многих регионах Восточной Азии, не везде имеются пыльцевые летописи, описывающие отклик растительности на климатические флуктуации в течении заключительной фазы оледенения MIS 2. Так, для Приморья датированная пыльцевая летопись раннего дриаса получена лишь в горной области среднего Сихотэ-Алиня [10]. На юге региона такие данные отсутствуют.

Целью исследования является выявить отклик растительности юга Дальнего Востока на похолодание в раннем дриасе и определить временные границы этого события.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Первая датированная пыльцевая летопись по отложениям раннего дриаса в южном Приморье получена в одной из крупнейших впадин юга Дальнего Востока России – в Приханкайской впадине (рис. 1). Изученный разрез 6602 заложен на низкой аккумулятивной равнине оз. Ханка, в приустьевой части р. Рисовка (44°30'37" с. ш.; 132°21'12" в. д.). Здесь в обнажении вскрыта толща рыхлых отложений мощностью 1.2 м (табл. 1). Отбор проб проведён через каждые 2.5 см. Спорово-пыльцевой анализ выполнен по стандартной методике.

Датирование радиоуглеродным методом выполнено в Центре ускорительной масс-спектрометрии Лауренс Ливермор Национальной лаборатории Департамента Энергии Калифорнийского университета. Перевод радиоуглеродных

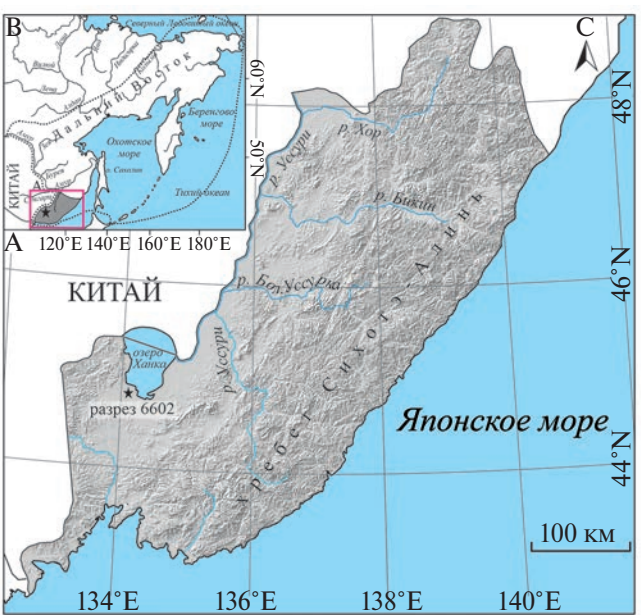


Рис. 1. Расположение изученного разреза. А – Дальний Восток России; В – юг Дальнего Востока России.

дат в календарные сделан по программе OxCal 4.4 с использованием калибровочной кривой “IntCal 20” (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>) (табл. 2).

Возрастная модель разреза построена в среде R, в программе Бэкон (https://chrono.qub.ac.uk/blaauiw/manualBacon_2.3.pdf). Моделирование полученных значений возраста позволило протестировать календарные возрасты радиоуглеродных дат методом повторной случайной выборки и выявить омоложенные даты. Такой оказалась дата 340±135 кал. л. н. полученная растительному детриту из илистого песка на глубине 45–41 см (см. табл. 2).

Таблица 1. Литологическое строение разреза 6602

№ слоя	Интервал глубин, м	Литология
1	0.0–0.10	песок желтовато-серый, мелкозернистый, илистый, гумусированный, с корешками травянистых растений
2	0.10–0.40	алеврит чёрный, с линзами зеленовато-серого песка, насыщенный корневищами водных растений (тростник) и осок
3	0.40–0.55	песок желтовато-серый, илистый, с древесиной, в подошве – остатки тростника, хвоща топяного, плодов водяного ореха
4	0.55–0.65	песок тёмно-серый, мелкозернистый, с прослоями чёрного алеврита
5	0.65–1.00	переслаивание тонкозернистого илистого песка с синевато-серым алевритом и прослоями оторфованного алеврита и песка, в подошве с остатками водных растений
6	1.0–1.20	супесь бурая, комковатая, с вертикальными полосами ожелезнения вдоль остатков растений

Таблица 2. Радиоуглеродный и календарный возраст отложений из разреза 6602 [11]

Лаб. номер	Интервал, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Средний календарный возраст, кал. л. н.	Калиброванный возрастной диапазон, кал. л. н.	Датированный материал
CAMS #73278	89–86	14710±220	17950	18240–17655	растительный детрит
CAMS #73283	45–41	300±110	340	475–205	растительный детрит
CAMS #74337	22–21	210±60	195	305–80	растительный детрит

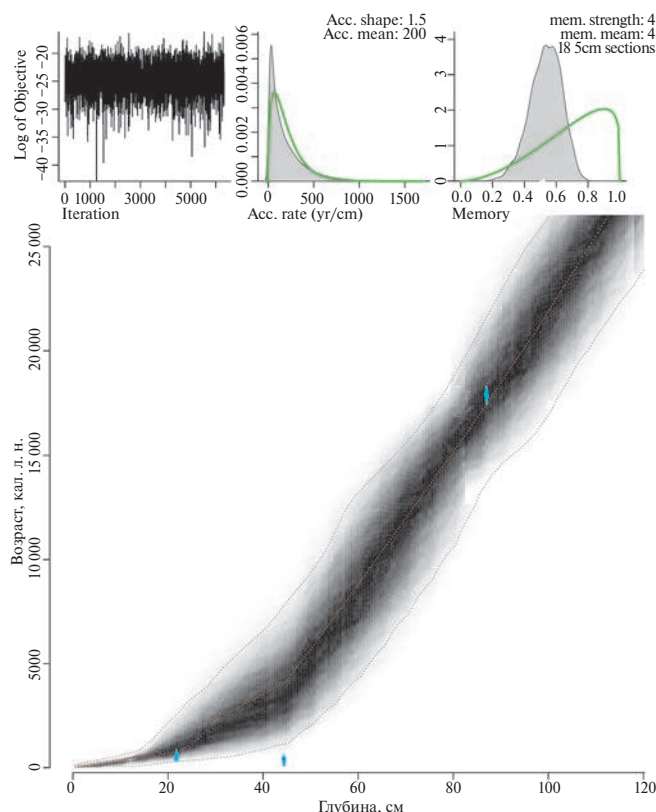


Рис. 2. Возрастная модель по разрезу 6602.

ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПАЛИНОСПЕКТРОВ

Результаты возрастного моделирования показали, что отложения раннего дриаса, представленные тонкозернистым илистым песком с синевато-серым алевроитом, прослоями оторфованного алевроита и песка, в подошве с остатками водных растений залегают в интервале глубин 94–82 см (рис. 2). На это же указывает и ^{14}C -дата 17950 ± 295 кал. л. н. (см. табл. 2).

В полученном из этого слоя палинокомплексе основной фон создаёт пыльца хвойных и мелколиственных растений (рис. 3). Среди них преобладает пыльца хвойных пород — *Pinus*

s/g *Haploxylon* (3.0–18.5%) и *Picea* (4.8–16.5%). Присутствует пыльца рода *Abies*, а также подрода *Pinus* s/g *Diploxylon*. Мелколиственные растения представлены пыльцевыми таксонами *Betula grandulosa* (3.2–15.0%), *Betula pubescens* (2.4–11.2%), *Betula alnobetula* (2.9–9.4%), *Betula costata* (2.9–7.9%) и *Alnus* (2.4–3.8%). Отмечены редкие пыльцевые зёрна *Salix*. Пыльца широколиственных растений не найдена. Доминирующее положение в группе трав и кустарников занимают представители семейств *Cyperaceae* (31.0–60.9%), *Asteraceae* (4.1–8.9%) и *Ranunculaceae* (0.8–4.7%). Присутствуют единичные пыльцевые зёрна таксонов из семейств *Apiaceae*, *Roaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Chenopodiaceae* и *Iridaceae*, родов *Thalictrum*, *Ericales*, *Menyanthes*, а также вида *Persicaria maculosa*. Среди споровых таксонов доминируют представители семейства *Polypodiaceae* (15.3–22.6%) и рода *Sphagnum* (5.8–25.6%). В небольшом количестве присутствуют споры семейства *Ophioglossaceae*, родов *Osmunda* и *Salvinia*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таксономический состав полученного палинокомплекса свидетельствует, что основной облик растительности юга Дальнего Востока в раннем дриасе представляли еловые и мелколиственные леса, редкостойные лиственничники и ерники из кустарниковых берёз, ольховника и кедрового стланика, а также сфагновые болота. Известно, что растительные формации с доминированием стлаников флористически бедны. В них найдено лишь 42 вида сосудистых растений, большую часть которых составляет таежная и подгольцовая ценотические группы [12]. Столь бедный флористический состав указывает на более суровые, чем в настоящее время климатические условия.

Схожая динамика в растительности отмечена и в долинах центрального Сихотэ-Алиня, где лесная растительность в раннем дриасе

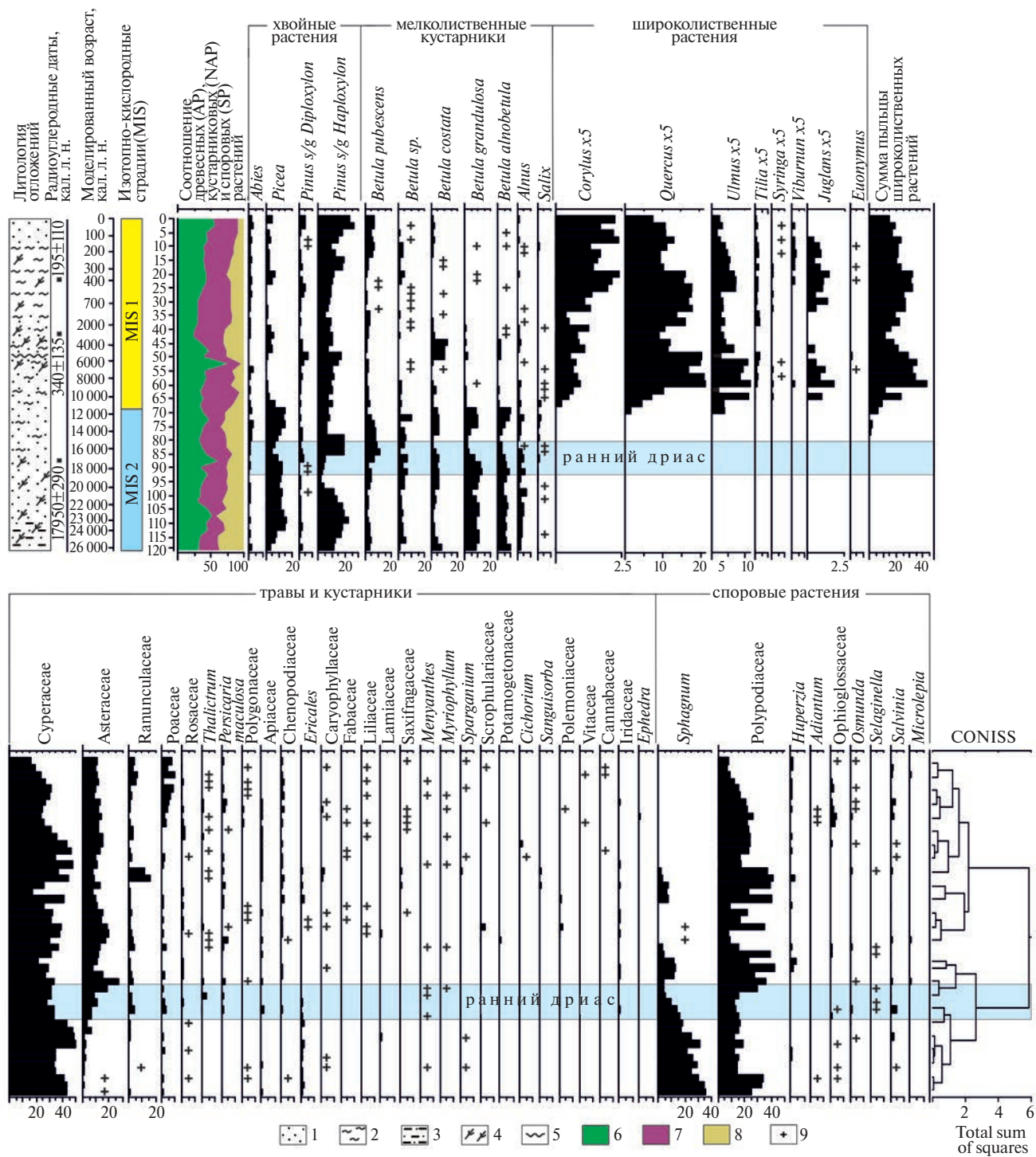


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 6602 на низкой аккумулятивной равнине около оз. Ханка. 1 – песок, 2 – алеврит, 3 – супесь, 4 – растительный детрит, 5 – перерыв в осадконакоплении. Соотношение групп растений: 6 – деревьев и кустарников, 7 – трав и кустарничков, 8 – спор, 9 – содержание пыльцы и спор в палиноспектрах менее 2 %.

стала более разреженной [10]. В ней преобладали берёзовые леса и редколесья. Площади, занятые лугами, расширились. В долине имелись обширные мари и лиственничники с обилием кустарниковых берёз и доминированием осок в травяном покрове. О холодных условиях также

свидетельствует большое количество арктобореальных видов диатомей.

По всей видимости, количество летних осадков уменьшилось, на что указывает обилие пыльцы полыни в палиноспектрах из среднего течения р. Бикин [10]. Можно предположить, что в конце периода из-за ослабления зимнего Восточноазиатского муссона, выпадало большое количество зимних осадков. Об этом свидетельствует значительное содержание пыльцы *Pinus* подрода *Haploxylon*, представленной, по всей видимости *Pinus pumila*. Это обусловлено ослаблением зимнего Восточно-Азиатского муссона [13]. Это светолюбивое, не выносящее устойчивого затенения растение [14] было повсеместно распространено на хребтах юга Дальнего Востока в MIS 2 покрытых редкостойными лиственничниками, ельниками и мелколиственными лесами. Другой, более теплолюбивый и теневыносливый вид подрода *Haploxylon* — *Pinus koraiensis* являющийся эдификатором современной растительности юга Дальнего Востока, в холодном и сухом климате MIS 2 не произрастал [15].

На доминирование в раннем дриасе редкостойных лесов бореального облика указывает и А.А. Назаренко [16]. Анализируя современные фауны дендрофильных птиц и коррелируя их с палеоботаническими данными, он пришел к выводу, что 19 300–13 900 кал. л. н. назад условий для миграций этой экологической группы птиц на юге Дальнего Востока не было.

Современный аналог такой растительности расположен значительно севернее. Так, он характерен для прибрежных хребтов Охотского моря [17]. На Корякском хребте ледники и каменные глетчеры в гипсометрическом отношении соседствуют с кедровым стлаником, кустарниковой ольхой и широким спектром субарктических и бореальных растений [18]. А современная южная граница ареала сфагновых марей на высотах близких к уровню моря проходит на два-три градуса севернее Приханкайской впадины [21].

Очевидно, что растительность раннего дриаса на юге Дальнего Востока была схожа с растительностью самой холодной Гыданской стадии Сартанского оледенения. В это время произошла ещё более глубокая деградация растительности [8]. Неблагоприятные термические условия в сочетании с аридизацией климата сделали невозможным существование растительных формаций, близких к современным. На это же указывает и уровень среднегодовых температур (–6...–8°C), приводимый для раннего дриаса на юге Дальнего Востока [19]. Холодный

климат препятствовал распространению широколиственных растений, сосны корейской и сосны густоцветковой, но не достигал нижних пределов для многих холодоустойчивых современных лесообразователей региона, например, для ели, лиственницы и мелколиственных пород [20]. Соответственно, ни зимние, ни летние температуры не стали лимитирующим фактором в распространении лесной растительности на юге Дальнего Востока в MIS 2.

На это же указывает таксономический состав палиноспектров из отложений, залегающих глубже 94 см, сформировавшихся в условиях термического минимума MIS 2. Он свидетельствует, что даже при более низких температурах в эту эпоху [19], на юге Дальнего Востока произрастали древесные породы, представленные в основном *Picea*, *Pinus pumila*, *Betula grandulosa*, *Betula costata*, *Betula alnobetula*, *Betula pubescens*, *Betula grandulosa*, *Alnus*, в напочвенном покрове был развит и *Sphagnum*.

Напротив, палиноспектры из верхней части разреза в интервале глубин 82–0 см отражают постепенную смену бореальных растений представителями маньчжурской флоры. В отложениях выше 70 см, сформировавшихся около 11 700 кал. л. н. появляется единичная пыльца ильма и дуба, к которым в более высоких горизонтах присоединяются пыльца других широколиственных и хвойных растений, представляющих современный облик растительности юга Дальнего Востока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первые палинологические данные по датированным отложениям раннего дриаса, позволили реконструировать эволюцию растительности этой эпохи на юге Дальнего Востока России. Они показали, что усилившееся 18 200–15 500 кал. л. н. похолодание, вновь вызвало увеличение участия в экосистемах растений бореальной флоры. Доминирующее положение в растительности занимали еловые и мелколиственные леса, редкостойные лиственничники и ерники из кустарниковых берёз, ольховника и кедрового стланика, а также сфагновые болота. Очевидно, что древесная растительность сохранялась на юге Дальнего Востока даже в условиях глубоких похолоданий MIS 2, одним из которых был ранний дриас. В современной флоре юга Дальнего Востока аналог такой растительности отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Величко А. А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
2. *Борисова О. К.* Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
3. *Novenko E. Yu., Velichko A. A., Zaganova I. S. et al.* Dynamics of vegetation at the Late Pleistocene Glacial/Interglacial transition (new data from the center of the East European Plain) // Polish Geological Institute Special Papers. 2005. V. 16. P. 77–82.
4. *Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 254 с.
5. *Imbrie J. D., Hays J. D., Martinson D. G. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $d^{18}O$ record / In: Berger A. L., Imbrie J., Hays J. et al. (eds.). // Milankovitch and Climate (Part 1). Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1984. P. 269–305.
6. *Зубаков В. А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 286 с.
7. *Величко А. А., Фаустова М. А., Писарева В. В. и др.* История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 391–416. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416>
8. *Короткий А. М.* Палинологические и радиоуглеродные датировки верхнечетвертичных отложений Российского Дальнего Востока. Местонахождения в Приморье / Под ред. П. М. Андерсона, А. В. Ложкина // Позднечетвертичные растительность и климат Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. С. 274–33.
9. *Allaby M.* Oxford Dictionary of Geology and Earth Sciences (4th ed.). Oxford University Press, 2013. 668 p.
10. *Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Мохова Л. М. и др.* // География и природные ресурсы. 2017. № 3. С. 127–138. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2017-3\(127-138\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2017-3(127-138))
11. *Короткий А. М., Гребенникова Т. А., Караулова Л. П. и др.* Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Уссури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 53–68
12. *Крестов П. В., Верхолат В. П.* Редкие растительные сообщества Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 200 с.
13. *Wang L., Sarnthein M., Erlenkeuser H. et al.* East-Asian monsoon climate during the late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. Marine Geology. 1999. V. 156. P. 243–282.
14. *Кабанов Н. Е.* Типы растительности южной окраины Сихотэ-Алиня // Труды ДВФ АН СССР. Сер. Ботан. 1937. С. 273–332.
15. *Belyanin P. S., Belyanina N. I.* The late Pleistocene and Holocene history of *Pinus koraiensis* (Korean Pine) in the south of the Russian Far East based on palynological data // Acta Palaeobotanica. 2021. V. 61. № 2. P. 148–170.
16. *Назаренко А. А.* Орнитофаунистический обмен между южной и северной Азией на восточной периферии континента: последний ледниково-межледниковый цикл // Журнал общей биологии. 1990. Т. 51. № 1. С. 89–105.
17. *Шлотгауэр С. Д.* Флора и растительность Западного Приохотья. М.: Наука, 1978.
18. *Галанин А. А.* Каргинский (MIS 3) возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Изв. РАН. Серия географическая. 2012. № 3. С. 81–93.
19. *Короткий А. М., Гребенникова Т. А., Пушкарь В. С. и др.* Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен). Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 1996. 578 с.
20. *Крестов П. В., Баркалов В. Ю., Омелько А. М. и др.* Реликтовые комплексы растительности современных рефугиумов Северо-Восточной Азии // Комаровские чтения. 2009. Вып. LVI. С. 5–63.
21. *Прозоров Ю. С., Попов А. А.* Основные типы болот и заболоченных лесов Приморского края // Вопросы лесоводства и лесоведения. / Под ред. А. Б. Жукова. Вып. 1. Красноярск: Красноярское книжное издательство, 1961. С. 146–162.

THE FIRST POLLEN RECORD OF THE YONGER DRYAS IN THE SOUTH OF THE RUSSIAN FAR EAST

P. S. Belyanin[#], **N. I. Belyanina**

Presented by Academician of the RAS A.A. Tishkov January 19, 2024.

*Pacific Geographical Institute Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russian Federation*

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

The high-resolution pollen record retrieved from dated sediments of the Khanka Depression made it possible for the first time to reconstruct evolution of vegetation in the south of the Russian Far East that occurred during one of the coldest phase of MIS 2 – the Yonger Dryas. The results of palynological analysis showed that strong global cooling occurred after the first, slight warming between 18200 and 15500 cal BP, which followed after one of the coldest and driest Gydan Stage of the Sartan Glaciation, again led to spread of boreal flora plants. The spruce and small-leaved forests, sparse larch and dwarf birch, alder and elfin pine forests, and also Sphagnum mires dominated in the ecosystems of the region. This plants were typical of the south of the Russian Far East during the drier and colder Gydan Stage of the Sartan Glaciation. Their ranges under the cold climate, which were significantly different from the modern ones, due to increasing cooling, again began to shift southward.

Keywords: the Late Pleistocene, paleoclimate, radiocarbon dating, paleolandscapes, Khanka Depression

УДК 553.973:677.141

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГУМАТО-САПРОПЕЛИЕВОЙ СУСПЕНЗИИ ПРИ ВЫРАЩИВАНИИ КРОТАЛЯРИИ СИТНИКОВОЙ (*CROTALARIA JUNCEAE* L.) В УСЛОВИЯХ ЗАЩИЩЁННОГО ГРУНТА

© 2024 г. Академик РАН В. А. Румянцев^{1,*}, Я. В. Пухальский², С. И. Лоскутов^{2,3},
А. С. Митюков⁴, Н. И. Воробьев⁵, А. И. Якубовская⁶, И. А. Каменева⁶,
Г. В. Никитичева², Л. А. Горднова², К. Н. Бердышева⁵, А. И. Ковальчук⁵,
Д. Д. Мещеряков⁷

Поступило 08.11.2023 г.

После доработки 28.12.2023 г.

Принято к публикации 10.01.2024 г.

Среди видов рода *Crotalaria* L. *Crotalaria juncea* является единственной покровной культурой, которая возделывается для получения волокна. Качество последнего зависит от условий питания, накопления в биомассе биофильных элементов и синтеза протеиногенных аминокислот. Таким образом, целью исследования была качественная и количественная оценка зелёного урожая на стадии активного цветения, до фазы формирования бобов, когда происходит перенастройка всего биохимического цикла растения, и фитохимические показатели максимальны. Растения выращивали в течение 140 суток (с 22 апреля по 9 сентября 2023 г.) в условиях защищённого грунта. Схема эксперимента состояла из двух блоков по 50 растений: в первом (контрольном) растения выращивались на почвосмеси без каких-либо добавок; во втором, культуру трижды за вегетацию обрабатывали органической суспензией гуминовых кислот (1000 ppm), полученных из сапропеля (Псковская обл.) — УДГСС, путём её внесения при поливе под корень. В качестве почвенного субстрата в обоих случаях выступал типичный чернозём (заповедник “Каменная степь” Воронежской обл., 51°01'41.6" с. ш., 40°43'39.3" в. д.) с 20% добавкой вулканического цеолита. На протяжении каждых 14 суток вёлся системный учёт динамики изменения морфометрических показателей роста культуры (высоты и сухой биомассы), путём извлечения из каждого блока вариантов по пять культиваров. По пришествии 140 дней, в оставшихся пяти повторностях на вариант проводили биохимический анализ при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) с использованием приборов 7500 и LC 1200 (“Agilent Technologies”, США), согласно методике производителя. Обработка УДГСС увеличила продуктивность и высоту побегов на 51.1% и 11.3% соответственно. Концентрация макроэлементов в сухой биомассе располагалась в следующем порядке: Na>K>Ca>S>P>Mg на контроле и Na>K>Ca>Mg>P>S на варианте с УДГСС, а экспорт микроэлементов — Fe>Mn>Zn>Ba>V>Cu>Mo и Fe>Mn>V>Zn>Ba>Cu>Mo. При этом суммарно, увеличение больше проявилось в количестве накопления микроэлементов, за счёт двукратного повышения концентрации ионов железа. Среди аминокислот наблюдалась повышение концентрации L-Лизина, L-Глицина, L-Глютамина и L-Тирозина. Первые три являются структурными компонентами биологических тканей, что косвенно указывает на повышение прочности волокна у культуры.

Ключевые слова: сапропель, кроталярия, микроэлементы, аминокислоты, продуктивность, индекс когнитивной значимости

DOI: 10.31857/S2686739724050191

¹Санкт-Петербургский научный центр Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Ленинградский государственный университет им. А.С.Пушкина, Санкт-Петербург, г. Пушкин, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский институт пищевых добавок — филиал Федерального научного центра пищевых систем им. В.М. Горбатова Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

⁴Институт озерадения Российской Академии наук — обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского Федерального исследовательского центра Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

⁵Всероссийский НИИ сельскохозяйственной микробиологии, Санкт-Петербург, г. Пушкин, Россия

⁶Научно-исследовательский институт сельского хозяйства Крыма, Республика Крым, Симферополь, Россия

⁷ИП “Led for Plant”, Красноярский край, Красноярск, Россия

*E-mail: rum.ran@mail.ru; puhalskyan@gmail.com



Рис. 1. Ареал распространения культуры.

ВВЕДЕНИЕ

Кроталария ситниковая (*Crotalaria juncea* L.) — это зернобобовая культура, используемая в качестве покровной в системах нулевой обработки почвы (No-till) для защиты её от эрозии и уплотнения, а также увеличения накопления в ней органических и питательных веществ в поле, которыми при разложении питаются грибы-сапрофиты, такие как *Trichoderma*. Кроме того, культура проявляет нематодостатическую активность.

Традиционно *C. juncea* выращивалась на полях тропических регионов стран Азии (Бангладеш, Бутан, Индия) как лубяная [1]. По сравнению с другими видами из рода, *C. juncea* единственная, кто возделывается местными жителями для получения волокна, сбор которого составляет около 8% от сухой биомассы стебля. Волокно кроталарии классифицируют как мягкое, и используют в основном при производстве сигаретной бумаги, рыболовных сетей, мешков и канатов. По степени прочности, оно превосходит джутовое, однако уступает льняному, агаве (сизаль) и текстильному банану (манильская пенька или абака).

Первые свидетельства культивирования вида зафиксированы в Индии ещё в VI веке до н. э. На данный момент, культура зарегистрирована во многих странах Африканского континента, от побережья Атлантического океана до Красного моря, от Туниса до Южной Африки и на островах Индийского океана (рис. 1).

В Европу растение было завезено в 1791 г., где оно получило широкий потенциал для возделывания в качестве альтернативной сидеральной культуры. В 2020 г. был запущен проект BECOOL (<https://www.becoolproject.eu/>) для оценки потенциала выращивания нетрадиционных культур в диверсифицированных севооборотах для

производства дешёвого лигноцеллюлозного биотоплива [2]. Отмечено, что совместная переработка коровьего навоза в анаэробных условиях в сочетании с 20%-й добавкой кроталарии в виде исходного сырья, является потенциальным источником дополнительного получения биогаза.

Отдельное направление в возделывании культуры занимает выращивание её с целью последующего использования в области фармакологии [3]. Основным фактором здесь является получение семенного материала, содержащего (до 0.1%) токсичных дегидропирролизидиновых алкалоидов (трихоезмин, монокроталин, кроталабурнин, джунсеин, апигенин-7-4-0-диглюкозид, апигенин-7-глюкуронид, сенеционин и сенецифиллин) и прочих фитохимических соединений — полифенолов (танины и флавоноиды), белков (лектина), гликозидов, стероидных сапонинов и терпенов. С использованием современных технологий на основе данных биоактивных соединений могут быть разработаны новые лекарственные препараты, обладающие фармакодинамическими и антиоксидантными свойствами для человек и животных.

Поскольку отмечалось, что в условиях открытого грунта культура может не формировать семена севернее 28°-й параллели, из-за резких различий в почвенно-климатических условиях, альтернативой её возделывания на семенные цели и волокно здесь могут служить сооружения закрытого типа. В условиях защищённого грунта растения выращивают на беспочвенных нейтральных субстратах с минимальным применением минеральных удобрений, гербицидов и прочих химических средств защиты, за счёт использования органических регуляторов роста и микробных биопрепаратов, а также с чётким фитомониторингом микроклимата в зоне роста растений. Подобные эксперименты уже ведутся в коммерческих оранжереях и теплицах США (Техас) и Франции (CIRAD, Париж). Исследования здесь проводятся также в рамках изучения нематодостатической активности и возможности получения более коротких сердцевинных волокон, при выращивании растений в горшечной культуре.

В рамках экологического земледелия, в качестве биоактивной органической добавки чаще всего используют гуминовые кислоты (ГК). Обладая “ауксиноподобной” активностью и действуя как специфические сенсibilизирующие агенты, они снижают кислотность среды, и, способствуя увеличению проницаемости плазматических мембран, тем самым улучшают

хелатирование и мобилизацию биофильных элементов из субстрата в корневую систему. Таким образом, обеспечивается пролонгированный эффект питания растений. Улучшение условий питания достигается также благодаря содержанию в их составе основных макро- и микроэлементов. Кроме стимуляции роста, данные кислоты обладают высокой антиоксидантной активностью, что позволяет использовать их в качестве природных биологически активных добавок для защиты растений от различных абиотических стрессов. Выделяют ГК из почв, торфов, ископаемых углей и древесины. При этом ещё не получило широкого распространения исследование применения ГК, экстрагированных из сапропеля — донных отложений пресноводных водоёмов, представляющих собой многокомпонентные полидисперсные системы, состоящие из остатков планктонных и бентосных организмов. Разведанные запасы данного сырья только в России достигают 45 млрд м³ [4]. Причём многие из этих месторождений находятся в Нечернозёмной полосе [5] и к настоящему времени либо заброшены, либо ещё слабо разработаны. Стоит также отметить, что добыча сапропелей представляет не только промышленный интерес, но и во многих случаях служит природоохранной мерой, поскольку позволяет очистить и углубить озёрную ванну используемого водоёма.

Целью нашей работы было провести оценку влияния гумато-сапропелевой суспензии (УДГСС) на изменение продуктивности и накопления биофильных элементов в зелёной биомассе *C. juncea*, выращенной в условиях защищённого грунта.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Эксперимент проводился летом 2023 года на базе тепличного комплекса НОЦ “Зимний сад” (ЛГУ им. А.С. Пушкина, СПб, г. Пушкин). Температура в теплице на протяжении всего опыта составляла 35–40°C днём и 25–28°C ночью при влажности воздуха 60–65%. Растения выращивали в цилиндрических пластиковых сосудах на 2 л, заполненных почвосмесью, состоящей из типичного чернозёма, полученного из заповедника “Каменная степь” Воронежской области (51°01'41.6" с. ш., 40°43'39.3" в. д.) и 20%-й добавки в виде вулканического цеолита для улучшения водоудерживающей способности субстрата [6]. Агрохимическая характеристика почвы проведена стандартными методами: рНН₂O 6.89±0.02; рНKCl 6.39±0.02; гумус

7.65±0.28%; ЕКО — 45.5±0.02 мг-экв/100 г, НГ — 1.54±0.08 мг-экв /100 г; K₂O 127.7±2.3 мг/кг; P₂O₅ 125.9±1.9 мг/кг. На один сосуд приходилось по одному саженцу. Общий период выращивания растений составил 140 суток (с 22 апреля по 9 сентября 2023 г.), до фазы активного цветения, когда все биохимические показатели в растении максимальны.

Схема эксперимента состояла из двух блоков по 50 растений: в первом (контрольном варианте) растения выращивались на почвосмеси без каких-либо дополнительных добавок; во втором, культуру трижды за вегетацию обрабатывали органической суспензией гуминовых кислот (1000 ppm), полученных из экологически чистого сапропеля месторождения деревни Ермолино (Псковской обл.). Жидкая суспензия УДГСС с частицами размером 86–89 нм, обогащённая ионами калия, фосфора, натрия и прочими микроэлементами вносилась при поливе растений под корень. Конечная влажность субстрата в сосуде поддерживалась весовым методом на уровне 60–70%. Никаких дополнительных подкормок синтетическими удобрениями более нигде не проводили.

Каждые 14 суток вёлся системный учёт динамики изменения морфометрических показателей роста культуры (высоты и сухой биомассы), путём извлечения из каждого блока вариантов по пять культиваров. По пришествии 140 дней, в оставшихся пяти повторностях на вариант проводили биохимический анализ. Мокрое озоление пробы проводили с использованием концентрированной азотной кислоты HNO₃ в системе разложения проб Digiblock ED36S (“LabTech”, Италия), в течение 4 ч при температуре 170°C. Азотную кислоту, предварительно очищали в системе очистки кислот subClean. Дальнейшее содержание биофильных элементов в полученном гидрофильном гомогенате измеряли при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на приборе 7500 (“Agilent Technologies”, США), согласно МУК 4.1.1483-03, в двух режимах — “холодной” и “горячей” плазмы. В режиме холодной плазмы (800 W) измерялись натрий, магний, кальций, калий, фосфор, сера, железо и марганец. В режиме горячей плазмы (1350 W) — цинк, медь, молибден, барий и бор. В качестве реакционного газа, уменьшающего помехи полиатомных ионов, использовался гелий. Определение концентрации осуществлялось методом калибровки многоэлементными стандартными растворами. Расчёт концентрации осуществлялся программным обеспечением (ChemStation G1834) прибора

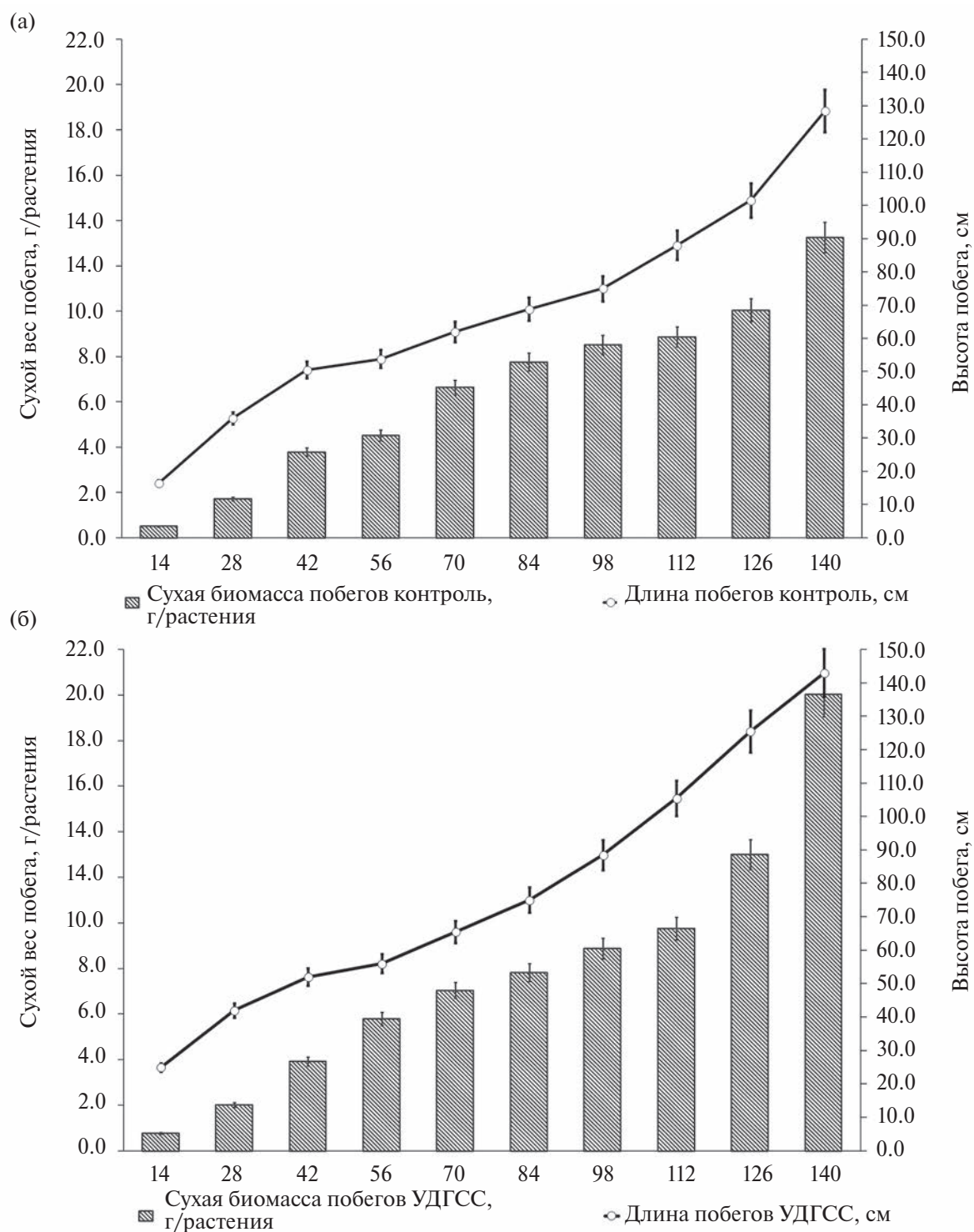


Рис. 2. Средняя динамика изменения морфометрических показателей у растений *C. juncea* в контроле (а) и при добавлении УДГСС (б). Планки указывают ошибки средних.

по вводимым данным о навеске образца в объёме растворения. По каждому элементу строили градуировочную характеристику, где коэффициент корреляции в каждом случае составлял $R \geq 0.998$.

Калибровочная линия строилась по показаниям миллиардной доли (ppb) группы элементов (до 30 штук), содержащихся в покупных стандартных растворах Sigma-Aldrich (Merck, США).

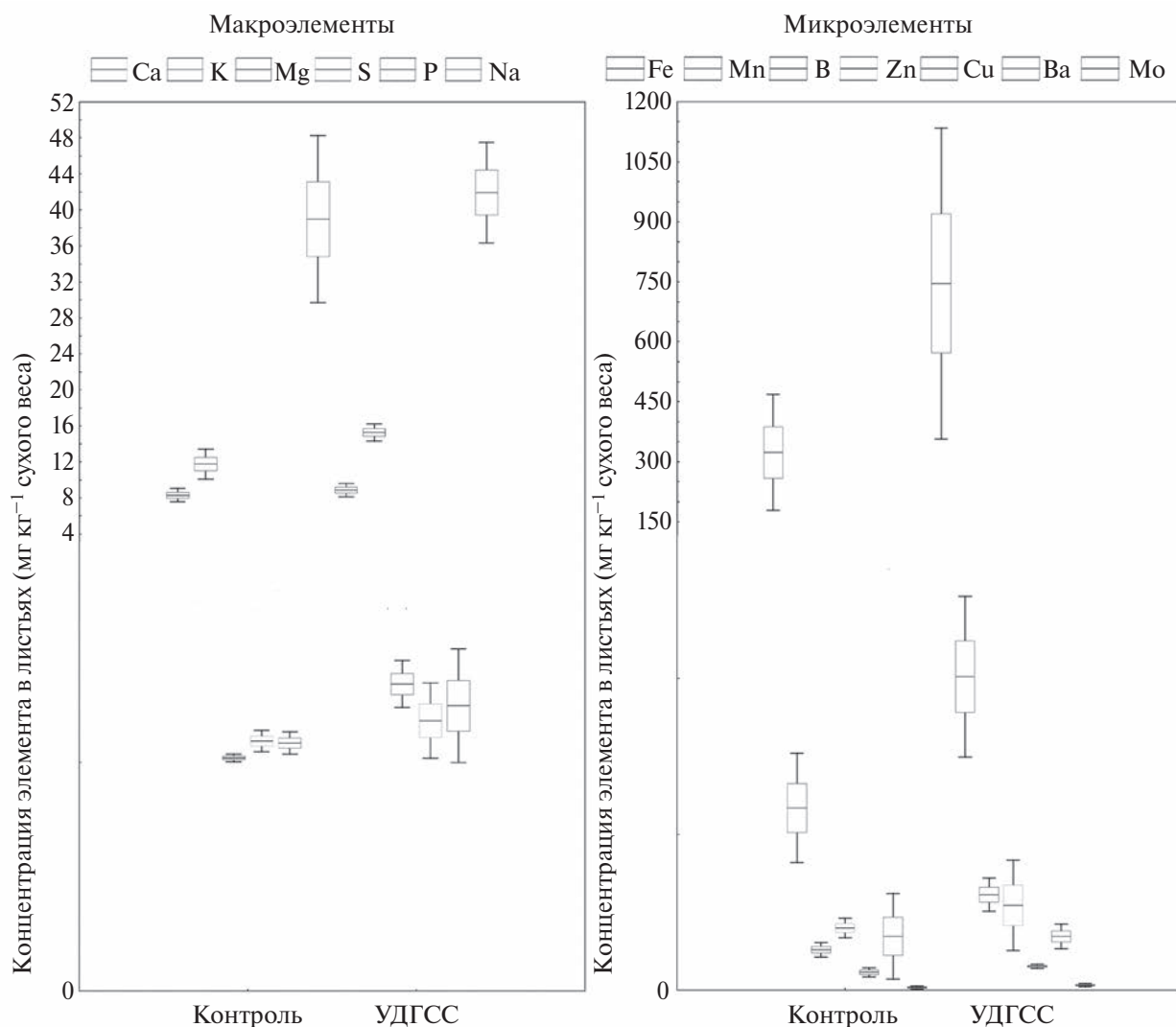


Рис. 3. Изменения в аккумуляции биофильных элементов у растений *C. juncea* при добавлении в питательную среду УДГСС. Планки указывают ошибки средних.

Качественную и количественную идентификацию состава аминокислот в образцах проводили с использованием высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) на приборе LC 1200 (“Agilent Technologies”, США), оснащённого флуоресцентным детектором G1315A, насосом G1311 и системой автоматического забора пробы (автосамплер G1313A) по 20 мкл и ввода её в колонку. Гидролиз проводили в течение 24 ч в термостате при температуре 110°C. Пробы анализировали на колонке Zorbax Eclipse-AAA (длиной 150 мм и внутренним диаметром 4.6 мм), заполненной сорбентом с диаметром зерна 3 мкм (Hypersil ODS (производство BST, Будапешт, Венгрия). Скорость подвижного потока жидкости буфера составила 1.5–2.0 мл/мин; температура колонки термостата – 40°C. Подвижная фаза А – 40 ммоль

Na₂HPO₄, pH 7.8 (разведение 5.5 г моногидрата NaH₂PO₄ в 1 л воды, доведение кислотности с помощью 10-нормальной NaOH); подвижная фаза В – соотношение CH₃CN: CH₃OH: H₂O (45:45:10). Предколоночную дериватизацию проводили с помощью автоматического программного регулирования с использованием реагентов ОРА и FМОС. Чистые эталонные соединения аминокислот были приобретены у компании “Fluka Sigma-Aldrich” (Милан, Италия). Деионизированную воду, подходящую для ВЭЖХ-анализа, получали с помощью системы очистки Elix Essential 3UV (“Merck Millipore”, Милан, Италия).

Математическую обработку полученных данных проводили с помощью прикладных систем Excel 2016 (Microsoft Corp., США) и Statistica v 10.0 (StatSoft Inc., США).

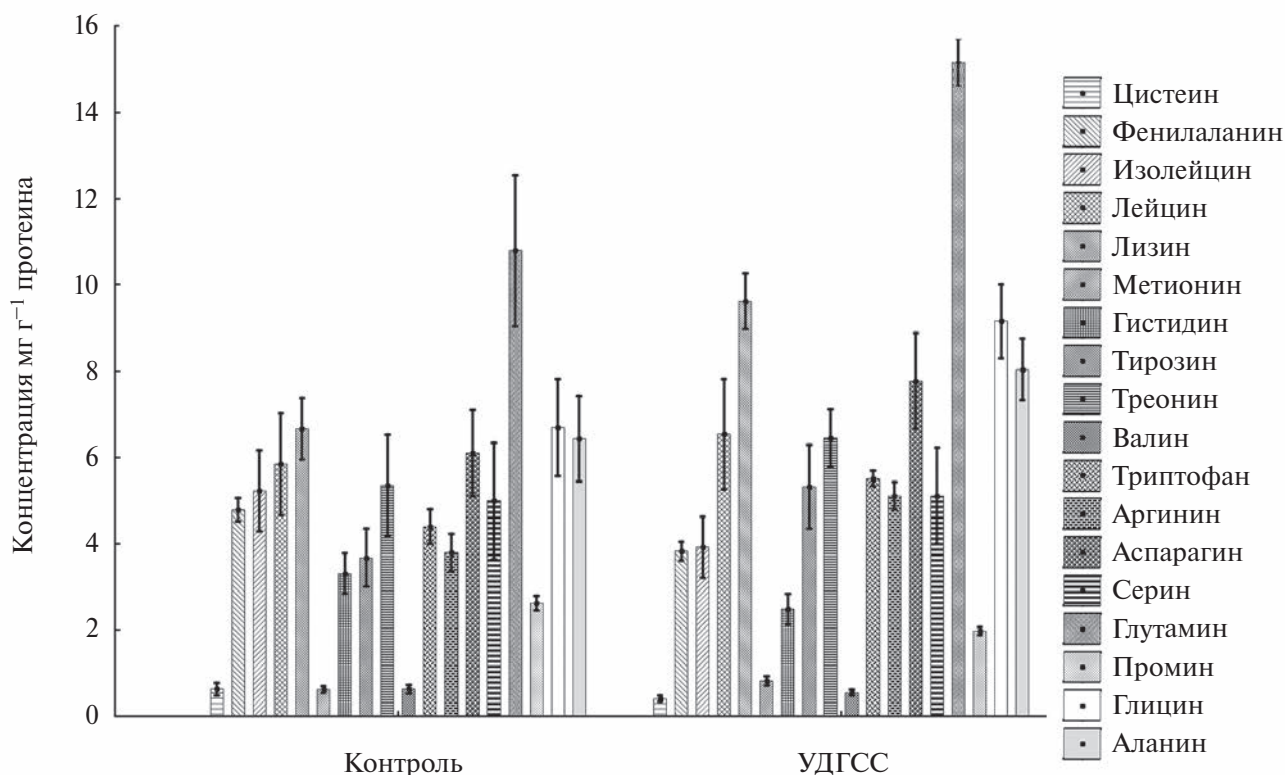


Рис. 4. Изменения в профиле протеиногенных аминокислот у растений *C. juncea* под влиянием органической добавки в почвенную смесь УДГСС. Планки указывают ошибки средних.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Добавление в почвосмесь раствора УДГСС способствовало увеличению биомассы побегов на 51% уже на 14 сутки роста ювенильных растений (рис. 2).

Прибавка в весе сохранялась и далее на всём протяжении периода вегетации и равнялась в среднем 12.4%. Увеличение продуктивности культуры под конец опыта также составило 51%. Тот же результат отмечен и по высоте растений, однако прибавка к контролю здесь составила лишь 11%. Показано, что высота растения в значительной степени коррелирует с выходом волокна [7]. Итоговая высота полученных растений на момент съёма опыта в закрытом грунте составила 1.2–1.4 м. При этом в полевых условиях высота данной культуры может достигать 3–4 м. Объяснение этому факту можно связать с ограниченным объёмом сосуда для нормального развития более мощной корневой системы. Тем не менее, для условий защищённого грунта и модельного эксперимента этот результат идеальный. Можно ещё отметить тот факт, что плотность посева в целом не влияет на высоту растений, однако непрореженные растения

достигают большей высоты, что может быть связано с уменьшением конкуренции за световую энергию.

Анализ фитохимического состава по накоплению в зелёной биомассе макроэлементов не выявил значимых отличий, хотя тенденция к увеличению наблюдалась, при этом содержание микроэлементов возросло вдвое, за счёт повышения концентрации ионов железа (рис. 3).

Железо играет важную роль в адаптивных реакциях и влияет на поглощение и содержание других биогенных элементов растением. Часть его находится в составе негемовых белков. Дефицит микроэлемента влияет на иммунную систему, что приводит к снижению урожайности культур, фотосинтеза и способствует развитию глобального “скрытого голода”. Ранее уже было показано, что применение ГК сопровождается образованием хелатных комплексов (ГК-ХК) в среде и усилением поступления элемента в растения, что может повысить его антиоксидантный статус в условиях стресса [8, 9].

Анализ аминокислотного профиля показал почти полуторократное увеличение концентрации двух незаменимых (L-Глицина,

L-Глутамин) и двух заменимых (L-Лизина, L-Тирозина) кислот (рис. 4).

На примере первых трёх известно, что они участвуют в формировании коллагеновых волокон у млекопитающих, придающих их биологическим тканям прочность на разрыв и растяжение. Глицин в листьях растений влияет на уровень фосфорилирования белка. На примере кориандра (*Coriandrum sativum* L.) и кукурузы (*Zea mays* L.) показано увеличение активности ферментов (в частности глутаминсинтетазы), а также накопления азота (N), кальция (Ca), калия (K), фосфора (P), железа (Fe) и цинка (Zn), но не магния (Mg) и марганца (Mn) в листьях при экзогенной обработки растений данной кислотой в дозе 5–10 мг/л [10, 11]. Таким образом, накопление глицина улучшает минеральный статус и общее физиологическое состояние растения, что сказывается на наборе белковой биомассы [12]. Важную роль в обмене веществ и иммунной системе растений играет и другой амид — глутамин. Как гомолог аспарагина, наряду с аргинином он участвует в усвоении и запасае азота, влияя тем самым на формирование C—N-остова растения. Совместное внесение глицина и глутамин повышает урожайность и качество салата за счёт улучшения фотосинтетической ассимиляции, ферментативной активности и доступности питательных веществ (в частности значительно повышению концентрации Fe в листьях) [13, 14]. Что касается лизина, то он также влияет на качество формируемых белков [15], а синтез тирозина de novo в растении помимо протеиногенности, является биосинтетическим предшественником токоферолов, пластохинона и убихинона, которые необходимы всем растениям для увеличения толерантности к стрессам [16, 17]. Так, на примере руколы (*Eruca sativa* Mill.) обработка тирозином давала высокие значения повышения антиоксидантных соединений, включая аскорбиновую кислоту в листьях [18].

Среди данных четырёх аминокислот, глицин способен образовывать хелатные комплексы с железом (FeBC) [19], которые способствуют лучшему накоплению биодоступных ионов в зелёной биомассе растений из питательного субстрата [20].

По итогу проведённого исследования в растительной биомассе *C. juncea*, полученной при обработке УДГСС, выявлена сложная биохимическая цепочка каскадных изменений между соотношением минерально-аминокислотных компонентов, влияющих на увеличение белковой

биомассы культуры, и, по всей видимости, прочности лубяных волокон.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках научной темы FMNG-2019-0002 “Инновационные подходы к использованию и регулированию ресурсов водных экосистем”.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Работа не содержит исследований с использованием людей или животных в качестве объектов исследования.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bhandari H. R., Tripathi M. K., Babira C., Sarker S. K. Sunnhemp breeding: Challenges and prospects // Indian J. Agric. Sci. 2016. V. 86. P. 1391–1398.
2. Sinbuathong N., Khun-Anake R., Sawanon S. Biogas production from sunn hemp // Int. J. Glob. Warming. 2019. V. 19(1/2). 24e36.
3. Al-Snafi A. E. The contents and pharmacology of *Crotalaria juncea* — A review // IOSR Journal of Pharmacy. 2016. V. 6(6). P. 77–86.
4. Борисов В. А., Успенская О. Н., Гренадеров Н. В., Васючков И. Ю. Состав органического вещества разных видов сапропелей // Агрохимия. 2014. № 8. С. 51–55.
5. Анисимова Т. Ю. Использование ресурсов торфа и сапропеля в сельском хозяйстве нечерноземной зоны России: состояние вопроса и перспективы // Проблемы агрохимии и экологии. 2022. № 1. С. 51–58.
6. Арефьев А. Н., Кузина Е. Е., Кузин Е. Н. Влияние природных цеолитов на водоудерживающую способность и режим влажности чернозема выщелоченного // Нива Поволжья. 2016. № 1(38). С. 2–9.
7. Jitendra Mohan K. V., Prakash G. Regression and correlation of fibre yield and its components in sunn hemp (*Crotalaria juncea* L.) // Indian J. Agric. Sci. 1971. V. 4(4). P. 378–381.
8. Abros'kin D. P., Fuentes M., Garcia-Mina J. M., Klyain O. I., Senik S. V., Volkov D. S., Perminova I. V., Kulikova N. A. The effect of humic acids and their complexes with iron on the functional status of plants grown under iron deficiency // Eurasian Soil Science. 2016. V. 49(10). P. 1099–1108.
9. Zanin L., Tomasi N., Cesco S., Varanini Z., Pinton R. Humic Substances Contribute to Plant Iron Nutrition

- Acting as Chelators and Biostimulants // Front. Plant Sci. 2019. V. 10. 675.
10. Mohammadipour N., Souri M. K. Effects of different levels of glycine in the nutrient solution on the growth, nutrient composition, and antioxidant activity of coriander (*Coriandrum sativum* L.) // Acta Agrobot. 2019. V. 72(1). P. 1–9
 11. Wu J., Chen S., Ruan Y., Gao W. Combinatorial Effects of Glycine and Inorganic Nitrogen on Root Growth and Nitrogen Nutrition in Maize (*Zea mays* L.) // Sustainability. 2023. V. 15(19). 14122.
 12. Zargar Shooshtari F., Souri M. K., Hasandokht M. R., Jari S. K. Glycine mitigates fertilizer requirements of agricultural crops: case study with cucumber as a high fertilizer demanding crop // Chem. Biol. Technol. Agric. 2020. V. 7(19).
 13. Khan S., Yu H., Li Q., Gao Y., Sallam B. N., Wang H., Liu P., Jiang W. Exogenous Application of Amino Acids Improves the Growth and Yield of Lettuce by Enhancing Photosynthetic Assimilation and Nutrient Availability // Agronomy. 2019. V. 9(5). 1–17.
 14. Noroozlo Y. A., Souri M. K., Delshad M. Stimulation Effects of Foliar Applied Glycine and Glutamine Amino Acids on Lettuce Growth // Open Agriculture. 2019. V. 4. P. 164–172.
 15. Leinonen I., Iannetta P. P. M., Rees R. M., Russell W., Watson C., Barnes A. P. Lysine Supply Is a Critical Factor in Achieving Sustainable Global Protein Economy // Front. Sustain. Food Syst. 2019. V. 3. 27.
 16. Xu J.-J., Fang X., Li C.-Y., Yang L., Chen X.-Y. General and specialized tyrosine metabolism pathways in plants // aBIOTECH. 2019. V. 1(2). P. 1–9.
 17. Schenck C. A., Maeda H. A. Tyrosine biosynthesis, metabolism, and catabolism in plants // Phytochemistry. 2018. V. 149. P. 82–102.
 18. Maher H. S. A.-M., Duraid K. A.-T. Effect of tyrosine and sulfur on growth, yield and antioxidant compounds in arugula leaves and seeds // Research on Crops. 2019. V. 20(1). P. 116–120.
 19. Ghasemi S., Khoshgofarmanesh A. H., Hadadzadeh H., Jafari M. Synthesis of Iron-Amino Acid Chelates and Evaluation of Their Efficacy as Iron Source and Growth Stimulator for Tomato in Nutrient Solution Culture // J Plant Growth Regul. 2012. V. 31. P. 498–508.
 20. Hertrampf E., Olivares M. Iron amino acid chelates // Int J Vitam Nutr Res. 2004 V. 74(6). P. 435–443.

USE OF HUMATE-SAPROPELIC SUSPENSION WHEN GROWING SUNN HEMP (*CROTALARIA JUNCEAE* L.) IN PROTECTED SOIL CONDITIONS (GREENHOUSE)

Academician of the RAS V. A. Rumyantsev^{a, #}, J. V. Puhalsky^{b, c}, S. I. Loskutov^{b, c},
A. S. Mityukov^d, N. I. Vorobyov^e, A. I. Yakubovskaya^f, I. A. Kameneva^f, G. V. Nikiticheva^b,
L. A. Gorodnova^b, K. N. Berdysheva^e, A. I. Kovalchuk^e, D. D. Meshcheryakov^g

^aSt. Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^bPushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Pushkin, Russian Federation

^cA branch of the Federal State Budget Scientific Institution “V.M. Gorbatov Federal Scientific Center for Food Systems”, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^dSt. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^eAll-Russia Research Institute for Agricultural Microbiology, St. Petersburg, Pushkin, Russian Federation

^fScientific Research Institute of Agriculture of Crimea, Republic of Crimea, Simferopol, Russian Federation

^g“Led for Plant” LLC, Krasnoyarsk Territory, Krasnoyarsk, Russian Federation

[#]E-mail: rum.ran@mail.ru; puhalskyan@gmail.com

Among the species of the genus *Crotalaria* L., *Crotalaria juncea* is the only cover crop cultivated for its fiber. The quality of the latter depends on nutritional conditions, the accumulation of biophilic elements in the biomass and the synthesis of proteinogenic amino acids. Thus, the purpose of the study was a qualitative and quantitative assessment of the green harvest at the stage of active flowering, before the phase of bean formation, when the entire biochemical cycle of the plant is reconfigured, and biochemical indicators are maximum. The plants were grown for 140 days (from April 22 to September 9, 2023) in protected soil conditions. The experimental design consisted of two blocks of 50 plants: in the first (control) plants were grown in a soil mixture without any additives; in the second, the crop was treated three times during the growing season with an organic suspension of humic acids (1000 ppm) obtained from sapropel (Pskov region) – UDGSS, by applying it when watering at the root. The soil substrate in both cases was typical chernozem (Kamennaya Steppe nature reserve, Voronezh region, 51°01'41.6"N

40°43'39.3"E) with a 20% addition of volcanic zeolite. Over the course of every 14 days, a systematic record of the dynamics of changes in the morphometric indicators of crop growth (height and dry biomass) was carried out, by removing five cultivars from each block of variants. After 140 days, the remaining five replicates per variant were subjected to biochemical analysis using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and high-performance liquid chromatography (HPLC) using 7500 and LC 1200 instruments (Agilent Technologies, USA), according to the manufacturer's method. Treatment with UDGSS increased productivity and shoot height by 51.1% and 11.3%, respectively. The concentration of macroelements in dry biomass was in the following order: Na>K>Ca>S>P>Mg in the control and Na>K>Ca>Mg>P>S in the variant with UDGSS, and the export of microelements – Fe>Mn>Zn>Ba>B>Cu>Mo and Fe>Mn>B>Zn>Ba>Cu>Mo. At the same time, in total, the increase was more manifested in the amount of accumulation of microelements, due to a twofold increase in the concentration of iron ions. Among amino acids, an increase in the concentration of L-Lysine, L-Glycine, L-Glutamine and L-tyrosine was observed. The first three are structural components of biological tissues, which indirectly indicates an increase in the fiber strength of the culture.

Keywords: sapropel, sunnhemp, microelements, amino acids, productivity, cognitive importance index

УДК 551.8+902.674+502.5

ПЕРВАЯ В РОССИИ ДЛИТЕЛЬНАЯ 377-ЛЕТНЯЯ ДРЕВЕСНО-КОЛЬЦЕВАЯ ХРОНОЛОГИЯ ПО ДРЕВЕСНЫМ УГЛЯМ ИЗ ДРЕВНИХ ЖЕЛЕЗОПЛАВИЛЬНЫХ ПЕЧЕЙ АЛТАЯ (ГОРЫ ЮГА СИБИРИ)

© 2024 г. В. С. Мыплан¹, В. В. Баринов¹, А. Р. Агатова^{2,3,*}, Р. К. Непоп^{2,3}, М. О. Филатова⁴

Поступило 22.12.2023 г.

После доработки 15.01.2024 г.

Принято к публикации 16.01.2024 г.

Древесный уголь является распространённым материалом для радиоуглеродного датирования и в то же время недооценён в качестве объекта дендрохронологического анализа — метода, позволяющего датировать природные и историко-археологические события с точностью до года. Разработанный авторами новый подход к пробоподготовке древесного угля снимает ранее существовавшие ограничения для использования этого хрупкого материала в дендрохронологических исследованиях и позволяет привлекать его в качестве эффективного источника информации в палеоэкологии, палеоклиматологии, палеогеографии, археологии. С применением нового подхода построена 377-летняя древесно-кольцевая хронология по археологическим углям из древних железоплавильных печей Чуйско-Курайского металлургического района Алтая. Это первая в России и наиболее длительная в мировой дендрохронологической практике древесно-кольцевая хронология по древесному углю. Её дальнейший анализ позволит получить новую информацию о природных и археологических событиях высокогорного региона, расположенного в самом центре Евразии.

Ключевые слова: дендрохронология, древесный уголь, железоплавильная печь, горы юга Сибири

DOI: 10.31857/S2686739724050207

ВВЕДЕНИЕ

Древесный уголь часто встречается в почвах, озёрных и болотных отложениях четвертичного возраста, а также широко распространён в исторических и археологических памятниках. Он является материалом для радиоуглеродного датирования и в то же время совершенно недооценён в качестве объекта дендрохронологического анализа — одного из немногих количественных методов, позволяющих датировать природные и историко-археологические события с точностью до года. Данное временное разрешение может являться определяющим фактором в случаях, когда продолжительность исследуемых событий меньше, чем точность большинства других

методов датирования. Как правило, материалом для дендрохронологического анализа служат керны живых и спилов с сохранившихся остатков деревьев. Древесный уголь в качестве материала для построения древесно-кольцевых хронологий (ДКХ) в мировой практике используется значительно реже вследствие хрупкости, значительной фрагментированности, сложности пробоподготовки и измерения параметров годичных колец на аналоговом оборудовании [1, 2]. В России до настоящего времени древесный уголь для этой цели не использовали.

Разработанный авторами новый подход к пробоподготовке снимает ранее существовавшие ограничения и позволяет привлекать этот материал в качестве эффективного источника информации [3, 4]. Наличие комплекса современного цифрового оборудования для проведения дендрохронологических измерений в Сибирской дендрохронологической лаборатории СФУ и формирование большой коллекции археологических углей из Чуйско-Курайского металлургического района Алтая позволили построить первые в России хронологии по древесному углю. Их максимальная длительность

¹Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

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

³Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия

⁴Институт археологии и этнографии Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

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



Рис. 1. Положение пробных участков и участков сбора образцов древесного угля в Чуйской (Ч) и Курайской (К) котловинах Русского Алтая. Треугольники — участки сбора углей: 1 — Куектанар, 2 — Юстыд, 3 — Тюргунь. Ёлочка — пробные участки Куг и Кгг в лесостепной зоне Курайской котловины.

составила 290 лет [3, 4]. Дальнейшее пополнение коллекции углей из железоплавильных печей алтайских nomads дало возможность значительно увеличить максимальную длительность ДКХ. В данной статье представлены результаты построения и обоснование качества (репрезентативности) 377-летней древесно-кольцевой хронологии по древесному углю. Представленная ДКХ является самой длительной в мировой дендрохронологической практике.

Проводимые исследования направлены на расширение базы материалов, используемых в дендрохронологии, и вносят вклад в совершенствование одного из самых точных геохронологических методов. Дендрохронологический анализ археологических углей из древних железоплавильных печей Алтая позволит получить новую информацию о хронологии природных и археологических событий региона, расположенного в самом центре крупнейшего континента Земли.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

В юго-восточной части Русского Алтая (ЮВ Алтае) древесный уголь встречается в отложениях Чуйской и Курайской впадин и долин обрамляющих их хребтов, а также в большом количестве обнаружен в металлургических шлаках в ходе археологических раскопок древних железоплавильных печей [5, 6]. Сосредоточение здесь многочисленных сыродутных горнов позволило выделить обширный Чуйско-Курайский металлургический район. Преобладающие коробчатые печи кош-агачского типа были отнесены к древнетюркскому времени (VI-первой половине X века н.э.) на основании типологических признаков и находок датирующих предметов [5]. В дальнейшем наиболее молодые радиоуглеродные даты включенных в шлаки углей [4, 7–9] и фрагмента коры — уникального свидетельства последней плавки в печи памятника Куэктонар-1 [7, 8] подтвердили это определение. Взгляд

на более древний возраст печей и их сооружение в эпоху хунну приведён в работах [6, 10].

Коллекция фрагментов углей и кусков шлака с включениями древесных углей собрана в местах раскопок сыродутных горнов в долинах рек Юстыд (Чуйская впадина) и Тюргунь (Курайская впадина), а также в устье р. Куектанар в долине р. Чуя между впадинами (рис. 1).

Высокогорный ЮВ Алтай характеризуется суровым аридным климатом, при этом аридизация усиливается в юго-восточном направлении: если в Курайской котловине выпадает 150–200 мм осадков в год, то в Чуйской котловине — уже всего 80–150 мм/год. Около двух третей годовой суммы осадков приходится на летний период. Среднегодовая температура здесь отрицательная — (–5.6)°С. Засушливый климат и незначительная численность населения способствуют хорошей сохранности многочисленных археологических памятников от позднего палеолита до Средневековья.

Курайская котловина (25х20 км) залегает на высотах 1470–1600 м н.у.м., представляет собой холмистую равнину, в северо-западной части которой преобладают сухие, а на юге и юго-востоке — опустыненные степи. Лиственница сибирская произрастает в виде лент и куртин в понижениях рельефа. Для получения лесотаксационных характеристик в Курайской котловине были заложены два пробных участка — Kиг и Kгi (рис. 1). Чуйская котловина, крупнейшая на Алтае (70х40 км), расположена на высотах 1730–2100 м н.у.м. В её пределах значительную площадь занимают полупустыни с соле- и засухоустойчивой растительностью. В настоящее время в пойме рек встречаются одиночные деревья лиственницы сибирской (*Larix sibirica* Ledeb.). На её более широкое произрастание в прошлом указывают остатки пней в пойме р. Чуя недалеко от районного центра пос. Кош-Агач, исторические записи о строительстве пос. Ташанта, а также сообщения местных жителей о находках фрагментов пней лиственницы в долинах ныне безлесной юго-восточной части котловины и окружающих её хребтов. Несмотря на отсутствие в настоящее время древесной растительности в долине Юстыда здесь расположен целый ряд железоплавильных печей, шлаки из которых включают многочисленные фрагменты древесного угля. Долина Чуи в устье р. Куектанар и долина р. Тюргунь, откуда также отбирались образцы археологических древесных углей, заселены лесом с участием лиственницы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ существующих решений по пробоподготовке древесных углей показал их низкую результативность применительно к задаче быстрой обработки коллекции. В результате был разработан подход, позволяющий выполнить быструю и качественную пробоподготовку большого числа углей практически любого размера и формы [3, 4]. Подготовленные угли фотографировали в отражённом свете при 30-кратном увеличении с помощью микроскопа AXIO zoom. V16 (“Carl Zeiss”). В дальнейшем изображения обрабатывались в программе CooRecorder 9.3, где в ручном режиме выполнялось измерение линейных размеров по трём параметрам: ширина годичного кольца, ширина ранней древесины и ширина поздней древесины. Графическое представление полученных данных выполнялось в программе CDendro 9.4. Датирование всех измеренных серий было проведено посредством сочетания графической перекрестной датировки и кросскорреляционного анализа. В ходе этой процедуры выявлялись выпавшие кольца и ошибки измерения. Возрастной тренд измеренных серий убирал путём стандартизации сплайном $\frac{2}{3}$ длины каждой серии. Выбор такого способа стандартизации определялся наличием у отдельных образцов коротких периодов с резким увеличением прироста, что характерно для прироста деревьев из лесостепной зоны. Оценка качества построенных хронологий выполнялась на основе применения традиционных показателей: коэффициентов корреляции (множественной и Пирсона), чувствительности, стандартного отклонения, EPS, RBAR и других (детально методика изложена на сайте Сибирской дендрохронологической лаборатории <https://www.sibdendro.com>).

В последнее десятилетие ряд исследователей независимо друг от друга предложили схожие подходы к обработке древесного угля для построения хронологий [11–13]. Тем не менее предложенный нами подход имеет свои отличия. Так, вместо термоусадочных трубок разного диаметра для фиксации хрупких углей (фрагментов) мы используем термоклей (наносится по периметру образца). Удаление пыли после шлифовки углей происходит при помощи пылесоса, а не воздухом под давлением, что максимально сохраняет структуру трахеид кольца. Измерение и фотографирование образцов производится нами на микроскопе при 20–30-кратном увеличении, что позволяет получить чёткое изображение самых узких колец. Последнее имеет принципиальное значение, поскольку дендрохронологический анализ древесных углей, собранных

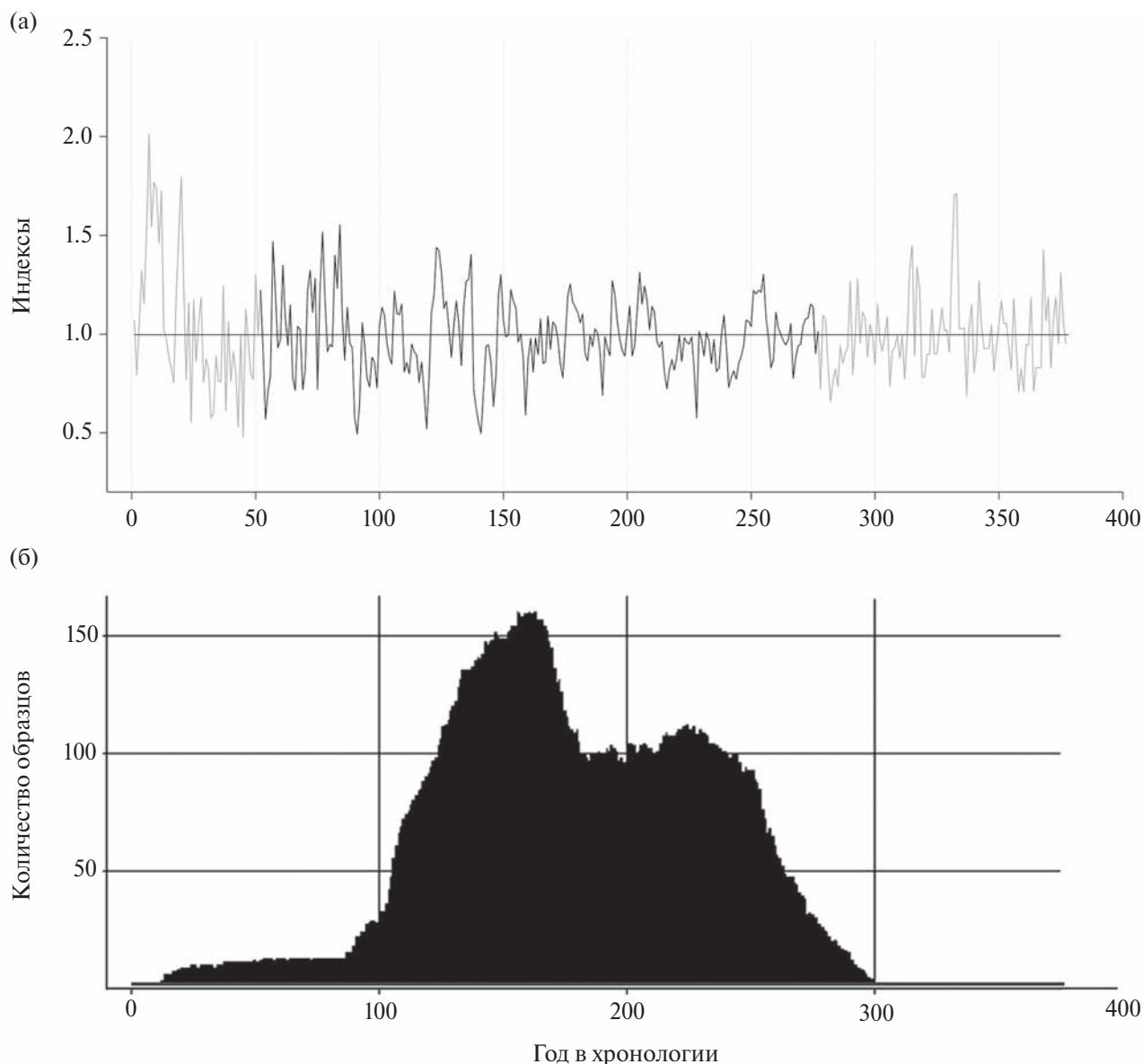


Рис. 2. 377-летняя древесно-кольцевая хронология по древесным углям, извлечённым из шлаков железоплавильных печей Чуйско-Курайского металлургического района (а), и её наполненность образцами (б). Серая кривая – годовичные колебания индексов прироста, чёрная кривая отражает период, на котором параметр EPS, оценивающий чувствительность ДКХ к изменению внешних факторов, ≥ 0.85 , горизонтальная линия – арифметическая средняя.

в горной местности [3, 4, 14], выявил наличие образцов с крайне узкими годичными кольцами (среднее значение 0.15 мм). Как следствие, даже относительно небольшие фрагменты таких углей могут содержать большое количество годичных колец [4, 15]. Предложенный нами подход демонстрирует высокую эффективность и позволяет привлекать подобные образцы для дальнейшего анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Параметры ДКХ, построенной по археологическому древесному углю. Максимальная

древесно-кольцевая хронология, построенная нами по археологическому древесному углю, составляет 377 лет (рис. 2). В представленную ДКХ вошли 275 перекрёстно датированных индивидуальных серий прироста. Средняя длина измеренных серий составляет 74 года, среднее значение ширины годичного кольца – 0.26 мм, максимальное значение годичного кольца – 1.99 мм. Стандартное отклонение – 0.22, коэффициент чувствительности EPS (показывающий, насколько хронология пригодна для проведения климатических реконструкций) – 0.18. $\text{EPS} \geq 0.85$ характеризует период с 50 по 275 год.

Межсерийный коэффициент корреляции — 0.52. В выборку были включены 69 образцов длиной менее 50 годичных колец (минимальное количество годичных колец в образце — 24). Данные образцы содержали уникальное (реперное) сочетание нескольких годичных колец, которое позволяет соотнести их с общей кривой прироста.

Оценка обеспеченности (репрезентативности) построенной ДКХ. Обоснованность построения ДКХ по углям из железоплавильных печей Юго-Восточного Алтая подтверждает оценка минимального количества древесины, необходимого для одной плавки в сыродутном горне кош-агачского типа. Как показали многочисленные археологические исследования, объём рабочей камеры печи этого типа в среднем составляет $\sim 1 \text{ м}^3$ [5, 6]. Древесный уголь использовали в качестве топлива и смешивали с обогащённой дроблёной рудой для получения шихты. Обязательным этапом в технологическом процессе был предварительный сильный прогрев камеры [5], что также требовало топлива. Последующая укладка и утрамбовка древесного угля производилась до уровня воздуходушных сопел ($\sim \frac{3}{4}$ объёма горна). Верхняя часть камеры ($\sim \frac{1}{4}$ объёма горна) заполнялась шихтой, которая добавлялась по мере прогорания угля. Плавка могла продолжаться от нескольких часов до нескольких суток. Таким образом, минимальный объём древесного угля, необходимого для одной плавки железа сыродутным способом, превосходил объём рабочей камеры, который можно принять в качестве минимальной оценки расхода топлива.

При бытовавшем тогда явном углежжении выход угля не превышал 30% от объёма использованной сырой древесины [16, 17]. Следовательно, для одной плавки в горне кош-агачского типа требовалось заготовить не менее 3 м^3 древесины.

Для оценки количества деревьев, необходимых для получения такого объёма древесины, был рассчитан средний объём древесины, который можно заготовить с одного дерева. Объём ствола растущего дерева может быть оценен формулой [18]:

$$V = 0.001 \cdot d \cdot 2,$$

где d — диаметр на высоте 1.3 м.

При высоте дерева более/менее 25 м результат увеличивается/уменьшается на каждый метр высоты для хвойных пород на 3–4%, для лиственных — на 5% [18]. Для определения среднего диаметра и высоты деревьев рассматриваемого

района Алтая нами использованы данные с двух пробных участков — Киг и Кг1, заложенных в лесостепной части Курайской котловины (рис. 1). Современные лесные насаждения здесь в основном представлены разреженными лиственничными древостоями и одиночными старовозрастными деревьями. Согласно лесотаксационным данным, средний диаметр стволов на высоте 1.3 м составляет 440 мм. Объём древесины, получаемой при рубке такого дерева, составляет 0.88 м^3 . Принимая во внимание, что средняя высота деревьев на пробных участках — 10.65 м, объём древесины, получаемый при рубке одного дерева, произрастающего в Курайской котловине, составляет от 0.35 до 0.48 м^3 . Таким образом, для получения 3 м^3 древесины, необходимых для одной плавки железа сыродутным способом в печи кош-агачского типа, использовалось как минимум 7–9 деревьев такого размера.

При сплошной валке, когда ведётся порубка разновозрастных и, следовательно, разноразмерных деревьев, объём заготавливаемой древесины уменьшается. Кроме того имеются потери, связанные с последующей сортировкой и транспортировкой углей. Таким образом, в действительности количество деревьев, использованных при выплавке железа номадами, было ещё больше. Косвенным подтверждением такой оценки может служить алтайский эпос, где есть упоминания о некоторых особенностях процесса углежжения и объёме получаемого древесного угля. Так, в сказаниях об Алтын Тууди [19] приведены такие строки: “... Шестьдесят лиственниц срубил, Большой костёр из них разожгла, Две суммы угля наготовила”.

Следует подчеркнуть, что сыродутные печи Чуйско-Курайского палео-металлургического района использовали многократно — от двух до семи раз [5]. В печи на участке Куктанар, угли из которой использованы нами для построения ДКХ, было проведено как минимум три плавки [6]. Таким образом, даже в одной железоплавильной печи кош-агачского типа при выполнении нескольких плавок была задействована древесина как минимум 30 деревьев. Такая оценка позволяет утверждать, что для построения всех древесно-кольцевых хронологий по археологическим углям из сыродутных горнов ЮВ Алтая была использована древесина как минимум 60 деревьев.

ДИСКУССИЯ

До настоящего времени древесные угли из железоплавильных печей Алтая применяли исключительно для радиоуглеродного датирования

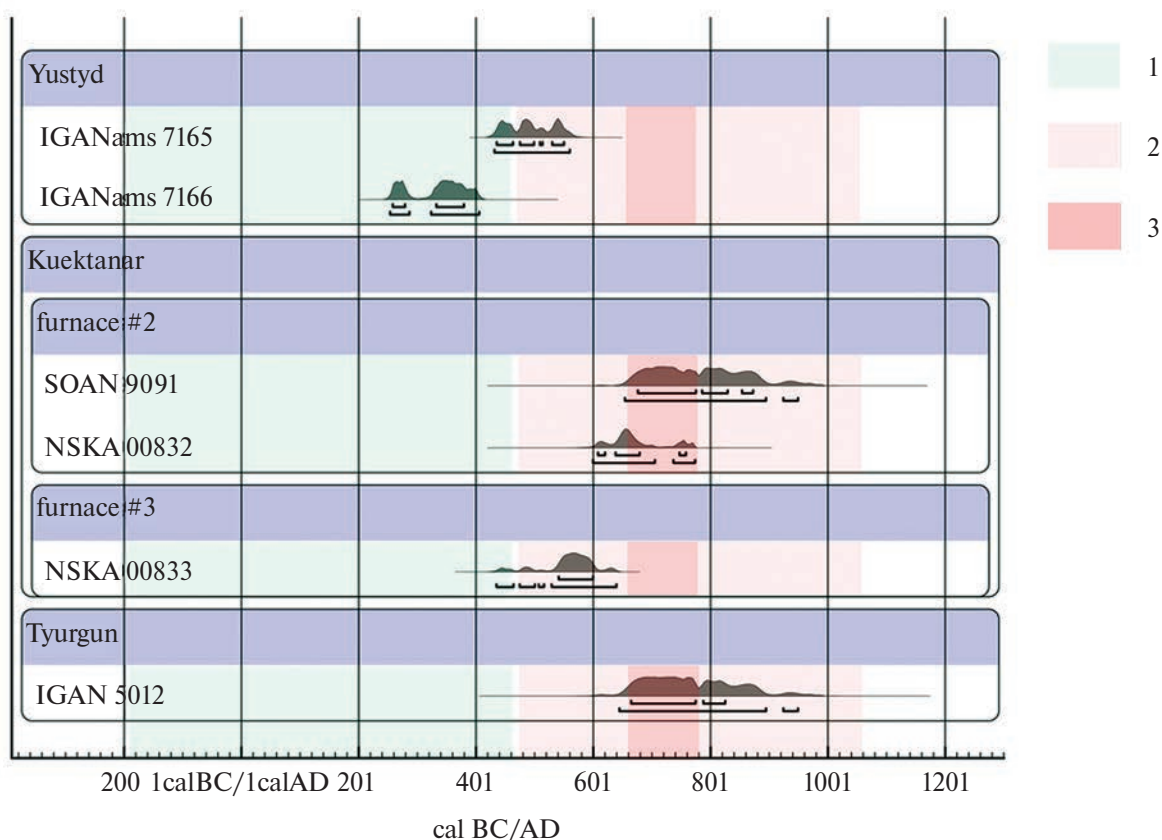


Рис. 3. Радиоуглеродные даты, полученные нами для углей из железоплавильных печей на участках Юстыд, Куектанар и Тюргунь [4, 7, 8]. Калибровка (1σ и 2σ) выполнена в программе OxCal 4.4.4. Цветом обозначены: 1 – хуннская эпоха; 2 – древнетюркская эпоха; 3 – интервал времени, в течение которого произошла последняя плавка в печи № 2 памятника Куэктанар-1.

[6–10]. Хорошая сохранность годичных колец на фрагментах обугленной древесины привела к идее использовать их для построения древесно-кольцевых хронологий [3, 4]. Для этого была собрана коллекция отдельных углей и шлаков с включениями углей из сыродутных горнов в долинах рек Тюргунь, Юстыд, Куектанар и разработана методика пробоподготовки.

В 2021–2022 гг. для пробоподготовки и дендрохронологического анализа было отобрано 448 образцов. Ширина годичного кольца была измерена у 360 образцов, оказавшихся пригодными для измерения линейных параметров годичных колец. Это позволило построить 9 ДКХ, в которые вошли 160 образцов, т.е. около 44% от их общего числа [3]. Максимальная длительность ДКХ на этом этапе исследований составила 290 лет.

Пополнение коллекции и продолжение работы в 2023 г. позволило завершить обработку древесных углей и увеличить количество образцов

до 640. Часть образцов, содержащих менее 30 годичных колец, была исключена из дальнейшего анализа, т.к. малое число годичных колец в образце не всегда позволяет однозначно выполнить перекрёстную датировку – появляются два и более возможных варианта календарной датировки. Из 640 образцов пригодными для измерения линейных параметров годичных колец оказались 455. Расширение коллекции образцов позволило существенно увеличить наполненность хронологий, полученных ранее. Наибольшие успехи достигнуты для хронологии 1_4 [3]: её длина возросла с 290 до 377 годичных колец, а число серий в ней увеличилось с 99 до 275. Средняя длина серий увеличилась с 67 до 74 лет, несмотря на включение значительного числа образцов, длина которых составляет менее 50 колец. В выборке уменьшилось среднее значение ширины годичного кольца – с 0.31 до 0.26 мм, но при этом увеличилось максимальное значение ширины – с 1.44 до 1.99 мм. Значение

коэффициента чувствительности не изменилось (0.18), но при этом увеличился период, на котором $EPS \geq 0.85$: если первоначально коэффициент имел такие значения на интервале 60–260 гг., то в новой ДКХ — на интервале 50–275 гг. В итоге построенная нами 377-летняя ДКХ по древесному углю стала первой в России и максимальной по длительности в мировой дендрохронологической практике.

В настоящий момент хронология является относительной. Её корреляция с региональной абсолютной 2367-летней ДКХ “Mongun” для верхней границы леса [20] положительного результата не дала [3, 4]: намады вырубали леса во впадинах и долинах, где температурно-влажностные условия отличаются от таковых на верхней границе леса. Тем не менее массив ^{14}C -дат отдельных углей, полученный до начала дендрохронологических работ, определяет интервал календарного времени, к которому “угольная” ДКХ может быть привязана — IV в. до н. э. – VIII в. н. э. [4, 6–10]. Этот интервал включает скифскую (частично), хуннскую и древнетюркскую (частично) археологические эпохи. Столь значительная ширина интервала, в первую очередь, может быть обусловлена невысокой точностью радиоуглеродных дат и эффектом “старого дерева” [4], кроме того не исключена возможность датирования углей из шлаков разных эпох. В целом в ходе углежжения и железноплавильного производства в шлаках концентрируются фрагменты наиболее древних частей древесины. Как следствие, ^{14}C -дат более молодых внешних колец в выборке меньше, однако именно они более близки ко времени функционирования печей.

Нами были получены шесть ^{14}C -дат (AMS и LSC) фрагментов углей со всех трёх участков, с которых собиралась коллекция образцов для дендрохронологического анализа (рис. 3). Датирование было выполнено в разных лабораториях России (Новосибирск, Москва) и США (Аризона, Джорджия) и показало, что печи кош-агачского типа, более вероятно, функционировали в древнетюркское время [4].

В заполнении рабочей камеры железноплавильной печи № 2 памятника Куэхтонар-1 нами была сделана уникальная находка фрагмента слабо обугленной коры лиственницы [7, 8]. Дата коры (NSKA-00832) соответствует времени рубки дерева и с большой долей вероятности — времени последней плавки. Использование этой информации при калибровке с доверительным интервалом 2σ даты СОАН-9091 фрагмента угля, найденного рядом в заполнении рабочей камеры

этой же печи, помогло максимально точно (для радиоуглеродного анализа) установить время последней плавки — между 655 и 765 гг. н. э., что соответствует древнетюркскому времени [7, 8]. На сегодняшний день это самая точная реконструкция времени плавки в одной из печей кош-агачского типа с использованием радиоуглеродного метода. Тем не менее даже в этом случае точность хронологических построений превысила 100 лет (рис. 3). Очевидно, что применение дендрохронологического анализа с его годичным разрешением позволит приблизиться к решению данной проблемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный нами подход к пробоподготовке древесных углей позволяет привлекать древесные угли в качестве эффективного источника информации [3, 4]. Он даёт возможность проводить пробоподготовку большого количества древесных углей для дендрохронологического анализа с применением оборудования, имеющегося в дендрохронологических лабораториях России. Разработка этого подхода дала возможность построить 377-летнюю древесно-кольцевую хронологию по археологическому древесному углю — первую в России и максимальную по длительности в мировой дендрохронологической практике.

Совершенствование методик дендрохронологического анализа древесного угля имеет несомненную значимость для развития одного из наиболее точных методов датирования. Привязка ДКХ, построенной по углям из железноплавильных печей Чуйско-Курайского металлургического района Алтая, к календарной шкале поможет снять дискуссионные вопросы о принадлежности сыродутных горнов кош-агачского типа к определенной археологической культуре. Кроме того, “угольные” ДКХ смогут выступить в качестве основы для погодичной реконструкции режима увлажнения территории, выявления частоты экстремальных засух, т.е. внесут вклад в понимание эволюции ландшафтов и климата в северном сегменте Центрально-Азиатского горного пояса в голоцене.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают особую благодарность Е.В. Водясову и И.Ю. Слюсаренко за возможность работы с коллекцией углей с памятника Куэхтонар.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 22-27-00454).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nelle O., Guggenbichler E., Putz U., Schmidgall J. Eine mittelalterliche Kohlenmeilergrube im Vorderen Bayerischen Wald. Ergebnisse archäologischer, anthrakologischer und bodenkundlicher Untersuchungen // *Archäologisches Korrespondenzblatt*. 2003. V. 33. № 3. P. 457–467.
2. Tolsdorf J. F., Elburg R., Schroder F., Knapp H., Herbig C., Westphal T., Schneider B., Fülling A., Hemker C. Forest exploitation for charcoal production and timber since the 12th century in an intact medieval mining site in the Niederpöbel Valley (Erzgebirge, Eastern Germany) // *Journal of Archaeological Science: Reports*. 2015. V. 4. P. 487–500.
3. Мыглан В. С., Агатова А. Р., Непон Р. К., Тайник А. В., Филатова М. О., Баринов В. В. Новый подход к изучению древесных углей из археологических памятников на примере металлургических печей Юго-Восточного Алтая // *Археология, этнография и антропология Евразии*. 2023. Т. 51. № 2. С. 74–84.
4. Agatova A., Nepov R., Myglan V., Barinov V., Tainik A., Filatova M. Potentiality of Charcoal as a Dendrochronological and Paleoclimatic Archive: Case Study of Archaeological Charcoal from Southeastern Altai, Russia // *Climate*. 2023. V. 11(7). P. 150.
5. Зиняков Н. М. История черной металлургии и кузнечного ремесла древнего Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1988. 274 с.
6. Водясов Е. В., Зайцева О. В. Древнейшие памятники черной металлургии в Горном Алтае: новые данные из долины р. Юстыд // *Сибирские исторические исследования*. 2020. № 2. С. 125–147.
7. Agatova A. R., Nepov R. K., Korsakov A. V. Vanishing iron-smelting furnaces of the South Eastern Altai, Russia-Evidences for highly developed metallurgical production of ancient nomads // *Quaternary International*. 2018. V. 483. P. 124–135.
8. Агатова А. Р., Непон Р. К., Слюсаренко И. Ю., Панов В. С. Новые данные комплексных исследований памятников железоплавильного производства в долинах рек Куектанар и Тюргун (Юго-Восточный Алтай) // *Археология, этнография и антропология Евразии*. 2018. Т. 46. № 2. С. 90–99.
9. Мураками Я., Соенов В. И., Трифанова С. В., Эбель А. В., Богданов Е. С., Соловьев А. И. Изучение памятников черной металлургии на Алтае в 2017 году // *Вестник Томского государственного университета. История*. 2019. № 60. С. 167–174.
10. Гутак Я. М., Русанов Г. Г. О возрасте железоплавильных печей урочища Куяктанар (Горный Алтай) // *Вестник Сибирского государственного индустриального университета*. 2013. № 2(4). С. 18–20.
11. Marguerie D., Bernard V., Bégin Y., Terral J.-F. Dendroanthracologie / In: Payette S., Filion L. (eds.). // *La Dendroécologie: Principes, méthodes et applications*. Quebec: Presses de l'Université Laval, 2010. P. 311–347.
12. Blondel F., Cabanis M., Girardclos O., Grenouillet-Paradis S. Impact of carbonization on growth rings: dating by dendrochronology experiments on oak charcoals collected from archaeological sites // *Quaternary International*. 2018. V. 463. P. 268–281.
13. Brossier B., Poirier P. A new method for facilitating tree-ring measurement on charcoal from archaeological and natural contexts // *Journal of Archaeological Science: Reports*. 2018. V. 19. P. 115–126.
14. Oberhänsli M., Seifert M., Bleicher N., Schoch W., Reitmaier-Naef L., Turck R., Reitmaier T., Della Casa P. Dendrochronological dating of charcoal from high-altitude prehistoric copper mining and smelting sites in the Oberhalbstein Valley (Grisons, Switzerland) / In: Turck R., Stöllner T., Goldenberg G. (eds.). // *Alpine Copper II – Alpenkupfer II – Rame delle Alpi II – Cuivre des Alpes II. New Results and Perspectives Prehistoric Copper Production*. Bochum: VML Verlag Marie Leidorf GmbH, 2019. P. 245–260.
15. Pichler Th., Nicolussi K., Goldenberg G., Hanke K., Kovacs K., Thurner A. Charcoal from a prehistoric copper mine in the Austrian Alps: dendrochronological and dendrological data, demand for wood and forest utilization // *Journal of Archaeological Science*. 2013. V. 40. P. 992–1002.
16. Коробкин В. А. Углежжение. Свердловск: Металлургиздат, 1948. 340 с.
17. Сунчугашев Я. И. Древняя металлургия Хакасии. Эпоха железа. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
18. Справочник лесничего. Под редакцией А.Н. Филиппчука. М.: ВНИИЛМ, 2003. 640 с.
19. Алтын Тууди: Алтайский героический эпос / Под ред. А. Л. Коптелова. Новосибирск: Новосибирское областное государственное издательство, 1950. 108 с.
20. Мыглан В. С., Ойдунаа О. Ч., Ваганов Е. А. Построение 2367-летней древесно-кольцевой хронологии для Алтае-Саянского региона (горный массив Монгун-Тайга) // *Археология, этнография и антропология Евразии*. 2012. № 3. С. 76–83.

THE FIRST IN RUSSIA LONG 377-YEAR TREE-RING CHRONOLOGY BASED ON CHARCOALS FROM ANCIENT ALTAI IRON-SMELTING FURNACES (MOUNTAINS OF SOUTHERN SIBERIA)

V. S. Myglan^a, V. V. Barinov^a, A. R. Agatova^{b,c,#}, R. K. Nepop^{b,c}, M. O. Filatova^d

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

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

^c*Ural Federal University, Ekaterinburg, Russian Federation*

^d*Institute of Archaeology and Ethnography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

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

Charcoal is a common material for radiocarbon dating and is underestimated as an object of dendrochronological analysis – a method that allows dating natural and historical-archaeological events with an accuracy of up to a year. The new approach to charcoal sample preparation developed by the authors removes previously existing restrictions on the use of this fragile material in dendrochronological studies and allows it to be used as an effective source of information in paleoecology, paleoclimatology, paleogeography and archaeology. Applying this approach, a 377-year tree-ring chronology was constructed using archaeological coals from ancient iron-smelting furnaces in the Chuya-Kurai ferrous metallurgy province of the Russian Altai. This is the first tree-ring chronology of charcoal in Russia and the longest in the world dendrochronological practice. Its further analysis will provide new information about the nature and archaeological events of the high mountain region located in the center of Eurasia.

Keywords: dendrochronology, charcoal, iron-smelting furnaces, mountains of southern Siberia

УДК 556

ОСЕСИММЕТРИЧНОЕ РАСТЕКАНИЕ НЕФТЕПРОДУКТОВ ПО ПОВЕРХНОСТИ ЛЬДА

© 2024 г. Т. О. Чаплина*, А. В. Кистович, В. П. Пахненко

Представлено академиком РАН Д.М. Климовым 08.01.2024 г.

Поступило 08.01.2024 г.

После доработки 22.01.2024 г.

Принята к публикации 23.01.2024 г.

Представлены результаты экспериментального и теоретического исследования разлива пятен нефтепродуктов по поверхности льда, основанная на законах сохранения массы и полной энергии системы. В рамках этой модели получено приближённое уравнение, описывающее динамику площади растекания во времени. Сравнение теоретических и экспериментальных результатов показывает их хорошее соответствие друг другу.

Ключевые слова: моделирование, растекание, машинное масло, сырая нефть, шероховатость поверхности

DOI: 10.31857/S2686739724050211

В данной работе представлена упрощённая математическая модель, в которой химический состав и все термодинамические параметры сред считаются постоянными величинами, масса растекающегося пятна предполагается неизменной, все среды однородны и изотропны. Так как скорости переноса воды и нефти значительно ниже, чем скорости звука в них, все среды считаются несжимаемыми в любой модели распространения.

Для упрощения изложения все виды нефтепродуктов далее будут называться просто нефтью, но в случае непосредственного представления экспериментальных результатов и их сравнения с теоретическими расчётами тип нефтепродукта будет конкретизироваться.

Механизм растекания нефти по поверхности льда требует учёта следующих основных факторов:

– Переход потенциальной энергии системы нефть–лёд–воздух в кинетическую энергию в гравитационном поле из-за изменения геометрических характеристик разлива с течением времени.

– Изменение количества поверхностной энергии системы “нефть на льду” по причине

изменения площадей контактных границ “нефть–воздух”, “нефть–лёд”, “воздух–лёд”.

– Торможение растекания нефти за счёт шероховатости поверхности льда и за счёт увлечения водной массы (в случае разлива подо льдом).

– Образование застойных зон в местах заполнения шероховатостей нефтью, что приводит к уменьшению массы нефти, участвующей в процессе растекания.

Как было показано в [1], в приближённой модели допустимо пренебречь вязкими тепловыми потерями в нефти и воздухе, но теперь необходимо учесть влияние шероховатой поверхности на динамику процесса. Модель шероховатого льда и процесса растекания по нему нефти основывается на ряде статистических характеристик, позволяющих описывать изучаемое явление в среднем. Лабораторные эксперименты [2] и наблюдения за разливами нефти по льду в природе [3] показывают, что нефтяной разлив в большинстве случаев представляет собой пятно неправильной формы. Аналитическое описание динамики пятен неправильной формы, постоянно изменяющейся во времени, представляет собой неразрешимую задачу. По этой причине в дальнейшем изучается растекание пятен, которые в среднем являются осесимметричными.

Понятие “осесимметричные в среднем” несёт в себе следующий смысл. Пусть в момент

Институт проблем механики Российской Академии наук
им. А.Ю. Ишлинского, Москва, Россия
*E-mail: tanya75.06@mail.ru

времени t граница пятна описывается функцией $R(\varphi, t)$ в цилиндрической

системе координат (r, φ, z) с началом в точке O , расположенной на поверхности льда (ось z направлена против вектора силы тяжести). Вводится понятие среднего радиуса пятна

$$R(t) = \overline{R(\varphi, t)} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} R(\varphi, t) d\varphi$$

и его среднеквадратичного отклонения

$$\begin{aligned} \delta_R(t) &= \sqrt{\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (R(\varphi, t) - R(t))^2 d\varphi} = \\ &= \sqrt{\langle (R(\varphi, t) - \overline{R(\varphi, t)})^2 \rangle} = \\ &= \sqrt{R^2(\varphi, t) - R^2(t)} \end{aligned}$$

откуда следует соотношение

$$\overline{R^2(\varphi, t)} = R^2(t) + \delta_R^2(t).$$

Если при этом выполняется условие $\delta_R(t)/R(t) \ll 1$ для всех моментов времени, то растекающиеся пятна считаются в среднем осесимметричными. Для того чтобы оценить, является ли растекание нефтяного пятна в эксперименте или в реальной ситуации осесимметричным в среднем или нет, проводится следующая процедура. Сначала по форме пятна вычисляются величины $R(t)$ и $\delta_R(t)$ согласно ранее приведённым соотношениям, а затем проверяется справедливость условия $\delta_R(t)/R(t) \ll 1$. В дальнейшем, при сравнении теоретических и экспериментальных результатов, усреднение по ансамблю реализаций процесса растекания проводится именно для таких нефтяных пятен. Результаты измерений для пятен, нарушающих условие $\delta_R(t)/R(t) \ll 1$, отбраковываются и в усреднении по ансамблю реализаций не участвуют.

Таким образом, модель осесимметричного в среднем растекания нефтяного пятна представляет собой цилиндрическую область с изменяющимся во времени радиусом её границы $R(t)$, верхняя горизонтальная граница которой (контактная поверхность “нефть–воздух”) описывается координатой $z = h(t)$, а нижняя (контактная поверхность “нефть–лёд”) — координатой $z = \zeta(r, \varphi)$. Учёт шероховатостей поверхности льда требует создания их статистической

модели, в основе которой лежит предположение о том, что среднее значение отклонений $\zeta(r, \varphi)$ поверхности льда от горизонтали равно нулю

$$\begin{aligned} \overline{\zeta(r, \varphi)} &= \frac{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(\varphi, t)} \zeta(r, \varphi) r dr}{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(\varphi, t)} r dr} = \\ &= \frac{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(t)} \zeta(r, \varphi) r dr}{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(t)} r dr} + O\left(\frac{\delta_R}{R(t)}\right) \approx \\ &\approx \frac{1}{\pi R^2(t)} \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(t)} \zeta(r, \varphi) r dr = 0 \end{aligned}$$

а среднее квадратичное отклонение определяется некоторой постоянной величиной

$$\delta_\zeta = \sqrt{\langle (\zeta(r, \varphi) - \overline{\zeta(r, \varphi)})^2 \rangle} = h_*,$$

которая определяет характерный размер шероховатостей.

На основании предложенной модели нефтяного пятна и представленных выше соотношений постоянный объём нефти V определяется выражением

$$\begin{aligned} V &= \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(t)} r dr \int_{\zeta}^h dz + O\left(\frac{\delta_R^2}{R^2(t)}\right) = \\ &= \pi R^2 h + \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{R(t)} \zeta(r, \varphi) r dr + O\left(\frac{\delta_R^2}{R^2(t)}\right) = \quad (1) \\ &= \pi R^2 h + O\left(\frac{\delta_R^2}{R^2(t)}\right) \approx \pi R^2 h \end{aligned}$$

Полная масса разлитой нефти определяется выражением $M_o = V \rho_o$, где ρ_o — плотность нефти, но при этом её масса, участвующая в поддержании процесса разлива по льду, задаётся соотношением

$$\begin{aligned}\tilde{M}_o &= 2\pi\rho_o \int_0^R \int_{h_*}^h r dr dz = \\ &= \pi R^2 (h - h_*) \rho_o = V \left(1 - \frac{h_*}{h}\right) \rho_o,\end{aligned}$$

которое, по причине того, что $\dot{h} < 0$, описывает уменьшение этой массы со временем. Здесь и далее точка над символом означает дифференцирование по времени.

Для реализации энергетического подхода, описанного в [1], необходимо вычислить потенциальную, кинетическую и поверхностную энергии рассматриваемой системы.

Потенциальная энергия определяется выражением

$$\Pi = 2\pi\rho_o g \int_0^R \int_{h_*}^h r z dr dz = \frac{\pi R^2}{2} \rho_o g (h^2 - h_*^2). \quad (2)$$

Кинетическая энергия, вычисляемая по аналогии с [1] на основе приближённого распределения поля скорости в нефти ($v_r = r\dot{R}/R$, $v_z = -2(z - h_*)\dot{R}/R$), задаётся соотношением

$$\begin{aligned}T_o &= \pi\rho_o \int_0^R \int_{h_*}^h (v_r^2 + v_z^2) r dr dz = \\ &= \frac{\pi\rho_o}{4} \dot{R}^2 (h - h_*) \left(R^2 + \frac{8}{3} (h^2 - h_*^2) \right)\end{aligned} \quad (3)$$

Поверхностная энергия системы описывается формулой

$$\begin{aligned}E_s &= \pi R^2 (k\sigma_{oi} + \sigma_{oa} - k\sigma_{ai}) = \pi R^2 \sigma, \\ \sigma &= k\sigma_{oi} + \sigma_{oa} - k\sigma_{ai}\end{aligned} \quad (4)$$

где σ_{ij} — коэффициент поверхностного натяжения на границе раздела i -той и j -той сред (“ o ” — нефть, “ i ” — лёд, “ a ” — воздух),

$$k = \frac{\sqrt{1 + (\nabla\zeta)^2}}{\int_0^{2\delta} \int_0^{R(\varphi,t)} \sqrt{1 + \zeta_r'^2 + \zeta_\varphi'^2 / r^2} r dr d\varphi} = \frac{\int_0^{2\delta} \int_0^{R(\varphi,t)} r dr d\varphi}{\int_0^{2\delta} \int_0^{R(\varphi,t)} r dr d\varphi}$$

— средний коэффициент увеличения площади шероховатой поверхности льда по сравнению с гладкой.

Количество энергии, теряемой нефтью за счёт торможения о шероховатости, описывается выражением

$$\begin{aligned}T_r &= \int_{t_0}^t C_r \frac{h_*}{h} \dot{R}^2 dt = \int_{t_0}^t C_r \varepsilon(t) \dot{R}^2 dt, \\ \varepsilon(t) &= \frac{h_*}{h} = \frac{\pi R^2 h_*}{V} = \frac{R^2}{R_*^2},\end{aligned} \quad (5)$$

где C_r — некоторый коэффициент энергетических потерь, определяемый для реальных льдов только эмпирически; $R_* = \sqrt{V/\pi h_*}$ — средний по ансамблю реализаций предельный радиус пятна (при фиксированном объёме V), когда вся нефть распределена во впадинах шероховатостей.

Как было показано в [1], потери энергии системы на увлечение в движение воздуха пренебрежимо малы по сравнению с вышеописанными причинами, и потому на основе выражений, полученных выше, приближённое уравнение динамики энергии системы при разливе нефти надо льдом записывается в виде

$$\frac{\partial}{\partial t} (T_o + \Pi + E_s + T_r) = 0,$$

подстановка в которое соотношений (2–5) с учётом выражения (1) и малости величины $V/\pi R^3 \ll 1$, придаёт ему окончательный вид

$$\dot{R}(1 - \varepsilon) - \varepsilon \frac{\dot{R}^2}{R} - \frac{2Vg}{\pi R^3} (1 + \varepsilon^2) + \frac{4\pi R}{M_o} \sigma + \varepsilon \frac{2C_r}{M_o} \dot{R} = 0, \quad (6)$$

где M_o — постоянная масса нефти, обозначение σ дано в (4).

Посредством величины ε , определённой в (5), уравнению (6) придаётся вид

$$2\varepsilon\ddot{R}(1 - \varepsilon) - \dot{\varepsilon}^2 - a(1 + \varepsilon^2) + b\varepsilon^2 + c\varepsilon^2\dot{\varepsilon} = 0, \quad (7)$$

где $a = 8\pi Vg/S_*^2 = 8\pi h_*^2 g/V$,

$b = 16\pi\sigma/M_o = 16\pi\lambda_s^2 \text{sign}(\sigma)/V$,

$c = 4C_r/M_o = 4C_r/\rho_o V$, $\lambda_s^2 = |\sigma|/\rho_o g$ — капиллярная постоянная контактной линии “воздух–лед–нефть”, а величина $S_* = \pi R_*^2 = V/h_*$ — средняя

по ансамблю предельная площадь, которую может занять нефть, растекающаяся по шероховатому льду.

В предельном случае $\varepsilon \rightarrow 0$, $\sigma \rightarrow \sigma_{oi} + \sigma_{oa} - \sigma_{ai}$, $C_r = 0$, то есть при растекании по гладкому либо подтаявшему льду, уравнение (7) принимает вид

$$2S\ddot{S} - \dot{S}^2 + bS^2 - 8\pi Vg = 0, \quad (8)$$

где $S = \pi R^2$ — площадь растекающегося пятна.

Решение уравнения (7) проводится для трёх временных отрезков, соответствующих началу растекания, середине процесса и, наконец, завершению растекания.

Начало растекания. На этом этапе малыми величинами являются $\varepsilon \ll 1$ (площадь пятна на этом этапе существенно меньше его предельной площади) и $\dot{\varepsilon} = 2\varepsilon \dot{R}/R \ll \dot{R}/R$. В этом случае ещё малы сила сопротивления и относительное уменьшение массы растекающейся нефти за счёт заполнения впадин шероховатостей льда. Также мало влияние сил поверхностного натяжения по сравнению с инерциальной силой. В этом случае (7) сводится к виду

$$2\varepsilon\ddot{\varepsilon} - a = 0. \quad (9)$$

Решение (9) представляется в неявном виде относительно переменной ε :

$$\sqrt{\frac{\pi}{a}} \varepsilon_b e^{-\dot{\varepsilon}_b^2/a} \left(\operatorname{erfi} \left(\sqrt{\ln(\varepsilon/\varepsilon_b) + \dot{\varepsilon}_b^2/a} \right) - \operatorname{erfi} \left(\dot{\varepsilon}_b/\sqrt{a} \right) \right) =, \\ = t - t_b \quad (10)$$

где t_b — время начала этапа, $\varepsilon_b = \varepsilon|_{t=t_b}$, $\dot{\varepsilon}_b = \dot{\varepsilon}|_{t=t_b}$,

$$\operatorname{erfi}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{x^2} dx.$$

Так как в начальный момент времени t_b $\varepsilon = \varepsilon_b$, то для анализа поведения площади пятна в самом начале его растекания используется представление $\varepsilon = \varepsilon_b(1 + \lambda)$, $\lambda < 1$, использование которого позволяет разложить в ряд левую часть выражения (10). В результате, в начальные моменты времени после начала разлива при $\dot{\varepsilon}_b = 0$ имеет место

$$\sqrt{\lambda}(1 + o(\lambda)) \frac{2\varepsilon_b}{\sqrt{a}} = (t - t_b) \Rightarrow \\ \Rightarrow \varepsilon - \varepsilon_b = \lambda\varepsilon_b = \frac{a(t - t_b)^2}{4\varepsilon_b},$$

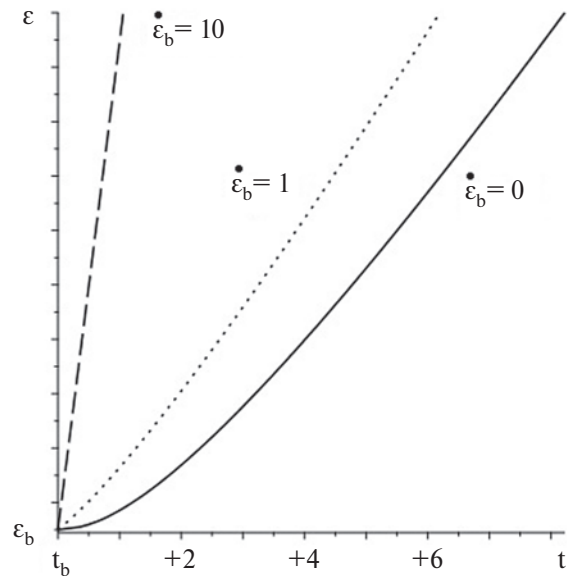


Рис. 1. Графики зависимости площади пятна на начальном этапе растекания, рассчитанные согласно (10) для единого значения начальной площади ε_b и различных значений начальных скоростей роста площади $\dot{\varepsilon}_b$.

а при $\dot{\varepsilon}_b \neq 0$ получается иной результат

$$\lambda(1 + o(\lambda)) \frac{\varepsilon_b}{\dot{\varepsilon}_b} = t - t_b + \frac{a}{4\varepsilon_b \dot{\varepsilon}_b} (t - t_b)^2 \Rightarrow \\ \Rightarrow \varepsilon - \varepsilon_b = \lambda\varepsilon_b = \dot{\varepsilon}_b(t - t_b) + \frac{a}{4\varepsilon_b^2} (t - t_b)^2.$$

Поведение решения $\varepsilon(t)$, рассчитываемое по формуле (10), существенно зависит от начальных условий. Если в начальный момент края пятна неподвижны ($\dot{\varepsilon}_b = 0$), то в первые моменты растекания площадь пятна растёт пропорционально квадрату временного промежутка, отсчитываемого от момента начала движения t_b . При наличии начальной ненулевой скорости роста площади ($\dot{\varepsilon}_b \neq 0$) закон приращения площади пятна отличается от квадратичного, и чем больше начальная скорость, тем ближе закон роста к линейному.

Иллюстрация этих результатов приведена на рис. 1, где приведены графики расчётов по формуле (10) при $\dot{\varepsilon}_b = 0$ (сплошная кривая), $\dot{\varepsilon}_b = 1$ (точки) и $\dot{\varepsilon}_b = 10$ (пунктир).

Временные отсчёты и абсолютные значения площади пятна $\varepsilon(t)$ приведены в условных единицах, так как для сравнительных

количественных расчётов не хватает исходных данных — величин h_* и C_r . Тем не менее, рис. 2 передаёт основные качественные свойства решения (10).

Середина процесса. В этом случае $\varepsilon = \frac{1}{2} + \mu$, $\mu \ll 1$. На этом этапе все члены уравнения влияют на процесс растекания и (7) преобразуется в уравнение

$$2\ddot{\mu} - 4\dot{\mu}^2 + c\dot{\mu} + b - 5a = 0, \quad (11)$$

решение которого имеет вид

$$\mu = \mu_m + \frac{c-d}{8}(t-t_m) + \frac{\ln 2}{2} - \frac{1}{2} \ln \left(1 + \frac{c-8\dot{\mu}_m}{d} + \left(1 - \frac{c-8\dot{\mu}_m}{d} \right) e^{-\frac{d(t-t_m)}{2}} \right), \quad (12)$$

где

$$d = \sqrt{c^2 - 16(5a-b)}, \quad \mu_m = \mu|_{t=t_m}, \quad \dot{\mu}_m = \dot{\mu}|_{t=t_m},$$

t_m — время начала средней стадии процесса растекания.

В случае гладкого шлифованного льда, когда шероховатость равна нулю ($c = 0$), или лёд покрыт тонким слоем воды, заполняющим шероховатости и играющим роль смазки при растекании нефти, решение уравнения (11) имеет вид

$$\mu = \mu_m - \frac{1}{2} \ln \left(\sqrt{1 + 4\dot{\mu}_m^2/(5a-b)} \cos \left(\arctg \left(\frac{2\dot{\mu}_m}{\sqrt{5a-b}} \right) + \sqrt{5a-b}(t-t_m) \right) \right), \quad (13)$$

который описывает неограниченное возрастание площади разлива при $\delta < 0$.

Расчёты по формулам (12, 13) представлены на графиках рис. 2. При вычислениях в начальных условиях для наглядности результатов использовались значения $\mu_m = 0.1$ — для всех кривых, $\dot{\mu}_m = 0.1$ и $\dot{\mu}_m = 0.2$. График разлива по шлифованному льду на рис. 2 рассчитывался при $\dot{\mu}_m = 0.2$. Знак “плюс” при числах на шкале времени означает, что в этой точке текущее время превосходит начальное на указанную величину.

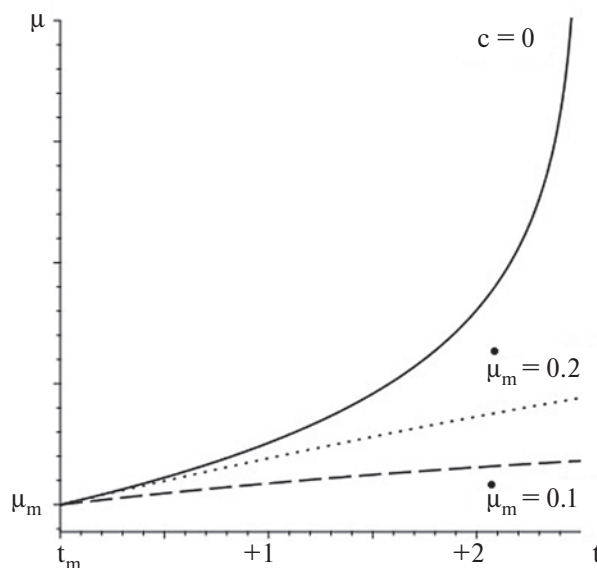


Рис. 2. Графики зависимости площади пятна в начале срединного этапа растекания, рассчитанные согласно (12) (точки и пунктир) и (13) (сплошная линия, $c = 0$, $\sigma < 0$) для единого значения площади пятна μ_m в момент времени t_m и различных значений начальных скоростей $\dot{\mu}_m$.

На больших временах $t - t_m \gg 2/d$ скорость роста площади пятна, как следует из (12), имеет вид

$$\begin{aligned} \dot{S} = S_* \dot{\mu} &= \frac{Vc}{8h_*} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{5a-b}{c^2}} \right) = \\ &= \frac{C_r}{2h_* \rho_o} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{\delta}{2} \rho_o V \frac{5h_*^2 \rho_o g - 2\sigma}{C_r^2}} \right) \end{aligned} \quad (14)$$

и не зависит от начальных условий μ_m и $\dot{\mu}_m$, а определяется только объёмом разлитого нефтепродукта, коэффициентами поверхностного натяжения на границах раздела сред и коэффициентом сопротивления движению за счёт шероховатостей льда. Этот вывод подтверждается видом графиков на рис. 3 а для различных начальных скоростей растекания при фиксированном объёме V .

Экспериментальные результаты по начальному и срединному этапам разлива по льду машинного масла Volga представлены на рис. 3 б для различных объёмов нефтепродукта. Согласно теоретической модели (14), отношение скоростей роста площади разлива для различных объёмов

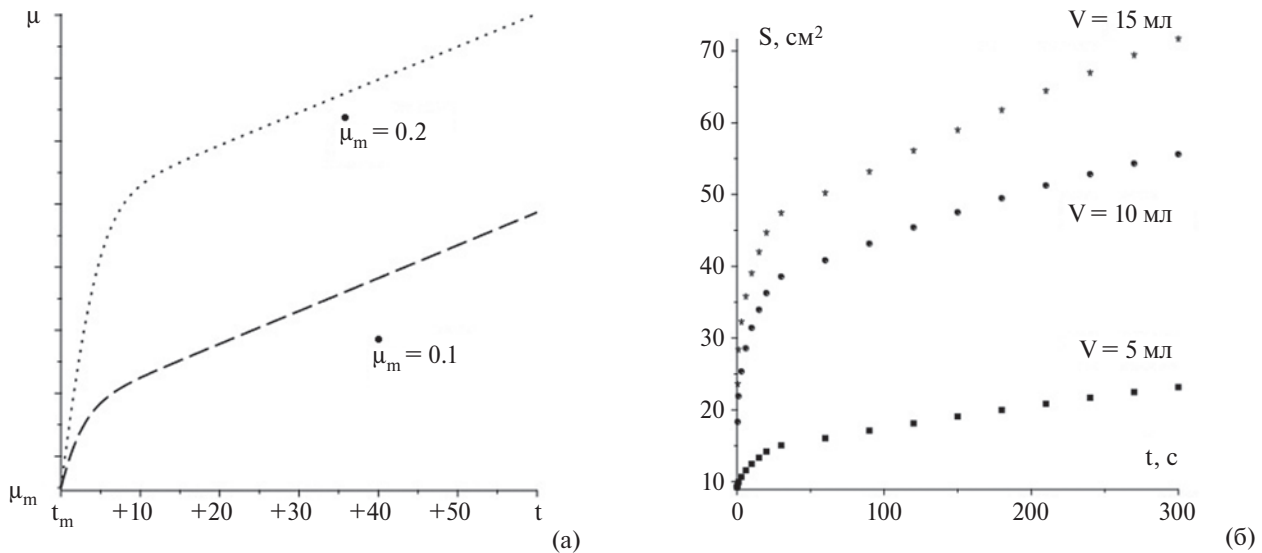


Рис. 3. Серединная стадия процесса (12) для различных значений начальных скоростей $\dot{\mu}_m$ и фиксированном объёме (а) и экспериментальные данные по разливу машинного масла разных объёмов, обработанные по методу [4] (б).

приближенно равно отношению этих объёмов при выполнении условия $\frac{\pi}{2} \rho_o V \frac{5h_*^2 \rho_o g - 2\sigma}{C_r^2} \ll 1$, так что пятна объёмом 10 и 15 мл разливаются в 2 и 3 раза быстрее, чем пятно объёмом 5 мл. Экспериментальные данные в этих случаях дают результаты 2.09 и 2.99 соответственно.

Но при разливе по шлифованному или по подтаявшему льду из решения (13) следует, что чем больше начальная скорость $\dot{\mu}_m$ роста площади пятна, тем больше скорость увеличения его площади в дальнейшем.

Завершение растекания. В этом случае $\varepsilon = 1 - \delta$, $0 \leq \delta \ll 1$ и (2.7) приобретает вид

$$2\delta\ddot{\delta} + c\dot{\delta} + 2a - b = 0. \quad (15)$$

Решение этого уравнения представляется в форме квадратуры

$$\int_{\delta(t)}^{\delta_e} \frac{dx}{1 + W(-\beta e^{-\beta} (x/\delta_e)^\alpha)} = \frac{2a - b}{c} (t - t_e) \\ \alpha = \frac{c^2}{2(2a - b)}, \quad \beta = 1 + \frac{c}{2a - b} \dot{\delta}_e, \quad \delta_e = \delta|_{t=t_e}, \quad \dot{\delta}_e = \dot{\delta}|_{t=t_e} \quad (16)$$

где $W(x)$ — функция Ламберта, которая является решением функционального уравнения

$W(x)e^{W(x)} = x$, t_e — время начала конечной стадии процесса растекания.

Проведённые расчёты по формуле (16) показывают, что достижение максимально возможного значения $\varepsilon = 1$ при $\sigma < 0$ связано с исчерпанием запасов разлитой нефти, находящейся вне заполненных шероховатостей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства образования и науки России № 123021700046-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kistovich A. V., Chaplina T. O. Energy Approach To The Description Of The Dynamics Of Hydrocarbon Spills // *Physics of Fluids*. 2023. V. 35. P. 072109. <https://doi.org/10.1063/5.0159629>
2. Konno A., Izumiyama K., Sakai S. Experimental study on spreading of oil under ice cover / *Proceedings of the Twelfth International Offshore and Polar Engineering Conference (Kitakyushu, Japan, 2002)*. P. 821–826.
3. 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.
4. Solodkii D. M., Kistovich A. V. Modified shift algorithm for processing measured data // *Measurement Techniques*. 2015. V. 57. № 11. P. 1287–1292. <https://doi.org/10.1007/s11018-015-0622-5>

AXISYMMETRIC SPREADING OF HYDROCARBONS OVER THE ICE COVER

T. O. Chaplina[#], A. V. Kistovich, V. P. Pachnenko

Presented by Academician of the RAS D.M. Klimov January 8, 2024.

Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: tanya75.06@mail.ru

The results of experimental and theoretical investigations of hydrocarbon's spills spreading over the ice cover are presented. On the basement of the mass and energy conservation model the approximate equation, describing the dynamics of spreading area in a time, is constructed. The comparison of theoretical and experimental results shows its good correspondence.

Keywords: modelling, spreading, engine oil, crude oil, surface roughness