

---

---

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 503, номер 1, 2022

---

---

## ГЕОЛОГИЯ

Борозды ледникового выпаживания на больших глубинах в западном обрамлении Баренцева моря

*С. Ю. Соколов, А. О. Мазарович, В. Г. Захаров, Ю. А. Зарайская* 5

---

## МИНЕРАЛОГИЯ

Типоморфизм сульфидов золоторудного месторождения Угахан (Байкало-Патомское нагорье)

*Ю. И. Тарасова, А. Е. Будяк, Н. А. Горячев, А. В. Игнатъев,  
Т. А. Веливецкая, А. В. Блинов, Е. М. Горячева* 12

---

## ПЕТРОЛОГИЯ

Псевдотахилиты Главного Анабарского разлома (Северная Якутия) – петрологические и хронологические индикаторы плавления при высокоскоростных тектонических деформациях

*О. П. Полянский, А. Д. Ножкин, Э. В. Сокол, С. В. Зиновьев, А. Н. Семенов, А. В. Некипелова* 18

---

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Таксономическая принадлежность ювенильного гадрозавроидного динозавра из верхнемеловой байнширэнской свиты Монголии

*А. О. Аверьянов, А. В. Лопатин, Х. Цогтбаатар* 26

Новые данные о позднемеловых завроподах из бостобинской свиты северо-восточного Приаралья (Казахстан)

*А. О. Аверьянов, А. В. Лопатин* 32

---

## ГЕОФИЗИКА

Влияние слоистых структур морского дна на формирование газовых гидратов в окрестности глубоководных грязевых вулканов: математическая модель

*А. Л. Собисевич, Е. И. Суетнова, Р. А. Жостков* 36

---

## ОКЕАНОЛОГИЯ

Вероятностно-статистическая оценка потенциальной продуктивности марикультуры (на примере бухты Воевода, юг Приморского края)

*А. Н. Бугаец, С. В. Катрасов, В. В. Жариков, С. И. Масленников* 41

Модельные оценки экологического риска для экосистем шельфа Арктики при разработке его ресурсов

*Н. В. Соловьева, Л. И. Лобковский* 46

---

## **ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ**

Эмпирические оценки вклада парниковых газов и естественной климатической изменчивости в тренды приповерхностной температуры для различных широт

*И. И. Мохов, Д. А. Смирнов*

53

---

## **ГЕОГРАФИЯ**

Изменение северной границы ареала речного бобра (*Castor fiber* Linnaeus, 1758, Rodentia, Mammalia) на полуострове Ямал (Западная Сибирь) в голоцене

*П. А. Косинцев, Р. М. Хантемиров, В. В. Кукарских*

60

Новое состояние гидрологического режима Азовского моря в XXI веке

*С. В. Бердников, Л. В. Дашкевич, В. В. Кулыгин*

65

---

## **ГЕОЭКОЛОГИЯ**

Синтез и изучение неодим-титанатной керамики с кюрием

*С. В. Юдинцев, А. А. Лизин, С. В. Томили*

71

---

---

# CONTENTS

---

---

Vol. 503, no. 1, 2022

---

---

## GEOLOGY

Glacial Ploughmarks at Big Depths in the Western Margin of the Barents Sea

*S. Yu. Sokolov, A. O. Mazarovich, V. G. Zakharov, and Y. A. Zarayskaya* 5

---

## MINERALOGY

Typomorphism of Pyrite from the Ugakhan Gold Deposit (Baikal-Patom Highlands)

*Yu. I. Tarasova, A. E. Budyak, N. A. Goryachev, A. V. Ignatiev,  
T. A. Velivetskaya, A. V. Blinov, and E. M. Goryacheva* 12

---

## PETROLOGY

Pseudotachylytes of the Main Anabar Fault (Northern Yakutia) –  
Petrological and Chronological Indicators of Melting During High Velocity Tectonic Deformations

*O. P. Polyansky, A. D. Nozkin, E. V. Sokol, S. V. Zinoviev, A. N. Semenov, and A. V. Nekipelova* 18

---

## PALEONTOLOGY

Taxonomic Attribution of a Juvenile Hadrosauroid Dinosaur  
from the Upper Cretaceous Bayinshire Formation of Mongolia

*A. O. Averianov, A. V. Lopatin, and K. Tsogtbaatar* 26

New Data on Late Cretaceous Sauropods from the Bostobe Formation  
of Northeastern Aral Sea Region (Kazakhstan)

*A. O. Averianov and A. V. Lopatin* 32

---

## GEOPHYSICS

Influence of Layered Structures of the Seabed on the Formation of Gas Hydrates  
in the Surrounding Area of Deep-sea Volcanoes: A Mathematical Model

*A. L. Sobisevich, E. I. Suetnova, and R. A. Zhostkov* 36

---

## OCEANOLOGY

Probabilistic Assessment of the Mariculture Potential Productivity  
(on The Example of Voevoda Bay, South of Primorsky Krai)

*A. N. Bugaets, S. V. Katrasov, V. V. Zharikov, and S. I. Maslennikov* 41

Model Assessments of Environmental Risk for Arctic Shelf Ecosystems  
in the Development of Its Resources

*N. V. Solovjova and L. I. Lobkovsky* 46

---

## ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Empirical Estimates of the Contribution of Greenhouse Gases and Natural Climatic Variability to Near-Surface Temperature Trends for Different Latitudes

*I. I. Mokhov and D. A. Smirnov*

53

---

## GEOGRAPHY

Changes in the Northern Boundary of Eurasian Beaver (*Castor Fiber* Linnaeus, 1758, Rodentia, Mammalia) Range on the Yamal Peninsula (Western Siberia) During the Holocene

*P. A. Kosintsev, R. M. Hantemirov, and V. V. Kukarskih*

60

New State of the Hydrological Regime of the Sea of Azov in the XXI Century

*S. V. Berdnikov, L. V. Dashkevich, and V. V. Kulygin*

65

---

## GEOECOLOGY

Synthesis and Study of Neodyme-Titanate Ceramic with Curium

*S. V. Yudintsev, A. A. Lizin, and S. V. Tomilin*

71

---

---

УДК 551.324

## БОРОЗДЫ ЛЕДНИКОВОГО ВЫПАХИВАНИЯ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2022 г. С. Ю. Соколов<sup>1,\*</sup>, А. О. Мазарович<sup>1</sup>, В. Г. Захаров<sup>1</sup>, Ю. А. Зарайская<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 21.11.2021 г.

Поступило 22.11.2021 г.

После доработки 22.11.2021 г.

Принято к публикации 25.11.2021 г.

По данным многолучевого эхолотирования (МЛЭ) высокого разрешения 26-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, картам рельефа дна Западной Арктики, гляциоморфологическим характеристикам последнего Евразийского ледникового покрова, а также изобазам поднятия дна, сформирована многослойная картографическая компиляция этих данных на западное обрамление Баренцево-морского шельфа. По детальным данным рельефа дна переходной зоны выделены ледниковые борозды выпахивания на глубинах 350–400 м, которые являются реликтовыми и соответствуют линиям тока льда древнего Евразийского покрова. Ориентация и глубина борозд морфологически обусловлены рельефом дна, положением выводных путей серджей и толщиной шельфового ледника.

*Ключевые слова:* многолучевое эхолотирование, борозды ледникового выпахивания, Евразийский ледниковый покров, линии тока льда

**DOI:** 10.31857/S2686739722030112

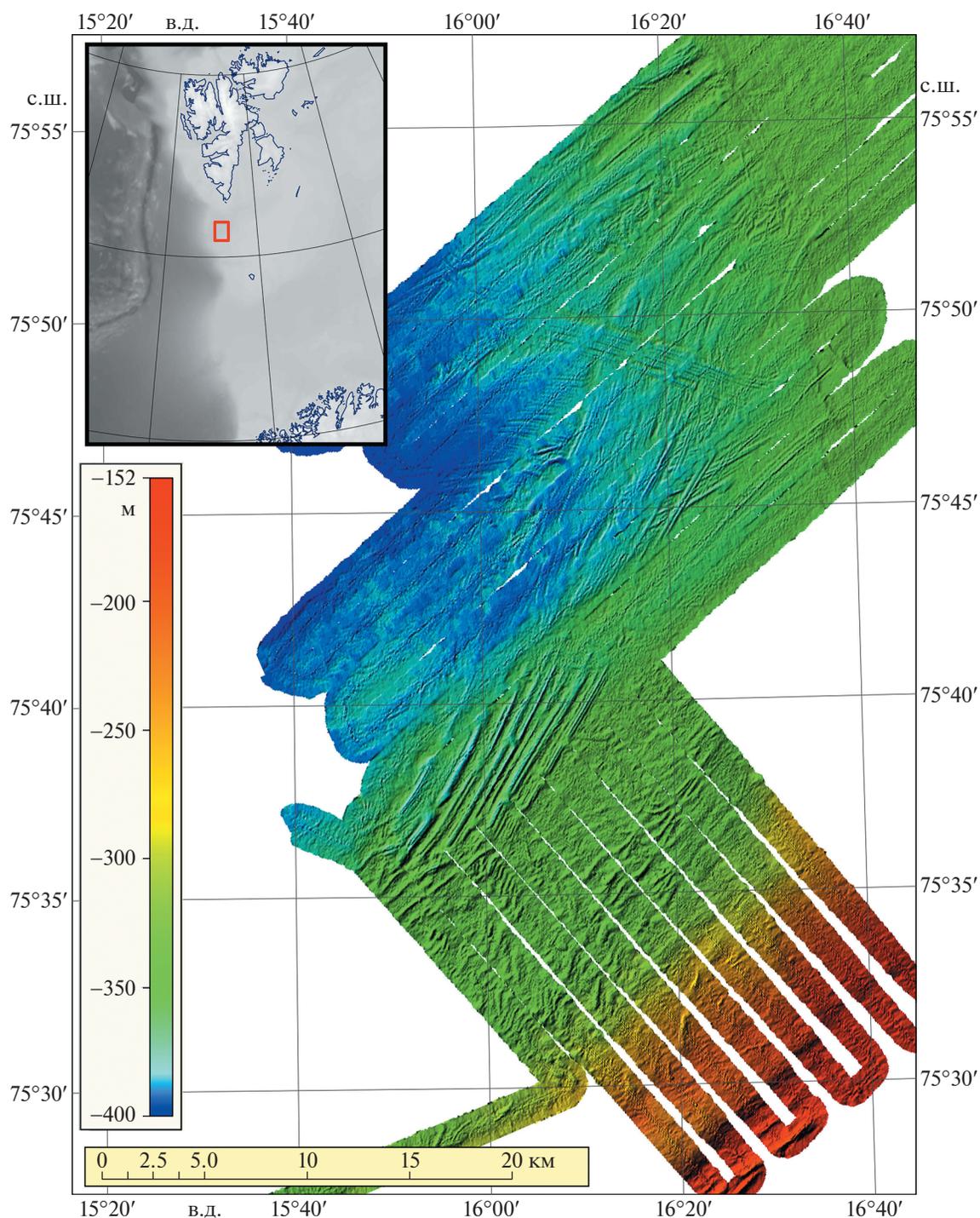
Следы выпахивания дна океанов и морей нижними частями (килями) шельфовых ледников или айсбергов (борозды ледникового выпахивания, экзарационные борозды) широко развиты в районах древних оледенений. Они представляют собой рвы, имеющие в плане прямолинейную или извилистую, вплоть до спиралевидной, форму. Их протяженность может достигать многих километров, ширина до 200–300 м и более, а глубина борозд может превышать 10 м. Обычно они встречаются на шельфах с глубиной дна порядка 200 м. Вместе с тем как в южном, так и в северном полушариях, известны случаи, когда экзарационные борозды расположены на существенно больших глубинах. Например, на хребте Чатам, восточнее Новой Зеландии они установлены [13] на глубинах 450–470 м, а в Северо-Фолклендской котловине [9] – 280–470 м. В Арктике борозды выпахивания были установлены [8] на глубине 1200 м на плосковершинном хребте Ховгаард, который расположен южнее пролива Фрама между 78°45' и 78°5' с.ш. По оценкам авторов эти образования были сформированы айсбергами с глубиной килей до 1090 м.

В 26-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2009) проводилось многолучевое эхолотирование (МЛЭ) в переходной зоне океан-континент от больших абиссальных глубин до шельфовых в западном обрамлении Баренцева моря, к юго-западу от архипелага Шпицберген в устье трога Стур-Фьорд (рис. 1). Представленные результаты МЛЭ выбранного для данной работы участка показывают четко выраженные борозды выпахивания преимущественно северо-восточной ориентации, расположенные в диапазоне глубин от 330 до 400 м. Известно [6], что современная осадка айсбергов в Баренцевом море достигает 137 м, при максимальном значении 180 м, отмеченном в акватории архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). По данным исследований 38-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ИО РАН, ГИН РАН, 2018) проследивание борозд выпахивания в центральной части Баренцево-морского шельфа прекращается с глубин 205 м.

Морфология борозд, показанных на рис. 1, в работе [5] была интерпретирована как объект, имеющий тектоническое происхождение. Данная гипотеза была основана на наличии в зоне лавинного осадконакопления за бровкой шельфа некомпенсированной изостатической нагрузки, приводящей к вертикальным движениям кристаллического субстрата и формированию наблюдаемой трещиноватости. Анализ геофизиче-

<sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: sysokolov@yandex.ru



**Рис. 1.** Оттененный рельеф дна в устье трога Стур-Фьорд по данным многолучевого эхолотирования (МЛЭ) 26-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2009). На врезке показано положение полигона в западном обрамлении Баренцева моря.

ских данных показал, что аналогичные краевые максимумы изостазии в других переходных зонах, находящихся вне зоны новейшего развития ледников, подобных структур в рельефе дна не содержат.

Наиболее вероятно, что эти объекты представляют собой крупномасштабные борозды выпахивания льдом (mega-scale glacial lineation) [2]. Такие формы рельефа установлены во многих районах Антарктического и Норвежского шельфов.

Они связаны с быстрым продвижением части ледникового покрова или купола с повышенной скоростью (сердж, ледниковый поток). Эти подледниковые формы рельефа характеризуются прямолинейностью и значительной протяженностью (максимально до 37 км), но обычно 80% борозд имеют длину менее 9 км.

По данным, обобщенным в [6], борозды ледникового выпихивания с глубинами более 200 м на дне Баренцева моря и его обрамлении являются реликтовыми. Они могли формироваться не отдельными современными айсбергами, продуцируемыми на архипелагах ЗФИ и Шпицберген, а мощными шельфовыми ледниками в эпохи оледенения при минимальном положении уровня моря относительного современного значения (около  $-100$  м). Рациональная интерпретация происхождения выявленных борозд (см. рис. 1) возможна при помощи сопоставления их пространственного положения с гляциоморфологическими данными последнего оледенения в данном районе.

Компиляция гляциоморфологических данных с рельефом Баренцевоморского шельфа и его обрамления представлена на карте рис. 2. Для ее составления использовались топографические материалы по [7], рельеф поверхности последнего Панарктического ледникового покрова (ПАЛП) по [3], изобазы изостатического поднятия земной коры на северо-западе Баренцева шельфа за последние 6.5 тыс. лет по [11].

Южная граница последнего ледникового покрова Северной Евразии [2, 4] определялась краевыми образованиями ледниково-подпрудных озер и прадолин (рис. 3). Она протягивалась от юго-запада Ирландии через Ирландское и Северное моря в Среднюю Европу, далее через Русскую равнину и Западную Сибирь к северо-восточной оконечности Таймыра. На северо-западе Европы граница этого покрова или совпадала с внешними краями Гебридского, Североморского и Норвежского шельфов, или спускалась на соседние материковые склоны. В соответствии с материалами ПИНРО и норвежских исследований [10, 14] западный край Баренцево-Карской части ледникового покрова между Северной Норвегией и Шпицбергенем также достигал бровки шельфа. Прямых данных о северной границе ледникового покрова крайне мало. Известно [4], что желоба северной части Баренцево-Карского шельфа пересекают его до самого края и выходят на материковый склон. Участки краевых отmelей морфологически близки моренным банкам Норвежского шельфа и Медвежинского мелководья, а также банкам на подводном плато к северу от Шпицбергена.

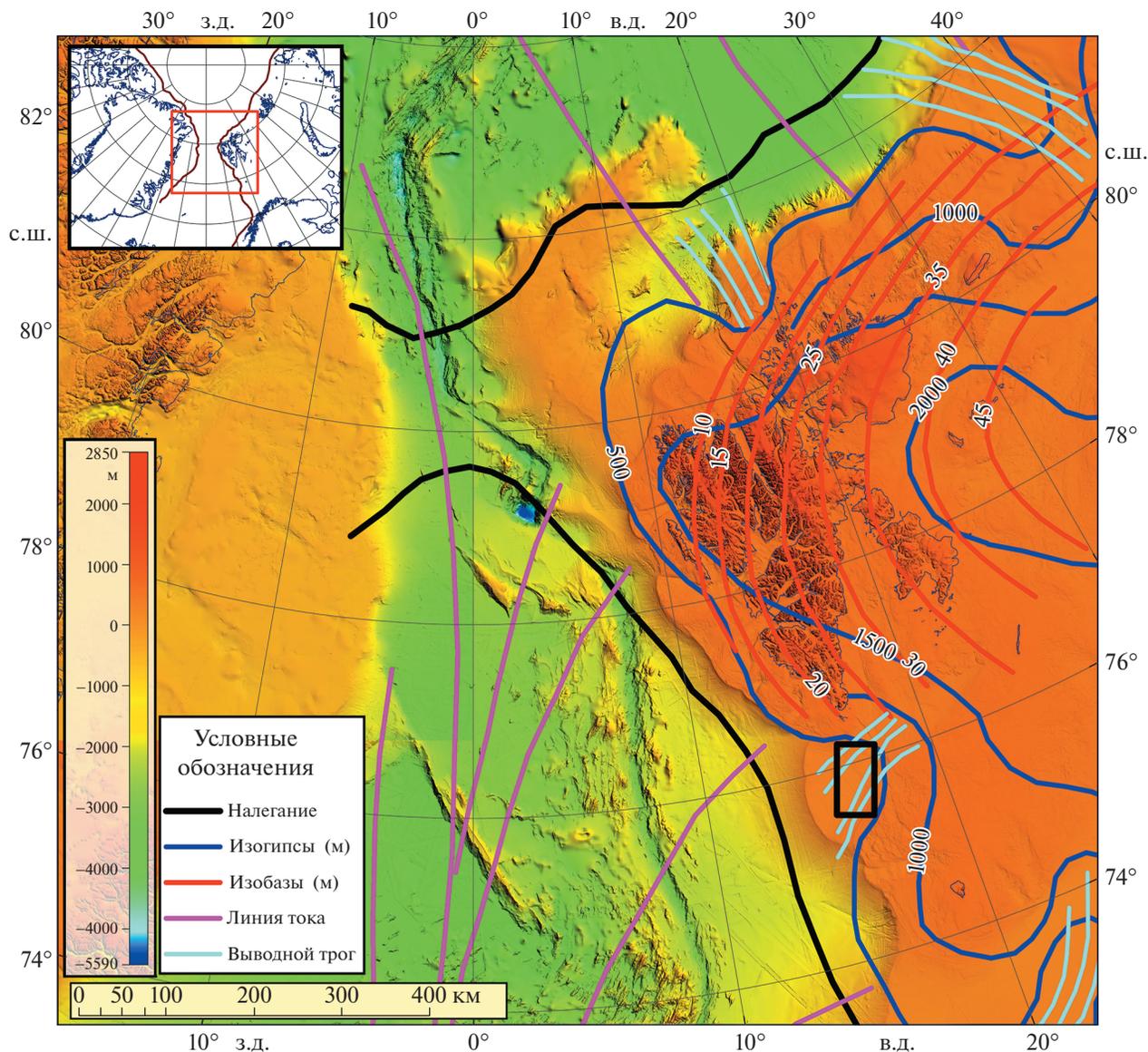
Аналогичные подводные плато распространены также севернее островов Белый, Виктория,

Земля Франца-Иосифа, Визе и Северная Земля. Грядовый моренный рельеф типичен на банках всех гляциальных шельфов (Антарктического, Норвежского, Исландского, Североморского и других) [3]. В указанных выше границах (см. рис. 3) ледниковый покров Северной Евразии имел площадь  $8370000$  км<sup>2</sup>, из которых половина ( $4150000$  км<sup>2</sup>) приходилась на современные шельфы, в том числе  $170000$  км<sup>2</sup> – на Гебридский и Ирландский,  $460000$  км<sup>2</sup> – на Североморский,  $160000$  км<sup>2</sup> – на Норвежский,  $1810000$  км<sup>2</sup> – на Баренцев и  $880000$  км<sup>2</sup> – на Карский шельф [3, 4].

Рисовка изогипс поверхности древнеледникового покрова (см. рис. 2) велась с учетом характеристик рельефа современных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии. На картах последних выделялись участки, где комбинации морфологических особенностей покровов, направлений движения льда и рельефа ложа были сходны с теми же характеристиками реконструируемых щитов и ледяных потоков. Данная методика обеспечила правдоподобное изображение склонов древнеледникового покрова. Главными элементами Евразийского ледникового покрова были Британский, Скандинавский, Баренцев и Карский ледниковые щиты, высоты которых составляли соответственно 1900, 3000, 2450 и 2400 м. Внутри Баренцева щита обособлялся Свальбардский купол, имевший высоту около 2100 м (см. рис. 2).

Британский, Скандинавский и Баренцев щиты разделялись широкими (600 и 1500 км) седловинами, водоразделы которых не спускались ниже 1300–1500 м. Седловина между Баренцевым и Карским щитами имела отметку более 2000 м. Два последних щита налегали на один и тот же шельф и могут рассматриваться как единый Баренцево-Карский субпокров. Центры ледниковых щитов Северной Евразии располагались над низменностями или современными морями, и ложе под ними имело вогнутую форму (см. рис. 3). Наиболее четко эта вогнутость была выражена у ложа Скандинавского, Баренцева и Карского щитов. А главные седловины лежали на продолжении ложбин крупнейших ледяных потоков – Медвежинского, Франц-Виктория, Св. Анны (см. рис. 2, 3).

Карта рельефа Евразийского покрова позволила реконструировать толщину его льда. Для этого из высот поверхности покрова вычитались отметки ложа, взятые с карты современного рельефа Евразии. В полученные таким путем значения вводились поправки на гляциоизостатическое прогибание земной коры. При определении этих поправок использовался изостатический подход, согласно которому величина этого прогибания пропорциональна толщине ледникового покрова и отношению плотностей льда ( $0.88$  г/см<sup>3</sup>) и вещества астеносферы Земли ( $3.3$  г/см<sup>3</sup>). Соот-



**Рис. 2.** Схема характеристик ледникового покрова северо-западной части Баренцева моря. Черным квадратом показан полигон детальной батиметрической съемки 26-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” рис. 1. Рельеф дна показан по данным 4-й версии ИВСаО. Линиями показаны: налегание ледникового покрова на ложе трога (черный цвет); изогипсы поверхности Панарктического ледникового покрова (ПАЛП) (синие); изобазы (красный цвет); линии поверхностного тока льда древнего шельфового ледника (розовые); линии тока льда выводного ледника в ПАЛП области подледного трога (бирюзовые). На врезке показано положение основного планшета карты в Арктике.

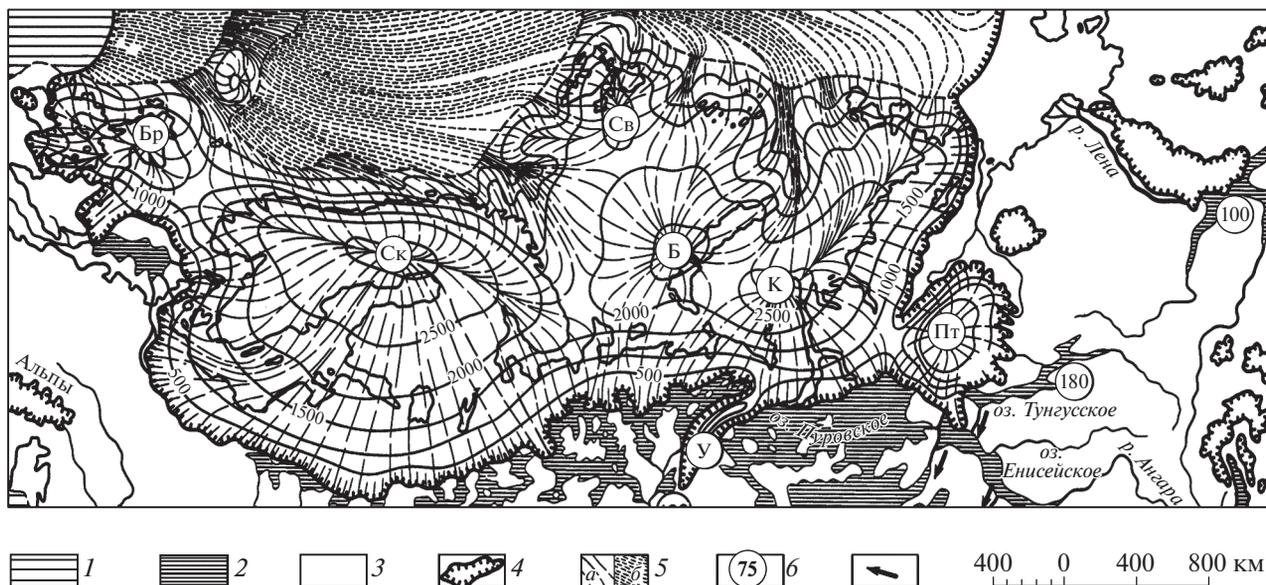
ветственно полученные разности увеличивались на 33%, или на 25% от мощности реконструированного покрова.

Измерения и расчеты [1] показали, что Евразийский ледниковый покров имел объем 14 млн км<sup>3</sup>, из которых на Скандинавский щит приходилось 6.1 млн км<sup>3</sup>, т.е. меньше половины. В Баренцевом и Карском ледниковых щитах было заключено соответственно 4 и 2.4 млн км<sup>3</sup> льда, а на всех шельфах Северной Евразии накапливалось более 7 млн км<sup>3</sup> льда [2]. По тем же измерениям средняя

толщина Британского щита составляла 1400 м, Баренцева щита – 1870 м, Карского щита – 1500 м. Изостатический прогиб под ними был равен 400–600 м, средние глубины шельфов возрастали до 700–900 м, а их площади значительно увеличивались (на 1,7 млн км<sup>2</sup>) за счет приморских низменностей.

Из приведенных расчетов следует:

1. Около 70% ложа Евразийского ледникового покрова было погружено ниже уровня моря. Этот



**Рис. 3.** Последний Евразийский ледниковый покров (по данным [2], с изменениями). 1 – свободный от ледников океан; 2 – пресноводные бассейны; 3 – свободная от льда суша; 4 – границы ледников; 5 – линии движения налегающих на ложе (а) и плавучих (б) ледников; 6 – уровни внутриконтинентальных бассейнов (относительно современного океана); 7 – сток приледниковых вод. Ледниковые щиты: Бр – Британский; Ск – Скандинавский; Б – Баренцев со Свальбардским куполом (Св); К – Карский; Пт – Пutorанский.

покров должен рассматриваться как преимущественно “морской”.

2. Больше половины массы ледникового покрова, или 8–9 млн км<sup>3</sup> льда, находилось в состоянии структурной неустойчивости. Эта масса льда могла достигать стационарности лишь при условии, что ледяные потоки этого покрова подпруживались плавучими ледниками-шельфами внутреннего типа.

3. На севере и западе покров не заканчивался обрывами, совпадавшими с краями шельфа, а переходил в плавучие ледники-шельфы Арктического и Североевропейского (Норвежско-Гренландского) бассейнов [3]. Эти ледники при переходе из покровного в плавучее состояние формировали борозды выпахивания (см. рис. 1), расположенные глубже 200–250 м и имеющие реликтовое происхождение. Представленные борозды расположены в области выводных трогов, и их ориентация совпадает с реконструированными линиями тока ледников (см. рис. 2).

Начало убывания последнего ледникового покрова происходило около 13 тыс. л.н. За ним последовала дегляциация Норвежского шельфа, завершившаяся 11 тыс. л.н. К этому же времени должны были начаться серджи (резкие увеличения скорости движения) ледяных потоков западного сегмента Баренцева ледникового щита. Вероятно, что уже к позднему дриасу в край щита врезались бухты отела, освободившие ото льда

нижние отрезки желобов запада Баренцево-морского шельфа и фьорды Шпицбергена. Этот сегмент стал быстро терять массу, а седловины между Скандинавским, Баренцевым и Свальбардским щитами – снижаться [3]. Около 9 тыс. л.н. активизировались и северные ледяные потоки, за серджами которых последовала дегляциация остальных желобов, включая желоба Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина. В результате этого Баренцево-Карский субпокров был расщеплен на систему фрагментов, механическая неустойчивость которых выливалась в новые серджи. Вслед за этим основные площади Баренцево-Карского шельфа очистились ото льда, и лишь на Кольском и Медвежинском мелководьях, над Шпицбергом и другими арктическими архипелагами еще некоторое время сохранялись остаточные ледниковые щиты.

Не все этапы разрушения Евразийского ледникового покрова датированы надежно, тем не менее сейчас ясно, что распад его “морских” частей не был одновременным, а происходил в несколько этапов и что по времени он растянулся на 6 тыс. лет, начавшись на Североморском шельфе 14–13 тыс. л.н. и завершившись на Баренцево-Карском шельфе позже 9 тыс. л.н.

В связи с тем, что главным фактором, предотвращавшим серджи “морских” частей ледникового покрова, был подпруживающий эффект плавучих ледников-шельфов, можно заключить, что этапность дегляциации прямо отражает хроноло-

гическую последовательность разрушения ледников-шельфов, которая сопровождалась формированием специфических глубоководных борозд выпахивания. Южная часть Североевропейского ледника-шельфа исчезла около 14 тыс. л.н., его северная часть – около 12 тыс. л.н., а распад ледника-шельфа Арктического бассейна произошел 9.5–9 тыс. л.н. [3].

В процессе картирования рельефа дна в 26-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” были получены данные МЛЭ (см. рис. 1) с донными бороздами ледникового выпахивания, совпадающими с гляциоморфологическими реконструкциями поверхностных линий тока льда на западе краевой части последнего Евразийского ледникового покрова (см. рис. 2), инициированных описанными выше процессами дегляциации шельфовых ледников. На основании данных МЛЭ в районе западного обрамления Баренцева моря и карт рельефа поверхности последнего ПЛП и его Евразийской части построена многослойная компиляция данных рельефа дна с ледниковыми бороздами выпахивания и хорошо согласующимися с ними поверхностными линиями тока льда покрова (см. рис. 2). Изученный участок располагается вблизи линии налегания ледникового покрова на ложе и перехода льда выводного ледника на плав, формирующего древний арктический шельфовый ледник.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за самоотверженный труд в тяжелых условиях, сделавший возможным получение полевых материалов МЛЭ.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076 “Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Палеотемпературы в эпоху максимума последнего оледенения на территории СССР. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 224. № 3. С. 733–737.
2. Гросвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров // Материалы гляциол. исслед. 1977. Вып. 30. С. 45–60.
3. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов // М.: Наука. 1983. 216 с.
4. Гросвальд М.Г. Полвека в поиске отзвуков великих оледенений // М.: Научный мир. 2004. 256 с.
5. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том 4. М.: Paulsen. 2010. С. 111–157.
6. Миронюк С.Г., Иванова А.А., Колубакин А.А. Экстремальные глубины современного ледового выпахивания на шельфе северо-восточной части Баренцева моря // Российские полярные исследования. 2018. № 1 (31). СПб.: ААНИИ, 2018. С. 12–14. ISSN 2618-6705.
7. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Масштаб 1 : 5 000 000 // Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации. Санкт-Петербург, 1999 г.
8. Arndt J.E., Niessen F., Jokat W., Dorschel B. Deep Water Paleo-iceberg Scouring on Top of Hovgaard Ridge—Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 5068–5074. <https://doi.org/10.1002/2014GL060267>
9. Brown C.S., Newton A.M.W., Huuse M., Buckley F. Iceberg Scours, Pits, and Pockmarks in the North Falkland Basin // Marine Geology. 2017. V. 386. P. 140–152.
10. Ingólfsson Ó., Landvik Jon. The Svalbard—Barents Sea Ice-sheet—Historical, Current and Future Perspectives // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 64. P. 33–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.034>
11. Schytt V., Hoppe G., Blake W., Jr., Grosswald M.G. The Extent of the Wurm Glaciation in the European Arctic // Publ. № 79 de l’Association Internationale d’Hydrologie Scientifique, Gentbrugge, 1968. P. 207–218.
12. Spagnolo M., Clark C.D., Ely J.C., Stokes C.R., Anderson J.B., Andreassen K., Graham A.G.C., King E.C. Size, Shape and Spatial Arrangement of Mega-scale Glacial Lineations from a Large and Diverse Dataset // Earth Surf. Process. Landforms. 2014. V. 39. P. 1432–1448.
13. Stewart T.J., Stagpoole V.M., Wood R.A., Carter L. Ploughmarks and Pits on the Chatham Rise: A Record of Deep-keeled Antarctic Icebergs at 43°20' S // Geological Society, London, Memoirs. 2016. V. 46. P. 275–276.
14. Vanneste V., Harbitz C.B., De Blasio F.V., Glimsdal S., Mienert J., Elverhøi A. Hinlopen—Yermak Landslide, Arctic Ocean — Geomorphology, Landslide Dynamics, and Tsunami Simulations // Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication № 95. 2010. P. 509–527. ISBN 978-1-56576-287-9

## GLACIAL PLOUGHMARKS AT BIG DEPTHS IN THE WESTERN MARGIN OF THE BARENTS SEA

S. Yu. Sokolov<sup>a,#</sup>, A. O. Mazarovich<sup>a</sup>, V. G. Zakharov<sup>a</sup>, and Y. A. Zarayskaya<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: sysokolov@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev November 21, 2021

According to the high-resolution multibeam echosounding (MBE) data of the 26th cruise of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”, maps of the Western Arctic bathymetry, glaciomorphological characteristics of the last Eurasian ice sheet, as well as isobases of bottom uplift, a multi-layered cartographic compilation of these data on the western margin of the Barents Sea shelf was assembled. According to detailed data of the transition zone bathymetry, glacial ploughmarks at depths of 350–400 m are identified, which are relict and correspond to the ice flow lines of the ancient Eurasian sheet. The orientation and depth of the ploughmarks are morphologically determined by the bottom relief, the position of the outlet paths of the surges and the thickness of the shelf ice sheet.

*Keywords:* multibeam echosounding, glacial ploughmarks, Eurasian Ice Sheet, ice flow lines

УДК 552.086

## ТИПОМОРФИЗМ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГАХАН (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

© 2022 г. Ю. И. Тарасова<sup>1,2,\*</sup>, А. Е. Будяк<sup>1,2</sup>, член-корреспондент РАН Н. А. Горячев<sup>1,3</sup>,  
А. В. Игнатьев<sup>4</sup>, Т. А. Веливецкая<sup>4</sup>, А. В. Блинов<sup>1,2</sup>, Е. М. Горячева<sup>3</sup>

Поступило 15.11.2021 г.

После доработки 01.12.2021 г.

Принято к публикации 02.12.2021 г.

Представлены результаты изучения изотопных, геохимических и ТЭДС-свойств различных генераций пирита и пирротина месторождения Угахан Бодайбинского района Иркутской области. Установлены различия состава примесей. Ранние пириты (ру-I; -II) характеризуются наличием примесей Ni, Co, Cr и Au, электронным типом проводимости и значениями  $\delta^{34}\text{S} \sim +5.6\%$ , ру-III характеризуется снижением количества Ni, Co и Cr, с возрастанием As, дырочным типом проводимости,  $\delta^{34}\text{S}$  от +8.6 – до +9.1%. Пострудные ру-IV и ру-IV<sub>Q</sub> характеризуются минимальными концентрациями примесей, электронным типом проводимости и изотопно более легкой серой ( $\delta^{34}\text{S} \leq +3.8\%$ ).

*Ключевые слова:* Байкальская горная область, неопротерозой, золоторудное месторождение, пирит, генерации, ТЭДС,  $\delta^{34}\text{S}$

DOI: 10.31857/S2686739722030136

Одним из направлений изучения генезиса рудных объектов является исследование типоморфизма минералов как источника генетической информации [1, 2]. В статье приводятся первые результаты изучения типоморфных геохимических и изотопных характеристик и термоэлектрических свойств пирита и пирротина месторождения Угахан как главных минералов-индикаторов разных стадий формирования месторождения.

Месторождение Угахан расположено в Верхне-Угаханской антиклинали северного фланга Бодайбинского синклинория и локализовано в терригенных отложениях бужуихтинской свиты (рис. 1). Рудные тела локализованы в верхней подсвите бужуихтинской свиты, в толще полевошпатово-кварцевых песчаников, чередующихся с алевролитами и углеродистыми филлитовыми

сланцами. Они имеют пластообразную форму, субсогласное залегание с вмещающими породами, полого падают на С–СВ под углами  $15^\circ$ – $30^\circ$  и располагаются ярусно на контакте литологически разных пород – пелитовой и песчанистой. Длина рудных тел по простиранию доходит до 4 км, а по падению до 600 м. Рудные тела выделяются по результатам опробования, содержание Au варьирует от 0.2 до 13.74 г/т. Минерализация представлена пиритом и пирротинном, в меньшей степени распространены халькопирит, галенит, сфалерит, минералы группы сульфосолей и аллоклазит. Главный минерал руд пирит представлен четырьмя морфогенетическими разновидностями.

Данное исследование проведено на изучении 27 образцов из керна месторождения Угахан. Содержания редких элементов в сульфидах были изучены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) и лазерной абляцией (LA) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ на квадрупольном масс-спектрометре ThermoXSeries 2 с лазерной приставкой NWR UP-213. Термоэлектрическая движущая сила (ТЭДС) определялась в СВКНИИ ДВО РАН на приборном комплексе, разработанном на основе опубликованных данных [3, 4]. Изотопный анализ S выполнен в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, лаборатория стабильных изотопов с использованием фемтосекундного комплекса лазерной абляции NWR Femto [5, 6]. Соотношение изотопов серы измеряли на массах 127 ( $^{32}\text{S}^{5+}$ ) и

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило, Дальневосточное отделение Российской академии наук, Магадан, Россия

<sup>4</sup>Дальневосточный геологический институт, Дальневосточное отделение Российской академии наук, Владивосток, Россия

\*E-mail: j.tarasova84@yandex.ru

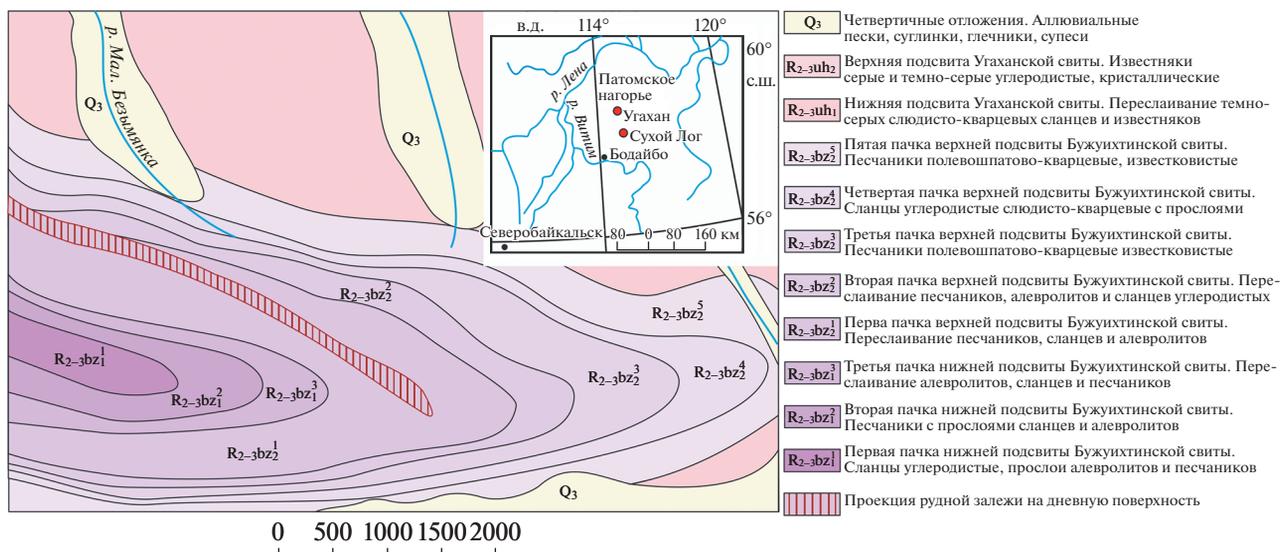


Рис. 1. Схематическая карта месторождения Угахан.

129 (<sup>34</sup>SF<sup>5+</sup>) на масс-спектрометре MAT-253 (“Thermo Fisher Scientific”, Germany).

В результате исследований под оптическим микроскопом с применением диагностического травления пирита и пирротина, концентрированных азотной и соляной кислотами соответственно, установлено, что наиболее ранними разновидностями являются пирит-I и II, по которым развивается пирротин с последующим наложением главной продуктивной ассоциации с пиритом-III (рис. 2). Заключительный этап формирования месторождения характеризуется синхронным появлением пострудного пирита-IV рудных тел, и пирита наложенных кварцевых жил.

Py-I представлен редкими фрамбоидальными зернами размером до 160 мкм, рассеянными во вмещающих породах и среди более поздних агрегатов пирита. В качестве примеси в них отмечаются Ni, Co, Cr, As и Au (табл. 1). Важной особенностью данной генерации является наличие золота в виде нанофаз без образования собственной минеральной формы.

Py-II представлен редкими мелкими кубическими кристаллами, как в виде рассеянной вкрапленности, так и в виде реликтов в составе более поздних агрегатов пирита, которые аналогично py-I обогащены Ni, Co, Cr, As и Au.

Пирротин (po) образуется при замещении, часто псевдоморфном, ранних разновидностей пи-

Таблица 1. Состав примесей в пирите (py) и марказите (mrc) месторождения Угахан по данным ЛА-ИСП-МС (ppm)

Минерал	Co	Ni	Cr	As	Au
py-I (4)	$\frac{72.6}{61.3-97.1}$	$\frac{62.36}{5.7-106}$	$\frac{18.2}{1.7-44.3}$	$\frac{1396}{1120-1820}$	$\frac{0.17}{0.1-0.24}$
py-II (4)	$\frac{131.3}{4.3-217}$	$\frac{44.7}{22.7-61.9}$	$\frac{56.7}{13.9-126}$	$\frac{1362}{679-1926}$	$\frac{0.19}{0.08-0.44}$
mrc (5)	—	—	—	$\frac{1859}{1492-2120}$	—
py-III (7)	$\frac{5.12}{3.26-7.8}$	—	—	$\frac{1912}{1107-2947}$	—
py-IV (4)	—	—	—	$\frac{191}{181-194}$	—

Примечание: “—” — ниже предела обнаружения, в скобках кол-во анализов; Числитель — усредненное значение содержаний, знаменатель — минимальное и максимальное значения содержаний.

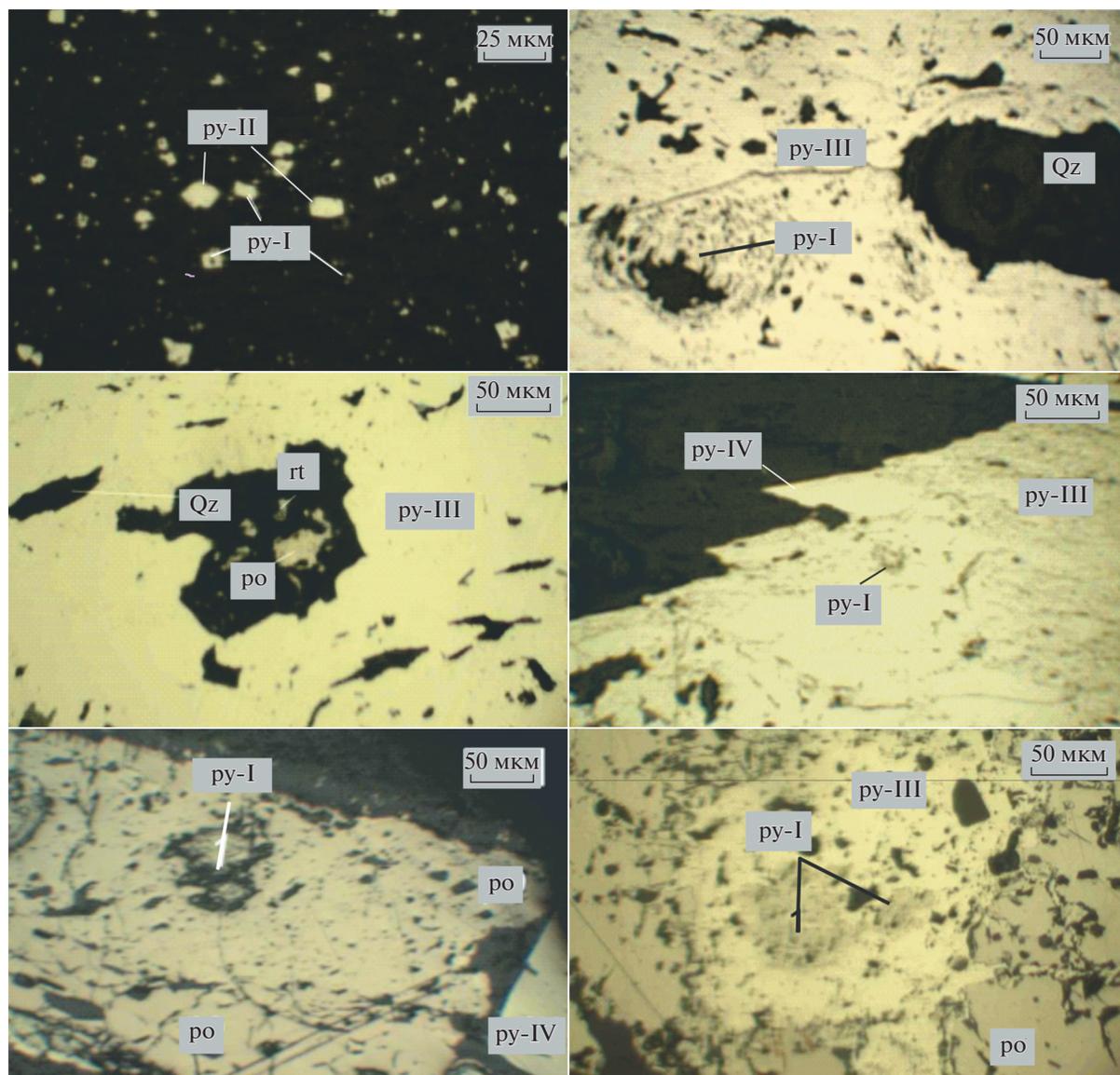


Рис. 2. Морфологические разновидности пирита месторождения Угахан.

рита. Нашими исследованиями примесей в пирротине не установлено.

Марказит (mrc) на месторождении Угахан развивается по пирротину перед формированием ру-III (ру-III). Марказит образует каймы небольшой мощности, развивается по трещинам в пирротине. По химическому составу марказит близок к более позднему ру-III. В качестве примеси установлен As до 1859 г/т.

Ру-III встречается гораздо чаще, чем пириты ранних генераций. Наиболее распространен в контурах рудных тел и является главным минералом на месторождении Угахан. По химическому составу ру-III более высокожелезистый относительно ру-I; -II. Для него характерно небольшое количество примеси Ni и Co, и заметна примесь

As (табл. 1). С этой генерацией пирита тесно ассоциирует самородное золото, локализованное в трещинах, пустотах и других дефектах в нем. Кроме самородного золота ру-III ассоциирует с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, аллоклазитом и минералами группы сульфоселей.

Пирит-IV представлен крупными идиоморфными кристаллами размером до 4 см. Он распространен как в контуре рудных тел месторождения, так и далеко за его пределами. При диагностическом травлении в нем выявляются контуры агрегатов ру-III, редко ру-I; -II. Предположительно в это же время были сформированы кварцевые жилы с идиоморфными кристаллами пирита-IV<sub>Q</sub>, рассекающие рудные тела в разных направлениях. Пирит-IV и пирит-IV<sub>Q</sub> отличаются

**Таблица 2.** Результаты изучения ТЭДС пирита и пирротина месторождения Угахан

№ п/п	Минерал	мкв/град	№ п/п	Минерал	мкв/град
1	Pу-III	+258...+324	7	Pу -IV	-66...-136
2	Pу -I, -II	-98...-136	8	Pу -IV	-43
3	Po	+15	9	Pу -IV	-34...-158
4	Pу -I, -II	-114.3	10	Pу -IV	-89
5	Pу -III	+30...+317	11	Pу -IV	-207
6	Pу -III	+82	12	Po	+13

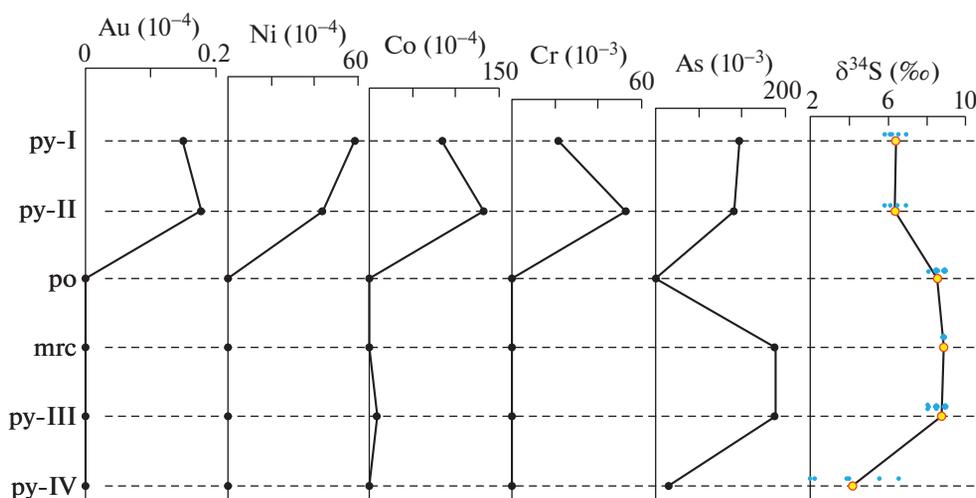
от перечисленных выше генераций отсутствием золота как в виде примеси на поверхности, так и в виде включений самородного металла. Методом LA-ICP-MS в кристаллах ру-IV; -IV<sub>Q</sub> установлена только примесь As (среднее содержание 191 г/т).

Анализ ТЭДС пирита и пирротина (табл. 2) показал, что пирротин обладает однородными и стабильными параметрами коэффициента ТЭДС = +13...+15 мкв/град, в то время как пирит оказался весьма неоднородным и, чаще всего, зональным. Выделяются хаотично распределенные локальные зоны n-типа с неоднородными значениями коэффициента при ТЭДС среднем = -114.3 мкв/град. Данные области относятся к ранним генерациям пирита (ру-I; -II). В зернах ру-III выделяются значительные области со стабильно положительными коэффициентами ТЭДС (+30...+324 мкв/град) и узкие (2–3 мм) зоны краевых частей кубических кристаллов (ру-IV) с отрицательными значениями ТЭДС от -34 до -207 мкв/град.

Изотопный анализ серы производился локальным методом. По мере эволюции от ранних разновидностей пиритов к поздним,  $\delta^{34}\text{S}$  заметно менялся (рис. 3): ру-I (от 5.7 до 7.0, среднее 6.3‰); и

ру-II (от 5.6 до 6.9, среднее 6.2‰) к наложенной пирит-пирротиновой ассоциации: ро (от 8.3 до 8.9, среднее 8.6‰), → mrc (от 8.8 до 9.1, среднее 8.9‰) образованного по пирротину в виде каймы, → ру-III (от 8.3 до 9.1, среднее 8.8‰), происходит рост  $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$  более чем на 2‰. При этом каймы пирита (ру-IV), становятся значительно легче (от 2.1 до 6.8, среднее 4.1‰).

Результаты наших исследований показывают аналогичную последовательность формирования рудной минерализации месторождения Угахан с ранее изученными месторождениями Байкало-Патомского нагорья [7–10]. Очевидно, что ранние генерации пирита (ру-I; -II) отделены от рудоносного ру-III этапом метаморфических преобразований, на котором происходило формирование пирротина. Согласно [8, 10], пирротинизация пирита на соседних месторождениях (Сухой Лог, Красное, Кавказ и др.) происходила в условиях зеленосланцевого метаморфизма. В результате процесса замещения происходило высвобождение элементов, находящихся в виде примеси в ранних генерациях пирита, и образование их собственных минеральных форм. Согласно результатам



**Рис. 3.** График распределения средних содержаний элементов-примесей (%) и изотопных характеристик в сульфидах месторождения Угахан. Крупными фигуративными точками желтого цвета показаны средние значения  $\delta^{34}\text{S}$ , мелкими точками синего цвета – разброс значений.

LA-ICP-MS, на месторождении Угахан ранние разновидности пирита (ру-I; -II) отличаются повышенными относительно пиритов более поздних генераций концентрациями Co (от 4.3 до 217 г/т), Ni (5.4–78.7 г/т), Cr (7.4–126 г/т) и Au (от 0.11 до 0.44 г/т). Сравнительно высокие значения Ni, Co обусловлены изоморфизмом атомов  $Fe^{3+}$  с  $Ni^{3+}$  и  $Co^{3+}$ , с формированием донорных уровней, увеличением концентрации электронов, и, как следствие, развитием электронного типа проводимости (рис. 3). Это подтверждается локальными областями n-типа проводимости в реликтах ру-I; -II.

Пирит рудной ассоциации (ру-III) характеризуется снижением количества примесей Ni, Co и Cr, но максимальным содержанием As до 3250 г/т (среднее 1859 г/т) (табл. 2). Вероятно, именно с этим связан его дырочный тип проводимости [11]. Поздняя морфологическая разница наложенного пирита (ру-IV; -IV<sub>Q</sub>), отличающаяся минимальным количеством примесей (в том числе As), обладает заметной электронной проводимостью.

В результате проведенных изотопных исследований установлен тренд утяжеления  $\delta^{34}S_{VCDT}$  (‰) от ранних разновидностей пирита (ру-I, -II) до метаморфических генераций сульфидов (ро, mrc, ру-III). Значения  $\delta^{34}S$  варьируют в узких интервалах, которые не перекрывают друг друга. Такое повышение  $\delta^{34}S$  может быть связано с процессом метаморфических преобразований рудного этапа становления месторождения. Согласно [12], наиболее высокотемпературный процесс рудного этапа (~400°C; ~5–6 кбар) сопровождался реакцией пиротинизации пирита ( $2H_2O + C + 2FeS_2 = CO_2 + 2H_2S + 2FeS$ ), в результате которой часть изотопно-легкой серы могла удаляться из системы в форме  $H_2S$ . Это предполагает, что рудный процесс с формированием ро, mrc и ру-III происходил с утяжелением серы сульфидов относительно первичных ру-I, ру-II. Отличие ру-IV по всем признакам указывает на то, что пострудная минерализация, включая кварцевые жилы, формировалась из флюида с более легким изотопным составом серы ( $\delta^{34}S < +5‰$ ).

Таким образом, ранние пириты (ру-I; -II) характеризуются наличием примесей Ni, Co, Cr и Au, электронным типом проводимости и значениями  $\delta^{34}S \sim +5.6‰$ . Потеря ру-III примесей, Ni, Co и Cr, с возрастанием As, обуславливает его дырочный тип проводимости, что наряду с кристаллизацией золото-полиметалльной ассоциации минералов, возможно, приводит к увеличению  $\delta^{34}S$  от +8.6 до +9.1‰ в связи с кинетическими изотопными эффектами в системе [13, 14]. Пострудные ру-IV и ру-IV<sub>Q</sub> характеризуются минимальными концентрациями примесей, элект-

ронным типом проводимости и изотопно более легкой серой ( $\delta^{34}S \leq +5‰$ ).

Полученные данные по типоморфизму пирита месторождения Угахан указывают на разные условия формирования продуктивной и постпродуктивной ассоциации в рудах.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту IX.130.3.1 (0284-2021-0001).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. Основные направления исследований типоморфизма минералов // 27-й Международный геологический конгресс: доклады. М., 1984. Т. 10. С. 3–10.
2. Таусон В.Л., Акимов В.В., Липко С.В. и др. Типоморфизм пирита месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1773–1796.
3. Розова Е.В. К методике измерения коэффициента термоэлектродвижущей силы рудных минералов // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 93. С. 45–57.
4. Красников В.И., Сейфуллин Р.С., Суматохин В.А. и др. Некоторые вопросы методики изучения термоэлектрических свойств рудных минералов и интерпретации результатов измерений // Советская геология. 1975. № 8. С. 107–116.
5. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., et al. Precision Analysis of Multisulfur Isotopes in Sulfides by Femtosecond Laser Ablation GC-IRMS at High Spatial Resolution // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 316–326. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.06.006>
6. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., et al. An Improved Femtosecond Laser-ablation Fluorination Method for Measurements of Sulfur Isotopic Anomalies ( $\Delta^{33}S$  and  $\Delta^{36}S$ ) in Sulfides with High Precision // Rapid Communications in Mass Spectrometry 2019. 33: 1722–1729. <https://doi.org/10.1002/rcm.8528>
7. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., et al. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia // Economic Geology. 2007. 102 (7), 1233–1267. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>
8. Кражев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1–9.
9. Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю. и др. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях копыловское и кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным rсma и LA-ИСП-МС // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 71.

10. *Tarasova Y.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., et al.* Mineralogical and Isotope-geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  and Pb-Pb) Characteristics of the Krasniy Gold Mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining Ore-forming Mechanisms and the Model for Sukhoi Log-Type Deposits // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 119. 103365. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103365>
11. *Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я. и др.* Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). М.: ЦНИГРИ. 1993. 213 с.
12. *Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., и др.* Состав и условия формирования золотоносных пирроитиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопоявления Ольгинское) // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 5. С. 666–687.
13. *Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry. Sixth Edition. Springer-Verlag. 2009. Berlin Heidelberg. P. 285.
14. *Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. и др.* Опыт применения локального анализа изотопного состава серы сульфидов руд крупнейших месторождений Бодайбинского синклиория (Восточная Сибирь) // *ДАН*. 2019. Т. 484. № 4. С. 460–463. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524844460-463>

## TYPOMORPHISM OF PYRITE FROM THE UGAKHAN GOLD DEPOSIT (BAIKAL-PATOM HIGHLANDS)

**Yu. I. Tarasova<sup>a,b,#</sup>, A. E. Budyak<sup>a,b</sup>, Corresponding Member of the RAS N. A. Goryachev<sup>a,c</sup>, A. V. Ignatiev<sup>d</sup>,  
T. A. Velivetskaya<sup>d</sup>, A. V. Blinov<sup>a,b</sup>, and E. M. Goryacheva<sup>c</sup>**

<sup>a</sup>*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>c</sup>*N.A. Shilo North-Eastern Integrated Research Institute Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation*

<sup>d</sup>*Far Eastern Geological Institute Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: j.tarasova84@yandex.ru*

The results of the study of isotopic, geochemical, and TEDF properties of different generations of pyrite and pyrrhotite from the Ugakhan deposit in the Bodaibo district of the Irkutsk region are presented. Differences in the composition of impurities were established. Early pyrite (py-I; -II) are characterized by the presence of Ni, Co, Cr and Au impurities, electronic type of conductivity and  $\delta^{34}\text{S}$  values  $\sim +5.6\text{‰}$ , py-III is characterized by decrease of Ni, Co and Cr amount with increase of As, hole type of conductivity,  $\delta^{34}\text{S}$  from  $+8.6$  to  $+9.1\text{‰}$ . The py-IV and py-IVQ are characterized by minimal impurity concentrations, electronic conductivity type, and isotopically lighter sulfur ( $\leq +3.8\text{‰}$ ).

*Keywords:* Baikal Mountain Region, Neoproterozoic, gold ore deposit, pyrite, generation, TEDF,  $\delta^{34}\text{S}$

УДК 552.4+550.93

## ПСЕВДОТАХИЛИТЫ ГЛАВНОГО АНАБАРСКОГО РАЗЛОМА (СЕВЕРНАЯ ЯКУТИЯ) – ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ВЫСОКОСКОРОСТНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЯХ

© 2022 г. О. П. Полянский<sup>1,\*</sup>, А. Д. Ножкин<sup>1</sup>, Э. В. Сокол<sup>1</sup>, С. В. Зиновьев<sup>1</sup>,  
А. Н. Семенов<sup>1</sup>, А. В. Некипелова<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.С. Шацким 12.11.2021 г.

Поступило 12.11.2021 г.

После доработки 01.12.2021 г.

Принято к публикации 02.12.2021 г.

Представлены результаты выполненного впервые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования жильного материала псевдотахилита из деформационной зоны Главного Анабарского разлома (Северная Якутия). С использованием принципов термохронологии и реологических параметров деформации реконструирована глубина формирования псевдотахилитов. Их  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст ( $1910 \pm 24$  млн лет) сопоставлен с этапами формирования главных деформационных поясов Анабарского щита. Дана термохронологическая интерпретация полученных результатов.

*Ключевые слова:* псевдотахилиты, Анабарский щит, деформации,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст

DOI: 10.31857/S2686739722030094

Определение  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста деформационных событий представляет сложную задачу, особенно в отношении полистадийных докембрийских метаморфических комплексов со сложной термо-тектонической историей. Одной из таких структур является Анабарский щит Сибирского кратона, представляющей собой тектонический коллаж террейнов различного происхождения. В его пределах выделяется два главных деформационных пояса, Котуйканский и Биляхский, разделяющие Маганский, Далдынский и Хапчанский ранне-докембрийские террейны [1, 2]. Эти пояса длиной более 200 км и шириной от 10–30 до 60–70 км пересекают весь Анабарский щит (рис. 1).

Кроме них выделяется еще одна крупная деформационная зона – Главный Анабарский разлом. Не являясь границей между отдельными террейнами, он, тем не менее, обладает структурно-геологическими и геофизическими характеристиками глубинной сдвиго-надвиговой структуры [3, 4]. Этот разлом трассирует серия сближенных узких полос (от 70 до 200 м) бласто- и ультра-

милонитов, милонитов, катаклазитов, брекчий и псевдотахилитов [3]. Суммарная мощность этой структуры на отдельных участках достигает 6 км, преобладающее падение плоскостей смесителей субвертикальное или СВ.

Выполненные ранее реконструкции времени формирования деформационных поясов Анабарского щита опирались на возраста синтетектонических мигматитов либо сопутствующих метаморфических, магматических или импактных событий. Они установлены в интервалах  $1920 \pm 10$ , 1916–1899 и  $1900 \pm 50$  млн лет, соответственно (рис. 1, по данным [2, 5–7]). Однако возраст деформаций в пределах Главного Анабарского разлома до сих пор оставался неизвестным. С этой целью мы предприняли исследование пород из зоны разлома, претерпевших высокоскоростные тектонические деформации и локальное частичное плавление. В качестве индикаторов деформационных процессов были использованы продукты дислокационного метаморфизма – псевдотахилиты (ПСТ). Эти породы состоят из стекловатого или тонкозернистого матрикса с реликтами зерен минералов или фрагментов вмещающей породы. Использование ПСТ уже доказало свою эффективность при датировании этапов тектогенеза докембрийских метаморфических комплексов [8], а также при оценке динамических и

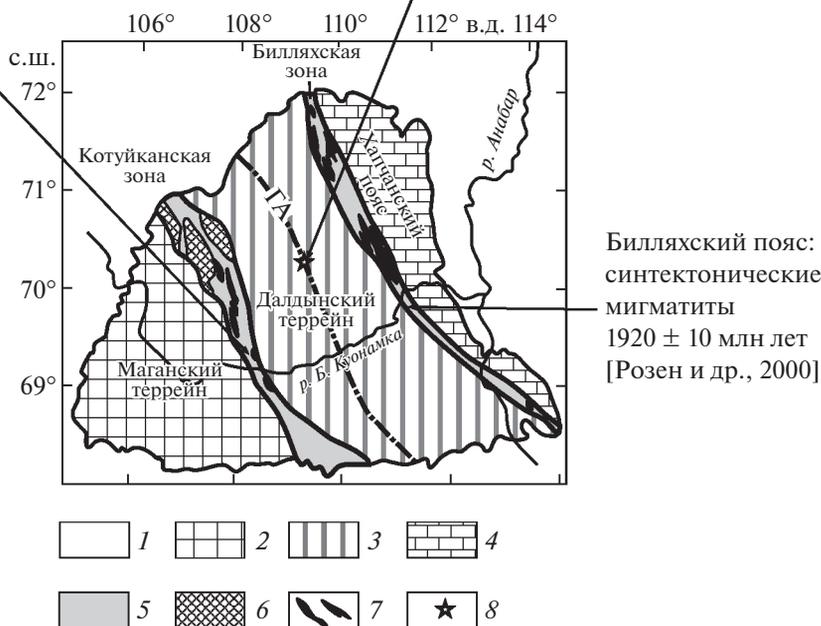
<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева  
Сибирского отделения Российской академии наук,  
Новосибирск, Россия

\*E-mail: pol@igm.nsc.ru

Котуйкан-Монголинский  
деформационный пояс:

- гранитогнейс,  $1916 \pm 9$  млн лет;
- бластокатаклазиты,  $1905 \pm 26$  млн лет  
[Молчанов и др., 2011];
- гранитогнейс,  $1899 \pm 14$  млн лет  
[Гусев и др., 2013]

Псевдотахилиты  
 $1910 \pm 24$  млн лет,  
данная работа



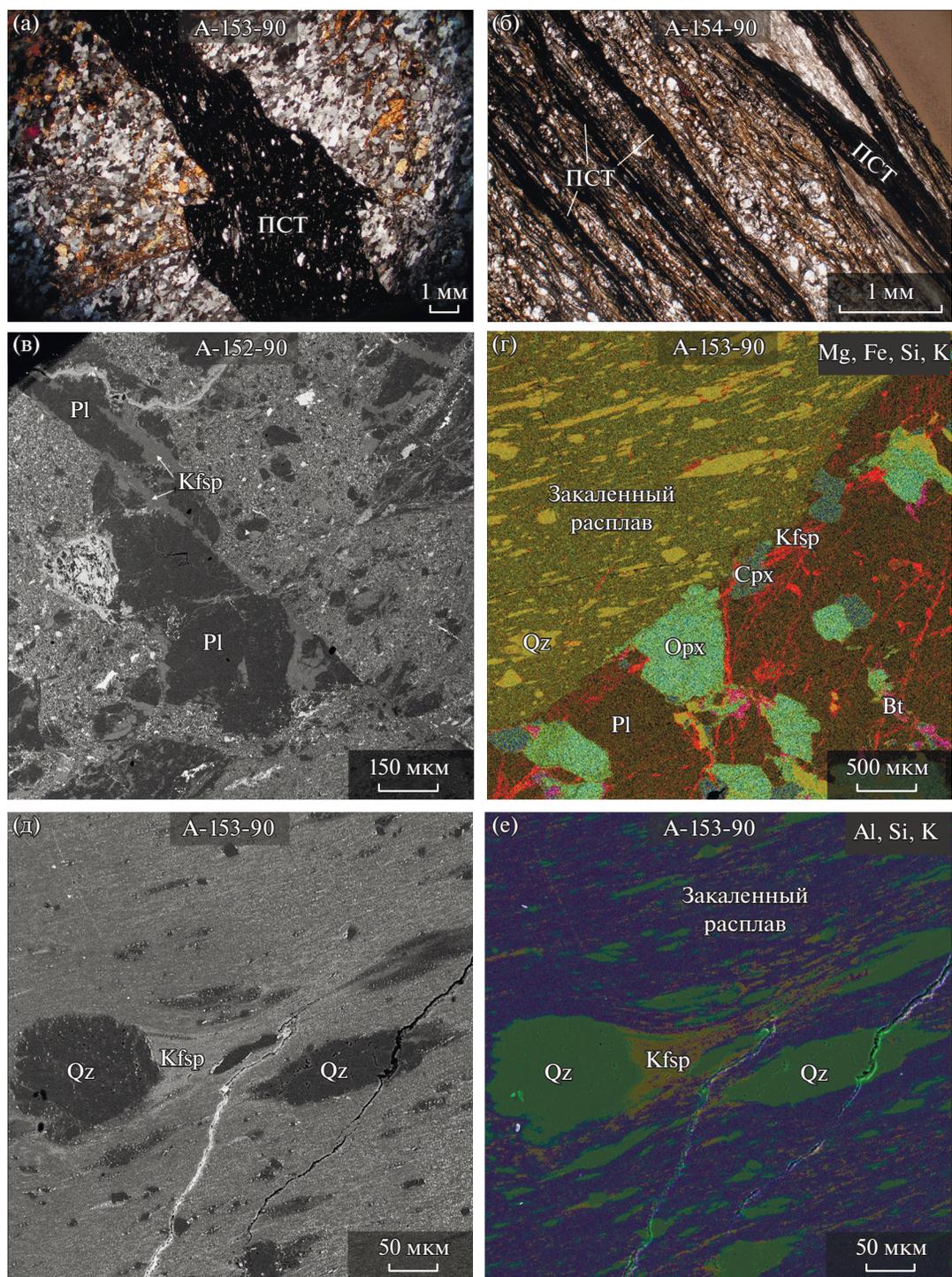
**Рис. 1.** Схема строения и возрастные рубежи главных тектонических событий в пределах Анабарского щита Сибирского кратона (модифицированная после [2, 5, 20]) и точка отбора образцов псевдотахилитов с координатами  $70^{\circ}09'36.93''$  с.ш.;  $109^{\circ}22'37.45''$  в.д. 1 – рифей-палеозойские отложения платформенного чехла; 2 – породы Маганского террейна; 3 – породы Далдынского террейна; 4 – породы Хапчанского складчатого пояса (террейна); 5 – коллизионные зоны; 6 – анортозиты Котуйканской группы массивов; 7 – раннепротерозойские гранитоиды; 8 – место отбора проб псевдотахилитов. ГА – Главный Анабарский разлом.

термохронологических характеристик сейсмогенных разломов [9].

Образцы анабарских псевдотахилитов были взяты из одного обнажения, где в зоне шириной  $\approx 50$  м они формируют систему многочисленных тонких (0.1–1.0 до 15 см) прожилков, секущих толщу сложного состава (биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, двуполевошпатовые гнейсы, чарнокиты и двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы) [10]. Псевдотахилиты представляют собой черные плотные породы афанитового облика с многочисленными мелкими обломками пород, а также зерен кварца, плагиоклаза и, редко, пироксенов. Для них характерны структуры течения, которые подчеркивает рисунок распределения обломочного и тонко перетертого материала (рис. 2). В зоне развития ПСТ вмещающие их породы претерпели хрупкие (катакластические) изменения – мелко раздроблены и/или тонко перетерты. Пластические деформации не отмечены. Их контакты с ПСТ-прожилками варьируют от резких (обр. А-153-90, рис. 2 а) до размытых, с заливами. Часть прожилков имеет от-

четливое двуслойное строение, где тонко перетертый материал сочетается с претерпевшим плавление. Лутц [10], характеризуя ПСТ Анабарского массива, приходит к выводу о развитии высоких температур, достигающих точки плавления сухих силикатных смесей, вследствие быстрых процессов истирания материала, которые можно рассматривать как природные аналоги процессов механохимической активации и фрикционного плавления.

Вмещающие породы изученных ПСТ представляют собой: катаклазированный двуполевошпатовый гнейс и тонкоперетертый милонит (А-151-90; контакт нерезкий); брекчию двуполевошпатового гнейса, сцементированную ПСТ (А-152-90 и А-152-90-2; контакты от резких до нечетких) и слабокатаклазированный биотит-гиперстеновый плагиогнейс (А-153-90; контакты резкие). В обр. А-154-90 чередуются тончайшие полосы интенсивно перетертого катаклазита по мигматизированному основному кристаллосланцу, милонита и собственно ПСТ (рис. 2 б).



**Рис. 2.** Структуры и текстуры псевдотахилитов, образцы А-152-90 (v), А-153-90 (а, г-е) и А-154-90 (б). Оптические изображения, николи + (а, б), изображения в обратном-рассеянных электронах (v, д) и многослойные карты характеристического излучения Mg, Fe, Al, Si и K (г, е): а – жильный псевдотахилит, использованный для определения абсолютного возраста; б – тонкое чередование полос интенсивно перетертого катаклазита по мигматизированному основному кристаллосланцу, милонита и собственно псевдотахилита; в – хрупкое разрушение зерен плагиоклаза; г – резкий контакт псевдотахилитового прожилка и вмещающего биотит-двупироксенового плагиогнейса; д, е – распределение реликтов пластично деформированных зерен кварца в псевдотахилитовом прожилке. ПСТ – псевдотахилит; Bt – биотит; Срх – клинопироксен; Kfsp – калиевый полевой шпат; Opх – ортопироксен; Pl – плагиоклаз; Qz – кварц.

**Таблица 1.** Химические составы псевдотахилитов Анабарского щита и вмещающих их пород

Образец	A-152-90/2	A-152-90/2(HR)	A-152-90	A-152-90(HR)	A-153-90	A-153-90(HR)
Тип материала	ПСТ <sup>1</sup>	вмещающая порода	ПСТ <sup>2</sup>	вмещающая порода	ПСТ <sup>2</sup>	вмещающая порода
Число анализов	РФА		<i>n</i> = 6		<i>n</i> = 16	
SiO <sub>2</sub>	51.39	58.25	52.61	57.21	64.68	60.54
TiO <sub>2</sub>	1.29	0.64	1.58	1.06	0.52	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.51	21.18	11.56	13.54	17.18	12.81
FeO	11.17	4.65	9.72	7.55	4.05	7.88
MnO	0.10	0.05	<0.3	0.12	<0.3	0.12
MgO	4.75	1.15	7.68	5.28	2.37	5.96
CaO	5.00	5.62	5.93	4.65	4.98	5.62
Na <sub>2</sub> O	4.33	5.76	2.30	2.59	4.68	3.22
K <sub>2</sub> O	2.35	1.84	5.23	5.48	0.82	0.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.26	<0.3	0.33	<0.3	0.04
BaO	0.34	0.14	<0.3	0.19	<0.3	0.06
SO <sub>3</sub>	0.09	<0.03	<0.3	0.15	<0.3	<0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	<0.3	0.02	<0.3	0.02
ППП	0.31	0.05	He опр	0.71	He опр	1.04
	100.07	99.63	96.6	98.87	99.28	98.57

Примечание. A-152-90/2 – биотит-гиперстеновый плагиогнейс. <sup>1</sup>Состав определен методом РФА. A-152-90(HR) – биотит-гиперстеновый плагиогнейс (рис. 2 в). Состав определен методом РФА. A-153-90(HR) – биотит-двупироксеновый плагиогнейс (рис. 2 а). Состав определен методом РФА. <sup>2</sup>ПСТ – составы псевдотахилитовых прожилков из соответствующих образцов, определенные методом EDS SEM съемки площадей (*n* – число отснятых площадей с однородным распределением микролитов, для которых выполнено усреднение).

Материал ПСТ сливной, однородный; на отдельных участках сохраняет реликты оплавленных и развальцованных (пластически деформированных) зерен кварца или, реже, хрупко деформированные зерна плагиоклаза и/или гиперстена (рис. 2в, 2д). Структурный рисунок матрикса ПСТ характерен для вязких силикатных расплавов, стремительно закаленных с частичной раскристаллизацией. Тонкая сыпь микролитов ( $\leq 3-5$  мкм) диоксида и плагиоклаза распределена равномерно. Реже удается наблюдать упорядоченные закалочные (“дендритные”) структуры (P1 + КПШ либо анортоклаз). Однородность и низкая пористость ПСТ-прожилков обеспечили нам уникальную возможность определить валовый химический состав расплавов, используя для этого EDS SEM (“TESCAN” MIRA 3LMU “JSM”-6510LV) метод площадного анализа. Съемка и усреднение выполнялись для нескольких участков на площади каждого шлифа (от 6 до 16) (табл. 1). Вариации содержаний макрокомпонентов (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O) не превышают 1–2 мас. %. Состав вмещающих пород был определен методом РФА. Большинство составов ПСТ в сравнении с вмещающими породами обогащены Mg и

Fe и обеднены Si и иногда Al, что позволяет рассматривать их вслед за [1] как высокожелезистые базитовые выплавки. Единственным исключением является ПСТ из образца A-153-90, который по сравнению с вмещающим биотит-гиперстеновым плагиогнейсом обогащен SiO<sub>2</sub> (на 4 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.5%), Na<sub>2</sub>O (1.5%) и обеднен FeO ( $\approx 4\%$ ) и MgO ( $\approx 4.5\%$ ). Подобные составы ПСТ ранее были описаны для Анабара в [7] и для Сьерра-Невады (США) в [9]. Именно этот образец ПСТ был продатирован.

Для оценки доли зерен кварца, сохранившихся в закаленном матриксе ПСТ, был выполнен микроструктурный анализ шлифов с использованием программы обработки изображений ImageJ (<https://imagej.nih.gov>). Для образца A-153-90 процедура “Analyze particles” дала среднюю оценку доли кварцевых зерен в 16%. Следовательно, степень плавления исходного гнейса при формировании ПСТ была не менее 80%.

Для определения <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраста деформационных событий в зоне Главного Анабарского разлома был выбран наиболее однородный обра-

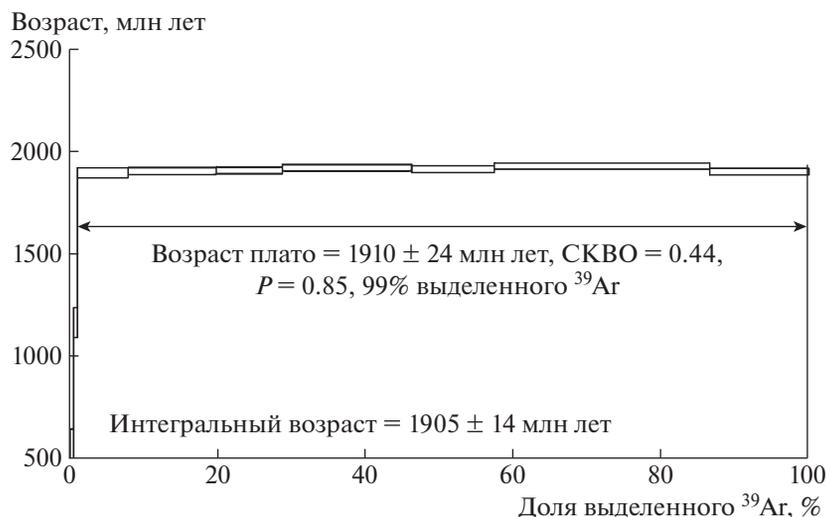


Рис. 3. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования псевдотахилитовой жилы, показанной на рис. 2 а (обр. А-153-90), из деформационной зоны Главного Анабарского разлома.

зец ПСТ А-153-90 с валовым содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  — 0.82 мас. %.

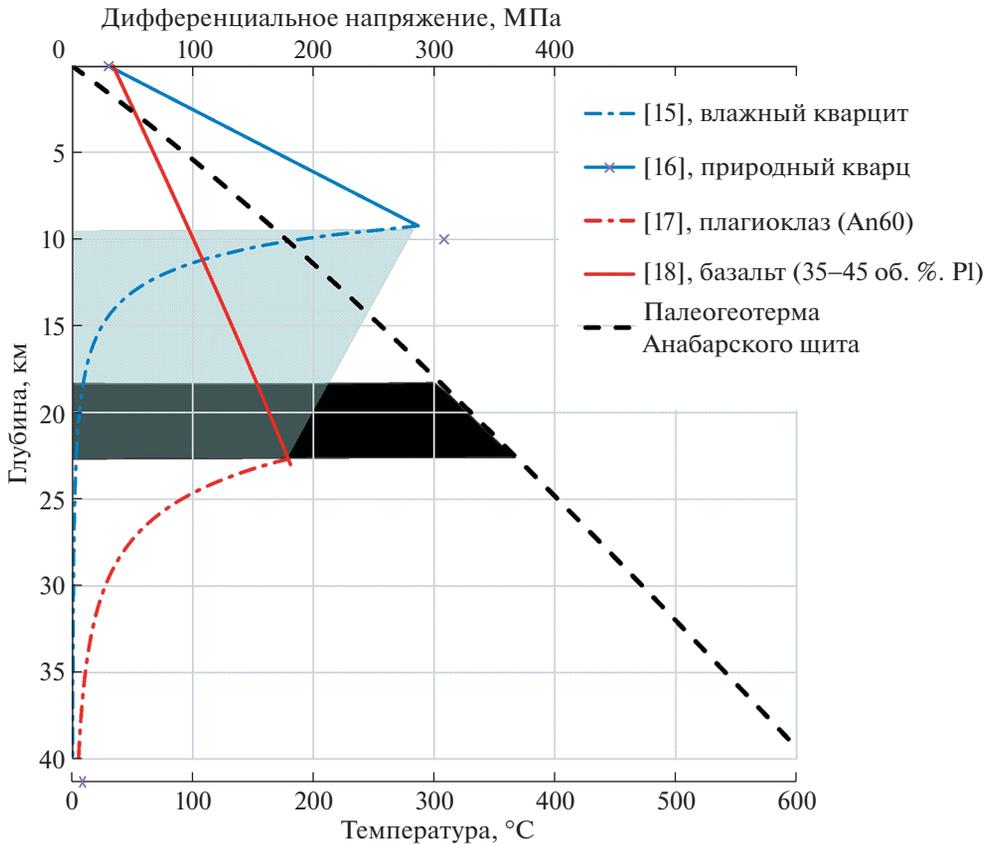
Материал для датирования был извлечен из предварительно выпиленного и измельченного жильного прослоя обр. А-153-90. Затем под бинокулярным микроскопом эта фракция была вручную очищена от единичных фрагментов КПШ с кварцем. Возраст образца был определен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом ступенчатого прогрева, детальное описание которого дано в работе [11]. Измерения изотопного состава Ar проводились на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (“Micromass”, Великобритания) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Ошибки измерений соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ , включая ошибку определения константы распада. В возрастном спектре ПСТ присутствует отчетливое плато из 7 последовательных ступеней (99% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ ) (рис. 3). Рассчитанный по нему  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст составил  $1910 \pm 24$  млн лет.

Интерпретация полученного значения возраста основывается на принципе температуры “закрытия” K/Ar-изотопной системы. При скорости остывания  $1\text{--}100^\circ\text{C}/\text{млн лет}$  закрытие изотопной системы калишпата происходит в диапазоне температур  $295\text{--}370^\circ\text{C}$  [12]. Таким образом, полученный возраст соответствует моменту остывания псевдотахилита до  $T \leq 370^\circ\text{C}$ . Учитывая стремительную закалку расплава, времена его генерации и стеклования совпадают в пределах аналитической погрешности.

Чтобы определить положение исследуемой породы на момент 1910 млн лет в структуре Главного Анабарского разлома, был выполнен расчет палеогеотермы с учетом реальных теплофизических параметров и содержания радиоактивных

элементов (U, Th, K) в породах Анабарского щита [13]. Предполагалось экспоненциальное снижение теплогенерации в коре, согласно зависимости  $A(z) = A_0 \exp(-z/D)$  с параметрами  $A_0 = 1.22 \text{ мкВт/м}^3$  и  $D = 13 \text{ км}$  [13]. Теплогенерация, обеспеченная радиоактивными элементами, в породах приразломной тектонит-гранит-мигматитовой формации, составила  $1.22 \text{ мкВт/м}^3$ ; теплопроводность —  $2.5 \text{ Вт/м К}$ . Величина мантийного теплового потока (значительно отличающегося от современного) была принята равной  $33 \text{ мВт/м}^2$  по аналогии с данными для докембрийских щитов и орогенов Северной Америки [14]. На рис. 4 приведена расчетная палеогеотерма, характеризующая термальное состояние коры Анабарского щита. Из ее формы следует, что стационарная  $T = 300\text{--}370^\circ\text{C}$ , соответствующая температуре закрытия изотопной системы калишпата, достигалась в средней коре, — на глубинах 18–23 км. Следовательно, фрикционное плавление и связанное с ними образование псевдотахилитов происходило не глубже 18–23 км (4.9–6.2 кбар).

Приведенная оценка глубины датированного события, вызвавшего фрикционное плавление, согласуется с экспериментальными данными о реологическом поведении пород кварц-полевошпатового состава. Для обоих минералов преобладающий тип деформации — хрупкого разрушения или ползучести (крипа) определяется  $PT$ -параметрами метаморфизма: при низких степенях минералы ведут себя как хрупкие тела, при высоких — в режиме ползучести. Различия в параметрах перехода от хрупких деформаций к крипу для разных минералов позволяет ограничить возможный диапазон  $PT$ -условий образования исследуемых псевдотахилитов. На рис. 4 приведены профили



**Рис. 4.** Палеогеотерма, построенная на основе данных о содержании радиоактивных источников тепла в нижнепротерозойских тектонит-гранит-мигматитовых породах Анабарского щита (нижняя горизонтальная ось). Профили предельных дифференциальных напряжений в кварце и плагиоклазе (верхняя горизонтальная ось), характеризующие параметры перехода хрупких в ползучие деформации. Зависимости построены для кварцевого и плагиоклаз-содержащих материалов с использованием данных из источников, указанных в легенде. Скорость деформации ползучести принята  $10^{-15} \text{ с}^{-1}$ . Светло-серым и черным показаны интервалы глубины и температуры датируемого события.

предельных дифференциальных напряжений, испытываемых породами с преобладанием кварца либо плагиоклаза. Напряжения подчиняются закону Мора-Кулона при хрупко-пластической деформации (линейные участки профиля) и закону дислокационной ползучести (крипа) (участки с экспоненциальной зависимостью от температуры). С учетом построенной палеогеотермы, переход от хрупких деформаций в режим ползучести происходит в диапазоне от  $200^\circ\text{C}$  (кварц, влажный кварцит, [15, 16]) – до  $\sim 370^\circ\text{C}$  (плагиоклаз, базальт с 35–45% Pl, [17, 18]). Температура закрытия K/Ar-изотопной системы КПШ в зависимости от скорости охлаждения составляет  $290\text{--}370^\circ\text{C}$ , что точно соответствует интервалу *PT*-условий, при которых кварц переходит в состояние крипа, тогда как плагиоклаз еще ведет себя как хрупкое тело. Таким образом, палеогеотермические параметры и деформационно-реологические данные согласованно указывают на то, что датируемое событие происходило на среднекоровых глубинах (10–23 км) при скачке температуры до пиковой (ликвидусной) и остывании до равновесной  $T = 300\text{--}$

$370^\circ\text{C}$ . Эти параметры означают, что формирование ПСТ непосредственно следовало за этапом регионального гранулитового метаморфизма в пределах Далдынского террейна с возрастом 1940–1900 млн лет [2, 13], т.е. совпадает с его верхним возрастным рубежом.

Определение  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -возраста псевдотахилитов ГАР оказывается важным для понимания полистадийной протерозойской истории развития тектонической структуры Анабара. Наиболее ранним событием считается поддвиг Далдынского террейна под Биректинский (Хапчанский) (1.97 млрд лет, гранулитовый метаморфизм) и деформации в Биляхской зоне 1985 млн лет [2, 5]. Последующий эпизод коллизии и надвигания Далдынского на Маганский терреин установлен в Котуйканской зоне на рубеже 1.92 млрд лет назад (выплавление гранитов) [2]. В этой же зоне в результате ультраметаморфизма и анатексиса сформировались гранитогнейсы и мигматиты с возрастом  $1916 \pm 9$  млн лет и  $1899 \pm 14\text{--}1897 \pm 25$ , а также бластокатаклазиты гранитного состава с

возрастом не древнее  $1905 \pm 26$  млн лет, последний с учетом аналитической погрешности неотличим от возраста анатектитов [5, 6]. Наши данные позволяют предположить, что на рубеже  $1910 \pm 24$  млн лет активизировался Главный Анабарский разлом во внутренней зоне Далдынского террейна.

Мы предполагаем образование ПСТ путем фрикционного плавления кислого гранулитового протолита в условиях быстротекающего, возможно, сейсмического события. Такими событиями могут являться взбросовые перемещения по Анабарскому разлому и подъем гранулитовых комплексов нижней коры. Коллизионный характер движений со взбросами в ЮЗ-направлении отмечается для конца раннепротерозойского времени для двух основных деформационных поясов Анабарского щита – Котуйканской и Билляхской коллизионных зон [4]. В процессе коллизии породы с глубины гранулитового метаморфизма 33–41 км (9–11 кбар, [19]) были перемещены на среднекоровый уровень (18–23 км) в результате высокоскоростных (сейсмогенных) деформаций, сопровождавшихся локальным плавлением.

Таким образом, псевдотахилиты Главного Анабарского разлома являются индикаторами деформаций, связанных с эксгумацией высокометаморфизованных комплексов, а сам разлом может рассматриваться в качестве одноранговой коллизионной структуры наряду с основными деформационными зонами Анабара.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят чл.-корр. РАН Ю.А. Морозова и анонимного рецензента за ценные критические замечания, позволившие улучшить статью. Изучение состава пород и минералов проводилось в “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” (Новосибирск).

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
2. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
3. Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: Изд-во “ГЕО”, 2011. 288 с.
4. Милановский С.Ю., Кабан М.К., Розен О.М., Егоркин А.В. Геофизические особенности строения коры Анабарского щита // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. Вып. 36. № 4. С. 56–71.
5. Молчанов А.В., Князев В.Ю., Худoley А.К. Тектоно-флюидные зоны Анабарского щита и их рудоносность // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. С. 96–106.
6. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монголинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 45–59.
7. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Геохимия протерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 662–667.
8. Морозов Ю.А., Юдин Д.С., Травин А.В. и др. Первые находки и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование псевдотахилитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном ладожском комплексе Фенноскандии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493 № 1. С. 5–9.
9. Kirkpatrick J.D., Dobson K.J., Mark D.F., et al. The Depth of Pseudotachylyte Formation from Detailed Thermochronology and Constraints on Coseismic Stress Drop Variability // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B06406. <https://doi.org/10.1029/2011JB008846>
10. Лутц Б.Г. Псевдотахилиты Анабарского массива и вопросы из генезиса // Геология и геофизика. 1962. № 11. С. 98–102.
11. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 11. С. 1181–1199.
12. Baxter E.F. Diffusion of Noble Gases in Minerals // Rev. Mineral. Geochem. Diffusion in Minerals and Melts. (Y. Zhang, D.J. Cherniak, eds.), 2010. V. 72. P. 509–558.
13. Розен О.М. Теплогенерация земной коры Анабарского щита и проблемы формирования нижней коры континентов // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 22–29.
14. Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data // Treatise on Geochemistry. 2005. V. 3: The Crust. Ed. by R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier. P. 65–84.
15. Kronenberg A.K., Tullis J. Flow Strength of Quartz Aggregates: Grain Size and Pressure Effects due to Hydrolytic Weakening // Journal of Geophysical Research Atmospheres. 1984. V. 89 (B6). P. 4281–4297. <https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04281>
16. Niemiejer A.R., Spiers C.J., Peach C.J. Frictional Behaviour of Simulated Quartz Fault Gouges under Hydrothermal Conditions: Results from Ultra-high Strain Rotary Shear Experiments // Tectonophysics. 2008. V. 460. № 1–4. P. 288–303. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.003>
17. Rybacki E., Dresen G. Deformation Mechanism Maps for Feldspar Rocks // Tectonophysics. 2004. V. 382.

- № 3–4. P. 172–187.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.01.006>
18. *Violay M., Gibert B., Mainprice D., et al.* An Experimental Study of the Brittle-ductile Transition of Basalt at Oceanic Crust Pressure and Temperature Conditions // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B03213.  
<https://doi.org/10.1029/2011JB008884>
19. *Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А. и др.* Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // *Геохимия.* 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.  
<https://doi.org/10.1134/S0016702919050070>
20. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М.* Раннепротерозойские гранитоиды оленекского комплекса (северная часть Сибирского кратона): петрогенезис и геодинамическая позиция // *Геология и геофизика.* 2018. Т. 59. № 3. С. 286–299.  
<https://doi.org/10.15372/GiG20180302>

## PSEUDOTACHYLYTES OF THE MAIN ANABAR FAULT (NORTHERN YAKUTIA) – PETROLOGICAL AND CHRONOLOGICAL INDICATORS OF MELTING DURING HIGH VELOCITY TECTONIC DEFORMATIONS

O. P. Polyansky<sup>a,#</sup>, A. D. Nozkin<sup>a</sup>, E. V. Sokol<sup>a</sup>, S. V. Zinoviev<sup>a</sup>, A. N. Semenov<sup>a</sup>, and A. V. Nekipelova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: pol@igm.nsc.ru*

Presented by Academician of the RAS V.S. Shatskiy November 12, 2021

The results of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the vein material of pseudotachylite from the deformation zone of the Main Anabar fault (Northern Yakutia) are presented. The depth of formation of pseudotachyllites is reconstructed using the principles of thermochronology and rheological parameters of deformation. Their  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age ( $1910 \pm 24$  Ma) is compared with the stages of formation of the main deformation belts of the Anabar Shield. A thermochronological interpretation of the results obtained is given.

*Keywords:* pseudotachylites, Anabar shield, deformations,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age

УДК 568.193.1:551.763.3(517)

## ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ЮВЕНИЛЬНОГО ГАДРОЗАВРОИДНОГО ДИНОЗАВРА ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ БАИНШИРЭИНСКОЙ СВИТЫ МОНГОЛИИ

© 2022 г. А. О. Аверьянов<sup>1,\*</sup>, академик РАН А. В. Лопатин<sup>2</sup>, Х. Цогтбаатар<sup>3</sup>

Поступило 01.11.2021 г.

После доработки 10.11.2021 г.

Принято к публикации 11.11.2021 г.

Почти полный сочлененный скелет динозавра из верхнемеловой (сеноман—сантон) баинширэинской свиты местонахождения Байшин-Цав в пустыне Гоби (Монголия) принадлежит ювенильному представителю гадрозавроидов. Этот образец группируется с *Gobihadros mongoliensis* из той же свиты того же местонахождения на 68% из 304 наиболее парсимоничных филогенетических деревьев, полученных с помощью программы филогенетического анализа RAUP. Тем не менее он четко отличается от *Gobihadros* более продвинутым озублением, демонстрирующим редукцию краевых зубчиков и отсутствие дополнительных гребней на коронках зубов. Ювенильная особь также отличается от *Gobihadros* треугольным ростральным отростком теменных костей, вклинивающимся между лобными костями, и намного более коротким заглазничным отростком скуловой кости. Этот экземпляр может представлять второй, ранее неизвестный таксон *Nadrosauoidea* в баинширэинской свите.

**Ключевые слова:** Dinosauria, Nadrosauoidea, верхний мел, Монголия

**DOI:** 10.31857/S2686739722030033

В 1971 г. Совместной советско-монгольской палеонтологической экспедицией были обнаружены и собраны многочисленные остатки гадрозавроидных динозавров, включая почти полный скелет ювенильной особи, в сеноман-сантонской баинширэинской свите местонахождения Байшин-Цав в пустыне Гоби, Монголия [1]. Указанный скелет (экз. ПИН, № 3458/5; рис. 1) был помещен в экспозицию Палеонтологического музея им. Ю.А. Орлова Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН) в Москве и в 1973–1974 гг. участвовал во временной выставке в Японии, где получил неофициальное название “*Gadolosaurus*” [2–4]. В экспозиции Палеонтологического музея в Москве этот скелет обозначен как *Arstanosaurus* sp. [5]. Единственный вид рода *Arstanosaurus*, *A. akkurganensis* Shilin et Suslov, 1982,

основан на фрагменте верхней челюсти из сантон-кампанской бостобинской свиты местонахождения Аккурган в Казахстане и в настоящее время считается *nomen dubium* [6, 7]. Череп экз. ПИН, № 3458/5 идентифицировался как *Lambeosaurinae* indet. [6: рис. 7B] или *Nadrosauridae* indet. [8: рис. 21.11]. В.Р. Алифановым [9] этот экземпляр был определен как *Nadrosaurinae* indet. В настоящей статье мы даем предварительное описание экз. ПИН, № 3458/5 и обсуждаем его возможную таксономическую принадлежность.

### ОПИСАНИЕ

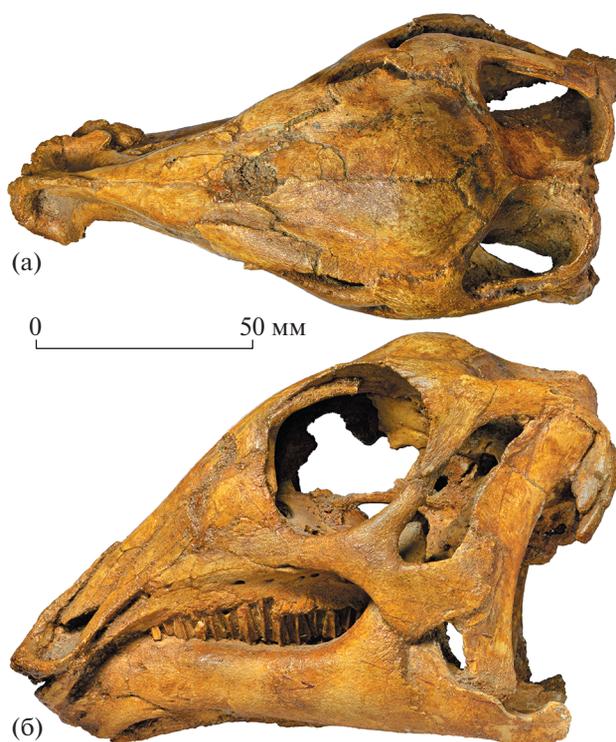
Экземпляр представляет собой ювенильную особь, и признаки, указывающие на его молодой возраст, отмечены в скобках знаком астериска (\*). Длина черепа – 143 мм, высота квадратной кости – 68 мм. Предглазничная часть черепа составляет 42% от общей длины черепа (\*). Глазница большая, 29% от общей длины черепа (\*). Глазница овальная, дорсовентральный диаметр немного больше переднезаднего диаметра. Нижневисочное окно небольшое (\*), каплевидное, заостренное дорсально. Череп наиболее расширен поперечно позади глазниц, поперечная ширина черепа на

<sup>1</sup>Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт палеонтологии Монгольской Академии наук, Улан-Батор, Монголия

\*E-mail: dzharakuduk@mail.ru



**Рис. 1.** *Nadrosauroida* indet., экз. ПИН, № 3458/5, череп: а — с дорсальной стороны; б — с левой латеральной стороны; местонахождение Байшин-Цав, пустыня Гоби, Монголия; баинширэнская свита, верхний мел (сеноман — сантон).

уровне головок квадратных костей меньше (\*). Задний край черепа прямой, медиальные крылья чешуйчатых костей направлены медиально (\*). Крыша черепа куполообразная, с дорсально выпуклыми лобными костями (\*). Между парными носовыми и лобными костями имеется фонтанель (\*). Наружная ноздря небольшая, ее дорсальный край образован носовой костью. Околоноздrevой впадины нет. Большое затылочное отверстие ромбовидное, обращено постероventрально.

Вдоль ротового края предчелюстных костей расположены четыре зубца, уменьшающиеся в размерах от наиболее медиального к наиболее латеральному. Имеется второй, внутренний ряд предчелюстных зубцов, отделенный от внешнего ряда бороздой, содержащей сосудистые отверстия ("двуслойное" строение предчелюстной кости). Дорсальный отросток предчелюстной кости относительно длинный, простирается назад далеко за пределы наружной ноздри (\*). Вентролатеральный отросток предчелюстной кости контактирует со слезной костью. Контакт между вентролатеральным отростком предчелюстной кости и предлобной костью отсутствует, по-видимому, из-за неполной сохранности или незавершенного окостенения этих костей.

Самая широкая часть носовых костей находится у заднего конца вентролатерального от-

ростка предчелюстной кости. Задние части парных носовых костей разделены фонтанелью (\*) и не перекрывают лобные кости (\*).

На верхнечелюстной кости имеется крупный роstralateralный отросток, отделенный от вентролатерального отростка предчелюстной кости глубоким желобком. Контакт между верхнечелюстной и слезной костями в виде короткой линии между вентролатеральным отростком предчелюстной кости и роstralным отростком скуловой кости. Постеролатеральный край верхнечелюстной кости вырезан глубокой фасеткой для роstralного отростка скуловой кости. Вентральная часть верхнечелюстной кости углублена медиально относительно дорсальной части. Между этими двумя частями верхнечелюстной кости протягивается ряд крупных сосудистых отверстий, лучше сохранившийся с левой стороны черепа. Точное число локусов верхнечелюстных зубов нельзя установить, поскольку задняя часть верхнечелюстной кости закрыта зубной костью; присутствует не менее 13 локусов зубов на верхнечелюстной кости (\*).

Скуловая кость трехлучевая, с роstralным, заглазничным и каудальным отростками. Роstralный отросток, контактирующий с верхнечелюстной костью, спереди от глазницы немного расширен дорсовентрально. Заглазничный отросток скуловой кости направлен постеродорсаль-

но, относительно короткий (\*); область контакта этого отростка со скуловым отростком заглазничной кости составляет менее трети его длины (\*). Каудальный отросток скуловой кости целиком формирует вентральное обрамление нижневисочного окна. Вентральный край каудального отростка треугольной формы, заострен вентрально. Задняя часть каудального отростка сочленяется с квадратно-скуловой костью.

Слезная кость формирует часть переднего края глазницы и контактирует с заглазничной, носовой, предчелюстной, верхнечелюстной и скуловыми костями на латеральных сторонах черепа. Вдоль глазничного края слезной кости протягивается желобок.

Предлобная кость образует антеродорсальную часть глазницы и контактирует с лобной, носовой и слезной костями. Она состоит из двух частей: вертикальной передней и слегка выпуклой горизонтальной задней. Вдоль глазничного края предлобной кости имеется борозда для крепления свободно сочленяющейся надглазничной кости. С левой стороны сохранилась стержневидная надглазничная кость.

Длина лобной кости приблизительно вдвое больше ее ширины (\*), дорсальная сторона кости выпуклая (\*). Передние концы парных лобных костей разделены фонтанелью. Лобная кость контактирует с носовой и предлобной костями спереди и с заглазничной, боковой клиновидной и теменной костями сзади и имеет относительно длинный свободный глазничный край. Углубленная ямка для предлобной кости небольшая (\*). Задние части парных лобных костей разделены треугольным роstralным отростком теменной кости.

Теменная кость образует передний и медиальный края верхневисочного окна, контактирует с заглазничной, лобной и чешуйчатой костями дорсально и с мозговой коробкой вентрально. Теменная кость имеет заметный роstralный отросток, вклинивающийся между задними частями парных лобных костей. Медиальные края полностью сросшихся парных теменных костей образуют отчетливый сагиттальный гребень; он контактирует с чешуйчатыми костями сзади, а спереди раздваивается и протягивается вдоль области контакта теменных и лобных костей к заглазничным костям.

Заглазничная кость трехлучевая, состоит из медиального, вентрального и каудального отростков. Она образует постеродорсальный край глазницы, передний край верхневисочного окна и антеродорсальный край нижневисочного окна. Медиальный отросток массивный, сочленяется с лобной, боковой клиновидной и теменной костями. Треугольный вентральный отросток заострен вентрально и контактирует с заглазничным от-

ростком скуловой кости. Каудальный отросток латерально перекрывает краниальный отросток чешуйчатой кости, формируя верхневисочную перепошку.

Чешуйчатая кость образует задний и латеральный края верхневисочного окна. Парные чешуйчатые кости медиально не контактируют. Краниальный отросток, контактирующий с заглазничной костью, представляет собой тонкую пластинку с острым дорсальным краем. На вентральной стороне чешуйчатой кости имеется глубокая впадина для головки квадратной кости, ограниченная спереди и сзади выступающими преквадратным и постквадратным отростками соответственно. Постквадратный отросток перекрывает переднюю сторону парокципитального отростка боковой затылочной кости.

Квадратная кость дугообразно изогнута вперед. С задней стороны квадратная кость почти вертикальная, расширена вентрально. Вентральный конец квадратной кости двухмышечковый, с сильнее выступающим дистально латеральным надугловым мышечком и меньшим медиальным мышечком, сочленяющимся с суставной впадиной сочленованной кости. Птеригоидное крыло квадратной кости контактирует с крыловидной костью медиально.

Верхнезатылочная кость исключена из дорсального края большого затылочного отверстия вследствие контакта боковых затылочных костей, которые образуют выступающий горизонтальный гребень над большим затылочным отверстием. Верхнезатылочная кость наклонена вперед и несет срединный гребень. Боковые затылочные кости образуют затылочные кондилиты, но медиально не контактируют вентральнее большого затылочного отверстия (\*). На дне большого затылочного отверстия имеется узкая полоса основной затылочной кости. Затылочный мышечлок направлен постероventрально.

Предзубная кость U-образной формы, с прямым передним краем. Ротовой край зубчатый, но зубцы менее отчетливые по сравнению с предчелюстной костью. Дорсальный и вентральный края зубной ветви почти параллельны. Вентральный край спереди вогнутый, а сзади выпуклый. На зубной кости насчитывается не менее 16 зубных локусов (\*). Венечный отросток почти вертикальный и лишь немного расширен в дорсальной части. Его задний край образован надугловой костью. Нижний зубной ряд сзади достигает середины венечного отростка. Небольшая часть угловой кости экспонирована латерально на правой стороне черепа.

Как и на верхнечелюстных костях, на зубных костях в зубных рядах имеется не более двух замещающих зубов в каждом зубном локусе (\*). Самые крупные зубы находятся ближе к заднему

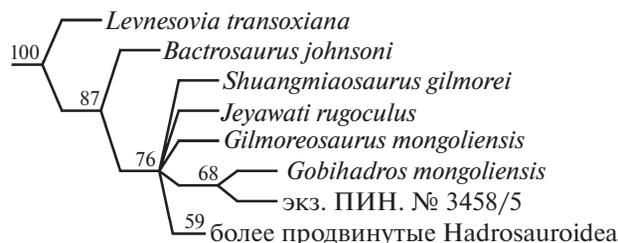


Рис. 2. Фрагмент консенсусного 50% филогенетического дерева, полученного по принципу большинства из 304 наиболее парсимоничных деревьев, восстановленных с использованием алгоритма RAUP Branch-and-Bound, демонстрирующий положение экз. ПИН, № 3458/5. Числа в узлах показывают частоту клад в наиболее парсимоничных деревьях.

концу зубного ряда. Краевые зубчики редуцированы до состояния мелких бугорков. На коронках зубов нет дополнительных гребней. Главный гребень отчетливый, расположен в центре коронки.

Имеется семь крестцовых позвонков. Лопать лопатки сильно расширена дистально. Передние конечности более чем в два раза короче задних. Плечевая кость короче лопатки. Когтевые фаланги II и III пальцев кисти уплощенные, копытообразные, дистально заостренные. В V пальце кисти две фаланги. Имеется четкий надвертлужный отросток подвздошной кости, протягивающийся вниз по меньшей мере на половину высоты подвздошной кости. Ствол седалишной кости выпуклый вентрально. Предлобковый отросток лобковой кости расширен дорсовентрально, тонкий в поперечном направлении. Межмышечковая разгибательная борозда бедренной кости спереди почти закрыта дистальными мышечками.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Х. Цогтбаатар и соавт. [10] описали нового гадрозавроидного динозавра *Gobihadros mongoliensis* Tsogtbaatar et al., 2019 на основе почти полного сохранившегося скелета из местонахождения Байшин-Цав и дополнительных образцов из этого и других местонахождений баинширэнской свиты. Новый таксон отличался от всех других гадрозавроидов, не относящихся к гадрозавридам, по предчелюстной кости с “двуслойным” ротовым краем и наличием до трех функциональных зубов в зубном ряду зубной кости. Эти признаки, свойственные *Nadrosauridae*, считались результатом параллельной эволюции *Gobihadros*. Другими диагностическими признаками *Gobihadros* являются шиповидный I палец кисти, сигмовидный дорсальный контур подвздошной кости и сильное латеральное выступание надвертлужного гребня [10]. Три из этих диагностических признаков также имеются у экз. ПИН, № 3458/5: “двуслойный” ротовой край предчелюстной кости, сигмовидный дорсальный контур подвздошной кости и сильное латеральное выступание надвертлужного гребня. I палец кисти не сохранился на экз. ПИН,

№ 3458/5. В зубном ряду зубной кости у последнего не более двух функциональных зубов, что, вероятно, связано с его ювенильным возрастом.

Цогтбаатар и соавт. [10] провели филогенетический анализ, основанный на таксон-признаковой матрице, сфокусированной на базальных гадрозавроидах и содержащей 108 признаков 36 таксонов. Экз. ПИН, № 3458/5 по перекрывающимся признакам из этой матрицы идентичен *Gobihadros* во всех случаях, кроме четырех. Одно из этих различий, очевидно, связано с молодым онтогенетическим возрастом экз. ПИН, № 3458/5: предглазничная длина черепа составляет приблизительно 50% от общей длины черепа (1(0)). Три других отличительных признака характеризуют зубную морфологию, которая у экз. ПИН, № 3458/5 имеет более продвинутый облик по сравнению с *Gobihadros*: краевые зубчики на зубах отсутствуют или редуцированы до небольших бугорков (62(2)); коронки зубов зубной кости симметричные, вершина и главный гребень расположены на средней линии (68(1)); дополнительный гребень мезиальнее главного гребня коронок зубов зубной кости отсутствует или встречается редко (69(2)). Последний признак Цогтбаатаром и соавт. [10] считался синапоморфией *Nadrosauridae*. При филогенетическом анализе мы следовали аналитическому протоколу Цогтбаатара и соавт. [10]: матрица была проанализирована с использованием алгоритма Branch-and-Bound в RAUP v4.0127, с 14 признаками, обозначенными как ординированные, и *Hypsilophodon foxii* Huxley, 1869 в качестве внешней группы. В результате анализа было получено 304 наиболее парсимоничных дерева, каждое из которых имеет длину 232 шага, индекс консистентности составляет 0.57, а остаточный индекс — 0.84. На строго консенсусном дереве экз. ПИН, № 3458/5 и *Gobihadros* попадают в полиномию с некоторыми другими базальными таксонами гадрозавроидов. На 68% наиболее парсимоничных деревьев экз. ПИН, № 3458/5 группируется с *Gobihadros* (рис. 2).

У экз. ПИН, № 3458/5 высота квадратной кости составляет 68 мм, что заметно меньше, чем у

полувзрослого голотипа *Gobihadros mongoliensis* (115 мм) и отнесенного к этому виду взрослого экземпляра (154 мм) [10]. Однако имеется по меньшей мере один черепной признак, который не может быть объяснен онтогенетической изменчивостью: треугольный роstralный отросток теменных костей вклинивается между лобными костями у экз. ПИН, № 3458/5 (рис. 1), тогда как у *Gobihadros* лобно-теменный шов прямой. Сходный треугольный выступ теменных костей обнаружен у *Levnesovia* и *Batyrosaurus* [11, 12]. Другим предполагаемым морфологическим отличием является заглазничный отросток скуловой кости — очень длинный, формирующий длинную область контакта с заглазничной костью у полувзрослого голотипа *Gobihadros mongoliensis*, но намного более короткий у экз. ПИН, № 3458/5. Это различие, по-видимому, выходит за пределы онтогенетической изменчивости. У экз. ПИН, № 3458/5 подвздошная кость сильно выпуклая дорсально над лобковой ножкой, как у *Gilmoresaurus* [13, 14], тогда как у *Gobihadros* она в этой области почти прямая.

Как отметили Цогтбаатар и соавт. [10], в маастрихте пустыни Гоби Монголии представлены только гадрозавриды *Saurolophus* и *Barsboldia*. В формации Ирэн-Дабасу близлежащей области пустыни Гоби во Внутренней Монголии, Китае, присутствуют два таксона негадрозавридных гадрозавроидов — *Vactrosaurus* и немного более продвинутый *Gilmoresaurus*, сходный по эволюционному уровню с *Gobihadros* [13–15]. Если соотносить формацию Ирэн-Дабасу в Китае с маастрихтской немэгэтинской свитой в Монголии, картина эволюции орнитопод выглядела бы очень странно: продвинутые гадрозавриды в одной части пустыни Гоби и реликтовые негадрозавридные гадрозавроиды в соседней части пустыни Гоби, жившие в одинаковых экологических условиях. Более вероятно, что формация Ирэн-Дабасу древнее и коррелируется с баинширэнской свитой Монголии [16]. Как и в формации Ирэн-Дабасу, в баинширэнской свите могут присутствовать два таксона гадрозавроидов — *Gobihadros* и несколько более продвинутый таксон, представленный экз. ПИН, № 3458/5.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.М. Кузнецову, А.А. Карху, К.К. Тарасенко, Е.В. Рожнову и А.Г. Власову (ПИН) за организационную и техническую помощь при проведении исследования и С.В. Багирову (ПИН) — за помощь в подготовке фотографий экз. ПИН, № 3458/5.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана грантом в области науки в форме субсидий из федерального бюджета на обеспечение

проведения научных исследований российскими научными организациями и (или) образовательными организациями высшего образования совместно с организациями стран СНГ и Монголии, в рамках обеспечения реализации программы двух- и многостороннего научно-технологического взаимодействия (госконтракт № 13.2251.21.0029, проект “Высшие позвоночные позднего мезозоя и кайнозоя Монголии”).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цыбин Ю.И., Курзанов С.М. // Труды Совместной советско-монгольской палеонтологической экспедиции. 1979. Т. 8. С. 108–112.
2. Glut D.F. The New Dinosaur Dictionary. Secaucus, New Jersey: Citadel Press, 1982.
3. Lambert D. A Field Guide to Dinosaurs. New York: Avon Books, 1983.
4. Saito T. Wonder of the World's Dinosaurs. Tokyo: Kodansha Publishers, 1979.
5. Tsogtbaatar K., Chinzorig T. // Korean Journal of Quaternary Research. 2007. V. 21. № 2. P. 49–53.
6. Norman D.B., Kurzanov S.M. // Proc. Geologists' Association. 1997. V. 108. P. 191–199.
7. Шилин П.В., Сулов Ю.В. // Палеонтологический журнал. 1982. № 1. С. 131–135.
8. Norman D.B., Sues H.-D. // The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia. Benton M.J., Shishkin M.A., Unwin D.M., Kurochkin E.N., eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. P. 462–479.
9. Алифанов В.Р. // Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые рептилии и птицы. Ч. 2. Курочкин Е.Н., Лопатин А.В., ред. М.: ГЕОС, 2012. С. 153–309.
10. Tsogtbaatar K., Weishampel D.B., Evans D.C., Watabe M. // PLoS One. 2019. V. 14. № 4: e0208480.
11. Sues H.-D., Averianov A.O. // Proc. Royal Society B: Biological Sciences. 2009. V. 276. № 1667. P. 2549–2555.
12. Godefroit P., Escuillié F., Bolotsky Y.L., Lauters P. // Bernissart Dinosaurs and Early Cretaceous Terrestrial Ecosystems. Godefroit P., ed. Bloomington, Indianapolis: Indiana University Press, 2012. P. 335–358.
13. Gilmore C.W. // Bulletin of the American Museum of Natural History. 1933. V. 67. P. 23–78.
14. Prieto-Márquez A., Norell M.A. // American Museum Novitates. 2010. № 3694. P. 1–49.
15. Godefroit P., Dong Z.-M., Bultynck P., et al. // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1998. V. 68. Suppl. P. 3–70.
16. Averianov A.O., Sues H.-D. // Journal of Stratigraphy. 2012. V. 36. № 2. P. 462–485.

## TAXONOMIC ATTRIBUTION OF A JUVENILE HADROSAUROID DINOSAUR FROM THE UPPER CRETACEOUS BAYINSHIRE FORMATION OF MONGOLIA

**A. O. Averianov<sup>a,#</sup>, Academician of the RAS A. V. Lopatin<sup>b</sup>, and K. Tsogtbaatar<sup>c</sup>**

<sup>a</sup>*Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Borissiak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Institute of Paleontology of the Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia*

<sup>#</sup>*E-mail: dzharakuduk@mail.ru*

A nearly complete and articulated dinosaur skeleton from the Upper Cretaceous (Cenomanian–Santonian) Bayinshire Formation at Bayshin Tsav locality in Gobi Desert (Mongolia) represents a juvenile hadrosauroid. This specimen is clustered with *Gobihadros mongoliensis* from the same formation and locality on 68% of the 304 most parsimonious trees produced by PAUP analysis. However, it is clearly different from *Gobihadros* by more derived dentition demonstrated by reduced marginal denticles and lack of accessory ridges on the tooth crown. The juvenile specimen additionally differs from *Gobihadros* by a triangular rostral process of parietals wedged between the frontals and much shorter postorbital process of jugal. This specimen may represent a second, previously unknown taxon of the Hadrosauroidea in the Bayinshire Formation.

*Keywords:* Dinosauria, Hadrosauroidea, Upper Cretaceous, Mongolia

УДК 568.192:551.763.33(73)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ЗАВРОПОДАХ ИЗ БОСТОБИНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАРАЛЬЯ (КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. О. Аверьянов<sup>1,\*</sup>, академик РАН А. В. Лопатин<sup>2</sup>

Поступило 09.11.2021 г.

После доработки 10.11.2021 г.

Принято к публикации 11.11.2021 г.

Изогнутые карандашеподобные зубы завропод из бостобинской свиты (верхний мел, сантон–кампан) местонахождения Шах-Шах в Казахстане отнесены к представителю лавразиатской клады продвинутых титанозавров *Opisthocoelicaudiidae*, известной ранее по находкам из верхнего мела (кампан–маастрихт) Монголии. Зубы немного расширены близ вершины коронки и имеют здесь D-образное сечение. Скульптура эмали в виде коротких продольных гребешков отсутствует на некоторых частях коронки. Сходный морфотип зубов встречается у титанозавра из биссектинской свиты (турон) Узбекистана, который также может относиться к *Opisthocoelicaudiidae*.

*Ключевые слова:* Dinosauria, Sauropoda, верхний мел, Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739722030045

Богатый комплекс позднемиловых позвоночных известен из бостобинской свиты (верхний мел, сантон–кампан), обнажающейся в урочище Шах-Шах в Северо-Восточном Приаралье (Кызылординская область, Казахстан; см. обзор фауны в [1]). Из динозавров в Шах-Шахе встречаются завроподы, тероподы *Tyrannosauroidae* indet., *Ornithomimidae* indet., *Therizinosauroidae* indet., *Caenagnathidae*? indet., *Dromaeosauridae* indet. и *Troodontidae* indet., анкилозавры и гадрозавроиды *Aralosaurus tuberiferus* Rozhdestvensky, 1968 [2–7]. Наиболее редкая группа динозавров в Шах-Шахе – завроподы. Единственный известный ранее зуб завропода из этого местонахождения был отнесен к представителю неозавропод cf. *Titanosauridae* [7]. Отмечалось его сходство с зубом завропода из близкого по возрасту местонахождения Кансай в Таджикистане (яловачская свита, сантон) [8]. В коллекции Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН) в Москве хранятся пять зубов завропод из Шах-Шаха из сборов А.К. Рождественского 1957 г. Три

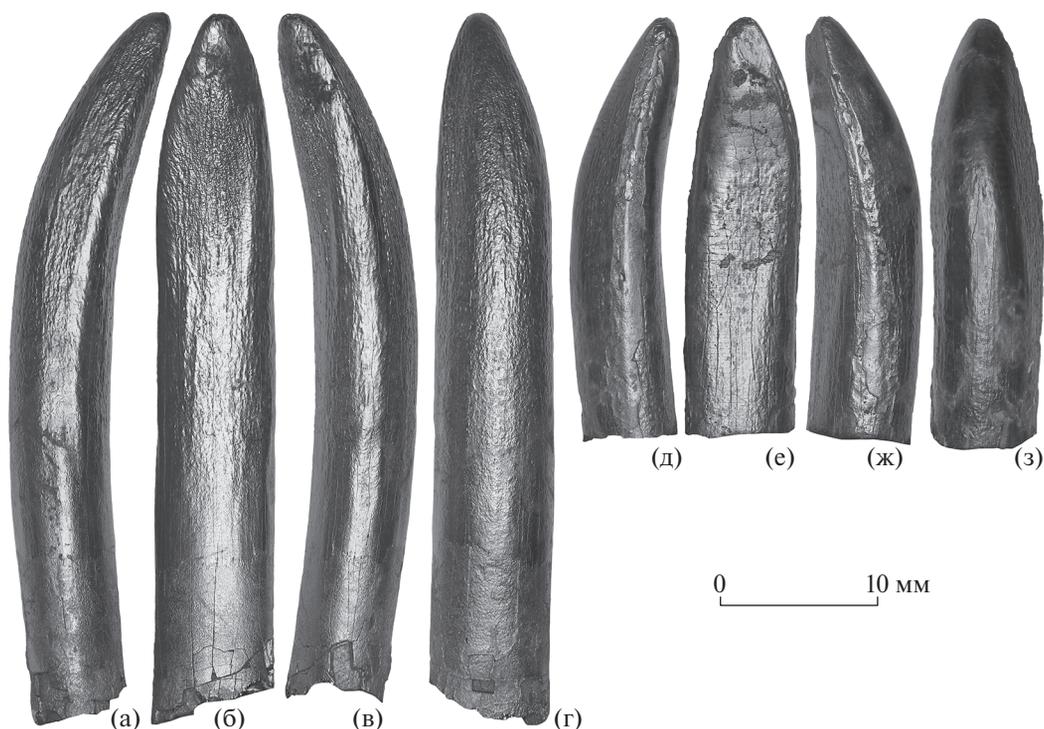
из этих зубов плохо сохранились и полностью лишены эмали. В данной работе приводится описание двух хорошо сохранившихся зубов завропод из Шах-Шаха и обсуждается их таксономическая принадлежность.

Эти зубы (экз. ПИН, №№ 2229/2 и 2229/3; рис. 1) близки по размерам (табл. 1) и строению и, очевидно, принадлежат одному таксону завропод. Зубы карандашеподобные, изогнутые. Экз. ПИН, № 2229/3 полностью покрыт эмалью, тогда как базальная часть экз. ПИН, № 2229/2 лишена эмали и может рассматриваться как корень. Индекс стройности (SI, по [9], отношение высоты коронки к ее максимальному переднезаднему диаметру) для экз. ПИН, № 2229/2 равен 5.16. Сечение зубов овальное в основании и D-образное ближе к вершине зуба. Зубы немного расширены в переднезаднем направлении близ вершины коронки. Поверхность вогнутой стороны экз. ПИН, № 2229/2 слабо выпуклая, с едва заметным продольным гребнем в апикальной части коронки. Поверхность вогнутой стороны экз. ПИН, № 2229/3 плоская. Противоположная сторона экз. ПИН, № 2229/2 сильно выпуклая, но с уплощенной кромкой. Этот экземпляр почти симметричный при виде с боковой (лингвальной или лабиальной) стороны. На экз. ПИН, № 2229/3 наиболее сильно выгнутая область выпуклой стороны разделяет коронку на две неравные части. Этот зуб

<sup>1</sup>Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: dzharakuduk@mail.ru



**Рис. 1.** Зубы завропода *Opisthocoelicaudiidae* indet., экз. ПИН, №№ 2229/2 (а–г) и 2229/3 (д–з), вид спереди или сзади (а, в, д, ж) и с лингвальной или лабиальной стороны (б, г, е, з). Зубы напылены платиной для фотографирования. Шах-Шах, Кызылординская область, Казахстан; бостобинская свита, верхний мел (сантон–кампан).

асимметричен при взгляде с лингвальной или лабиальной стороны. Экз. ПИН, № 2229/2 не стерт. На экз. ПИН, № 2229/3 имеется небольшая субвертикальная апикальная фасетка стирания каплевидной формы на вогнутой стороне. На этом экземпляре эмаль разрушена на его переднем и заднем краях, но, видимо, боковые фасетки стирания здесь отсутствовали. На экз. ПИН, № 2229/2 эмаль гладкая в самом основании коронки и морщинистая в ее остальной части. В рельефе преобладают короткие гребни, направленные вдоль оси зуба. На экз. ПИН, № 2229/3, наоборот, гладкая эмаль встречается на лингвальной и лабиальной сторонах близ вершины коронки и вдоль центральной выпуклости коронки. На плоской стороне коронки имеется несколько нерегулярно расположенных ямок на эмали.

Верхнечелюстные зубы титанозавров обычно загнуты лингвально, тогда как нижнечелюстные

зубы могут быть прямыми или загнутыми, как лингвально, так и лабиально [10–12]. Поэтому определить положение зубов завропода из Шах-Шаха в челюстях не представляется возможным. Карандашеподобные зубы с индексом стройности больше 5 характерны для продвинутых титанозавров [13, 14]. Ранее известный зуб завропода из Шах-Шаха [7], очевидно, принадлежит тому же морфотипу, что и описанные здесь зубы. Эти зубы практически идентичны зубам *Nemegtosaurus mongoliensis* Nowinski, 1971 из маастрихта Монголии [10]. Похожие зубы известны также из кампана–маастрихта Франции [15: рис. 2]. Среди зубов *Titanosauria* indet. из турона Узбекистана встречаются близкие по форме зубы, но имеющие преимущественно гладкую эмаль [16, 17]. Зуб завропода из яловачской свиты (сантон) Таджикистана [8] отличается прямой коронкой и редуцированной скульптурой эмали. По этим признакам зуб

**Таблица 1.** Размеры зубов (в мм) завропода *Opisthocoelicaudiidae* indet. из бостобинской свиты (верхний мел, сантон–кампан) местонахождения Шах-Шах (Кызылординская область, Казахстан)

Экз. ПИН, №	Высота зуба	Переднезадний диаметр зуба	Поперечный диаметр зуба
2229/2	35.5	6.4	7.6
2229/3	23.0	5.4	7.1

из Таджикистана больше похож на зубы *Alamosaurus sanjuanensis* Gilmore, 1922 из маастрихта США [18].

Род *Nemegtosaurus* Nowinski, 1971 объединялся с близким родом *Quesitosaurus* Kurzanov et Bannikov, 1983 из кампана Монголии в семейство Nemegtosauridae Upchurch, 1995 [12, 19], в которое иногда включался также *Rapetosaurus* Curry Rogers et Forster, 2001 из маастрихта Мадагаскара. Объединение *Nemegtosaurus* и *Rapetosaurus* в одной кладе является, скорее всего, артефактом филогенетического анализа, поскольку это единственные титанозавры, включенные в анализ, для которых известно строение черепа. В новейших филогенетических схемах все продвинутые титанозавры, включая *Nemegtosaurus*, помещаются в семейство Saltosauridae Powell, 1992, состав которого сильно варьирует из-за крайне неудачного филогенетического определения этой клады как включающей *Opisthocoelicaudia skarzynskii* Borsuk-Białynicka, 1977, *Saltasaurus loricatus* Bonaparte et Powell, 1980, их ближайшего общего предка и всех потомков этого предка. *Opisthocoelicaudia* происходит из тех же отложений, что и *Nemegtosaurus* (нэмэгэтинская свита Монголии) и отличается от последнего рода деталями строения посткраниального скелета [20]. Нет никаких оснований предполагать близкое родство *Opisthocoelicaudia* и *Saltasaurus*, и семейство Saltosauridae должно быть ограничено гондванскими таксонами. Для *Saltasaurus* неизвестно строение зубов. У *Rapetosaurus* строение зубов заметно отличается от *Nemegtosaurus*: зубы цилиндрические, с уплощенной лабиальной (выпуклой) стороной и более выраженной скульптурой эмали, состоящей из мелких бугорков, собранных в продольные гребни [13]. Лавразиатские близкородственные таксоны *Nemegtosaurus*, *Opisthocoelicaudia* и *Quesitosaurus* должны рассматриваться в составе самостоятельного семейства, для которого пригодным будет название Opisthocoelicaudiidae McIntosh, 1990, имеющее приоритет перед Nemegtosauridae Upchurch, 1995. Зубы завропод из Шах-Шаха, вероятнее всего, принадлежат представителю Opisthocoelicaudiidae. К этой же группе может относиться титанозавр из турона Узбекистана [16, 17].

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020). Работа АОА выполнена в рамках государственного задания Зоологического института РАН (проект 1021051302397-6).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Averianov A.O., Danilov I.G., Skutschas P.P., et al.* // New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. 2016. V. 71. P. 5–17.

2. *Godefroit P., Alifanov V.R., Bolotsky Y.L.* // Bulletin de l'Institut royal des sciences naturelles de Belgique. Sci. Terre. 2004. V. 74. Suppl. P. 139–154.
3. *Averianov A.O.* // Canadian Journal of Earth Sciences. 2016. V. 53. № 2. P. 168–175.
4. *Averianov A.O.* // Cretaceous Research. 2007. V. 28. № 3. P. 532–544.
5. *Рождественский А.К.* // Верхнепалеозойские и мезозойские земноводные и пресмыкающиеся СССР. М.: Наука, 1968. С. 97–141.
6. *Несов Л.А.* Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб: СПбГУ, 1995.
7. *Dyke G.J., Malakhov D.V.* // Cretaceous Research. 2004. V. 25. № 5. P. 669–674.
8. *Averianov A.O., Sues H.-D.* // Cretaceous Research. 2017. V. 69. № 1. P. 184–197.
9. *Upchurch P.* // Zoological Journal of the Linnean Society. 1998. V. 124. № 1. P. 43–103.
10. *Nowinski A.* // Palaeontologia Polonica. 1971. V. 25. P. 57–81.
11. *Wilson J.A., Pol D., Carvalho A.B., et al.* // Zoological Journal of the Linnean Society. 2016. V. 178. № 3. P. 611–662.
12. *Wilson J.A.* // Journal of Systematic Palaeontology. 2005. V. 3. № 3. P. 283–318.
13. *Curry Rogers K., Forster C.A.* // Journal of Vertebrate Paleontology. 2004. V. 24. № 1. P. 121–144.
14. *Chure D.J., Britt B.B., Whitlock J.A., et al.* // Naturwissenschaften. 2010. V. 97. № 4. P. 379–391.
15. *Díez Díaz V., Tortosa T., Le Loeuff J.* // Annales de Paléontologie. 2013. V. 99. № 2. P. 119–129.
16. *Sues H.-D., Averianov A.O., Ridgely R.C., et al.* // Journal of Vertebrate Paleontology. 2015. V. 35. № 1. e889145.
17. *Averianov A.O., Sues H.-D.* // Historical Biology. 2017. V. 29. № 5. P. 641–653.
18. *Kues B.S., Lehman T.M., Rigby J.K.* // Journal of Paleontology. 1980. V. 54. № 4. P. 864–869.
19. *Upchurch P.* // Journal of Vertebrate Paleontology. 1999. V. 19. № 1. P. 106–125.
20. *Averianov A.O., Lopatin A.V.* // Acta Palaeontologica Polonica. 2019. V. 64. № 2. P. 313–321.

**NEW DATA ON LATE CRETACEOUS SAUROPODS FROM THE BOSTOBE FORMATION OF NORTHEASTERN ARAL SEA REGION (KAZAKHSTAN)****A. O. Averianov<sup>a,#</sup> and Academician of the RAS A. V. Lopatin<sup>b</sup>**<sup>a</sup>*Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*<sup>b</sup>*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*<sup>#</sup>*E-mail: dzharakuduk@mail.ru*

The curved pencil-like sauropod teeth from the Bostobe Formation (Upper Cretaceous, Santonian–Campanian) of the Shakh-Shakh locality in Kazakhstan are referred to a representative of the Laurasian clade Opisthocoelicaudiidae known from the Upper Cretaceous (Campanian–Maastrichtian) of Mongolia. The teeth are slightly expanded near the apex and have in this part D-shaped cross-section. The enamel sculpturing consists of short longitudinal ridges or enamel is smooth in some parts of the crown. A similar dental morphotype is found in a titanosaur from the Bissekty Formation (Turonian) of Uzbekistan, which also may belong to the Opisthocoelicaudiidae.

*Keywords:* Dinosauria, Sauropoda, Upper Cretaceous, Kazakhstan

## ВЛИЯНИЕ СЛОИСТЫХ СТРУКТУР МОРСКОГО ДНА НА ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ОКРЕСТНОСТИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ: МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН А. Л. Собисевич<sup>а</sup>, Е. И. Суетнова<sup>а</sup>, Р. А. Жостков<sup>а,\*</sup>

Поступило 04.11.2021 г.

После доработки 16.11.2021 г.

Принято к публикации 29.11.2021 г.

Рассмотрены процессы эволюции газогидратных скоплений, приуроченных к глубоководным грязевым вулканам. Представлены математическая модель и результаты численного моделирования аккумуляции газовых гидратов в морском дне в глубинных структурах подводных грязевых вулканов. Количественно проанализировано влияние значения проницаемости различных слоев осадков на эволюцию газогидратных скоплений, приуроченных к глубоководным грязевым вулканам. Моделирование показало быстрое накопление значительного объема газовых гидратов в слоистых структурах морского дна.

*Ключевые слова:* газовые гидраты, грязевые вулканы, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739722030100

Газовые гидраты содержат значительные объемы природного газа, прежде всего — метана, количество которого, по самым скромным оценкам, втрое превышает мировые запасы углеводородов [1]. Одновременно с этим естественные процессы разложения газогидратов в связи с глобальными изменениями природной среды и климата, а также по причине антропогенной активности могут в совокупности привести к развитию негативных геоэкологических сценариев [2]. Результаты натурных наблюдений с использованием глубоководных аппаратов и последующего анализа проб воды вблизи подводных грязевых вулканов было подтверждено присутствие в осадках газовых гидратов или их признаков. Так, в работах [3, 4] представлены данные об известных и предполагаемых подводных грязевых вулканах и приуроченных к ним скоплениях газовых гидратов. При этом площадь связанной с подводным грязевым вулканом области разгрузки глубинных флюидов может занимать до нескольких десятков квадратных километров дна акватории, а скорость разгрузки (высачивания) по различным оценкам может достигать первых метров в год. Естественно предположить, что скорость разгруз-

ки определяется условиями фильтрации газонасыщенного флюида непосредственно над питающим резервуаром грязевого вулкана. При достаточно низких температурах подобный характер фильтрации создает предпосылки для гидратонакопления в интервалах термобарической стабильности газовых гидратов в слоистом морском дне. В этой связи особый интерес представляет исследование скоплений газовых гидратов, приуроченных к областям развития глубоководного грязевого вулканизма.

Поскольку непосредственные измерения на глубокой воде технически затруднительны, то естественной альтернативой, позволяющей получать обоснованные оценки гидратонасыщенности морского дна и теоретически изучать процессы аккумуляции газовых гидратов, представляются построение математических моделей аккумуляции газовых гидратов и численное моделирование с использованием имеющихся геолого-геофизических данных. Ранее для исследования процесса накопления газовых гидратов в глубоководных осадочных бассейнах проводилось численное моделирование процессов эволюции гидратонасыщенности дна в зависимости от фильтрационных свойств осадков [5].

Нами были предложены модели, основанные на математическом моделировании процессов фильтрации газонасыщенного флюида и аккумуляции газовых гидратов при условии их термоба-

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта  
Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: shageraxcom@yandex.ru

рической стабильности в слоистых структурах морского дна, осложненных сосредоточенным проявлением грязевого вулканизма [6, 7]. Результаты численных оценок скорости фильтрации газонасыщенного флюида согласованы известными данными [3, 4], однако моделирование позволило также оценить скорость аккумуляции газовых гидратов в предположении постоянства флюидодинамических свойств осадочных слоев в зоне фильтрации газонасыщенного флюида. Слоистость морского дна над зоной сосредоточенной флюидной активности оказывает влияние на процессы грязевулканической деятельности, в свою очередь определяющие формирование и развитие скоплений газовых гидратов, приуроченных к глубоководным грязевым вулканам. Поэтому для корректной оценки гидратонасыщенности морского дна и изменений данного параметра во времени необходимо учитывать особенности глубинного строения слоисто-неоднородной геофизической среды.

Влияние слоистости осадков на процессы накопления газовых гидратов в морском дне в ходе седиментации и уплотнения осадочных масс исследовалось ранее. Было показано, что слоистость донных структур оказывает влияние на условия фильтрации газонасыщенных флюидов и, следовательно, на процесс аккумуляции газовых гидратов, ассоциированных с глубоководными грязевыми вулканами [8–10].

Рассмотрим результаты математического моделирования эволюции поддонных газогидратных скоплений в районах глубоководного грязевого вулканизма с учетом и анализом влияния непостоянства флюидодинамических свойств геофизической среды в зависимости от глубины в слое осадков над грязевулканическим резервуаром.

Предполагается, что накопление газовых гидратов происходит согласно фильтрационному механизму, т.е. при условии их термобарической стабильности за счет фильтрации глубинных газонасыщенных флюидов. Разработанная математическая модель описывает процесс фильтрации данного флюида из грязевулканического резервуара через слой осадков с последующим осаждением газовых гидратов в зоне их термобарической стабильности под поверхностью морского дна. Подобный механизм фильтрации может существовать в интервалах времени между извержениями грязевого вулкана.

Математическая модель состоит из системы дифференциальных уравнений в частных производных, описывающих процесс фильтрации порового флюида, содержащего растворенный газ, упругой реакции пористой среды на давление порового флюида, и сохранения флюида, газа и газовых гидратов при известных начальных и гра-

ничных условиях, а также известных свойствах осадков:

$$v(z, t) = -\frac{k}{\mu m} \left( \frac{\partial p_f(z, t)}{\partial z} - \rho_f g \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho_f m}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f v(z, t) m}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

$$m \frac{\partial h(z, t)}{\partial t} = -\frac{\rho_f \nabla (mv(z, t) c_{eq})}{\rho_h c_h}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = m_0 \frac{1}{K} \frac{\partial \rho_f}{\partial t}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m V_f f}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial z^2}, \quad (5)$$

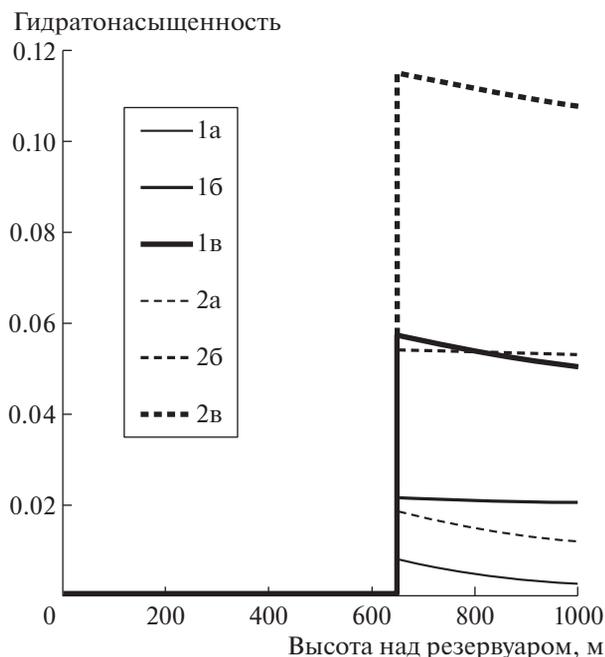
$$A_1 = \frac{\rho_f C_f}{\rho C}.$$

Использованы следующие обозначения:  $m$  – пористость;  $\rho_f$  – плотность флюида;  $\rho_h$  – плотность гидрата;  $k$  – проницаемость осадков, являющаяся функцией пористости,  $k = k_0 m^3$ ;  $\mu$  – вязкость флюида;  $f$  – температура;  $C$  – теплоемкость;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $K$  – коэффициент сжимаемости пористой среды;  $h$  – гидратонасыщенность;  $t$  – время;  $z$  – пространственная координата;  $v$  – скорость флюида;  $c_{eq}$  – концентрация газа в насыщающем флюиде в условиях присутствия гидрата газа [11];  $c_h$  – концентрация газа в гидрате;  $p_f$  – давление флюида.

Для локализации зоны стабильности гидратов в зависимости от давления и температуры использовались известные зависимости [11, 12]. Система решалась численно с помощью авторского программного обеспечения, использующего явную условно сходящуюся разностную схему. Для начальных и граничных условий выбраны соответствующие реализации процесса фильтрации газонасыщенного порового флюида и пределов термобарической стабильности при осаждении газового гидрата в морском дне.

Результаты модельных расчетов гидратонасыщенности через 12 и 30 лет после начала фильтрации газонасыщенного флюида над грязевулканическим резервуаром для различных сценариев изменения проницаемости среды дна представлены далее на рисунках, пояснения даны в подрисуночных подписях.

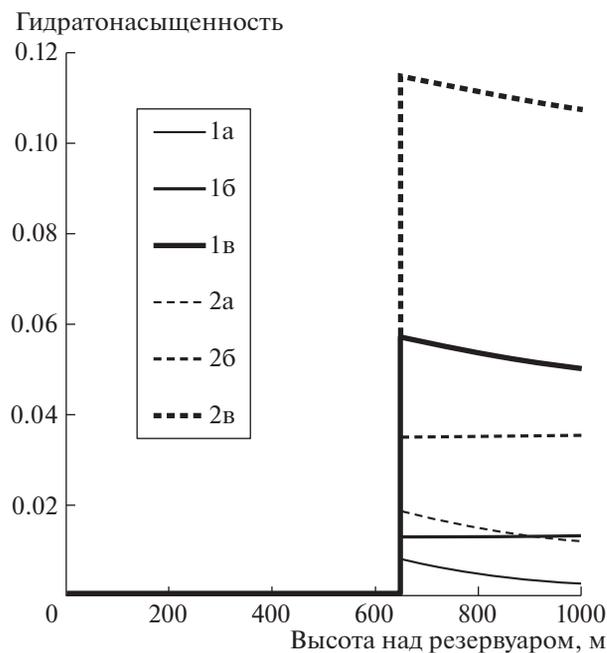
Сравнение результатов вычислений гидратонасыщенности показывает роль флюидодинамических свойств среды морского дна в области реализации процесса аккумуляции газовых гидратов. Так, из рис. 1 следует, что слой с постоянной проницаемостью  $10^{-12} \text{ м}^2$  через 12 лет обнаруживает гидратонасыщенность почти такую же, как и слой со скачком проницаемости от  $10^{-13}$  до  $10^{-12} \text{ м}^2$ , рас-



**Рис. 1.** Эволюция гидратонасыщенности для плавного скачка значения проницаемости среды от  $10^{-13}$  до  $10^{-12}$  м<sup>2</sup> на высоте 175 м над питающим слоем (расположенным на глубине  $L = 1000$  м) и постоянной по разрезу проницаемости слоя осадков над ним; остальные параметры:  $m_0 = 0.3$ ,  $\mu = 2.6 \times 10^{-3}$  Па с,  $\rho_f = 1.0 \times 10^3$  кг м<sup>-3</sup>,  $\rho_s = 2.65 \times 10^3$  кг м<sup>-3</sup>,  $K = 10^{10}$ ,  $c_h = 0.12$ , фоновый градиент температуры равен  $0.05$  м<sup>-1</sup>, градиент концентрации метана в поровом флюиде в присутствии гидрата равен  $5 \times 10^{-3}$  моль К<sup>-1</sup> (для внешнего давления 12 МПа, глубина моря около 1200 м). Сплошные линии (индекс “1”) – через 12 лет от начала фильтрации, пунктирные (индекс “2”) – через 30 лет. Тонкие линии (индекс “а”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-13}$  м<sup>2</sup>, средние линии (индекс “б”) – скачок проницаемости от  $k_0 = 10^{-13}$  до  $k_0 = 10^{-12}$  м<sup>2</sup> и жирные линии (индекс “в”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-12}$  м<sup>2</sup>.

положенный в 175 м над грязевулканическим резервуаром через 30 лет фильтрации и гидратонакопления. Если же проницаемость по разрезу постоянна ( $10^{-13}$  м<sup>2</sup>), то гидратонасыщенность лишь через 30 лет сравнивается с аналогичным показателем для слоя со скачком проницаемости от  $10^{-13}$  до  $10^{-12}$  м<sup>2</sup>, лежащим в 175 м над резервуаром не протяжении 12 лет.

Представленные на рис. 2 результаты модельных расчетов показывают, что процесс аккумуляции газовых гидратов в случае постоянной проницаемости  $10^{-12}$  м<sup>2</sup> через 12 лет приводит к намного большей гидратонасыщенности дна, чем будет через 30 лет в случае скачка проницаемости

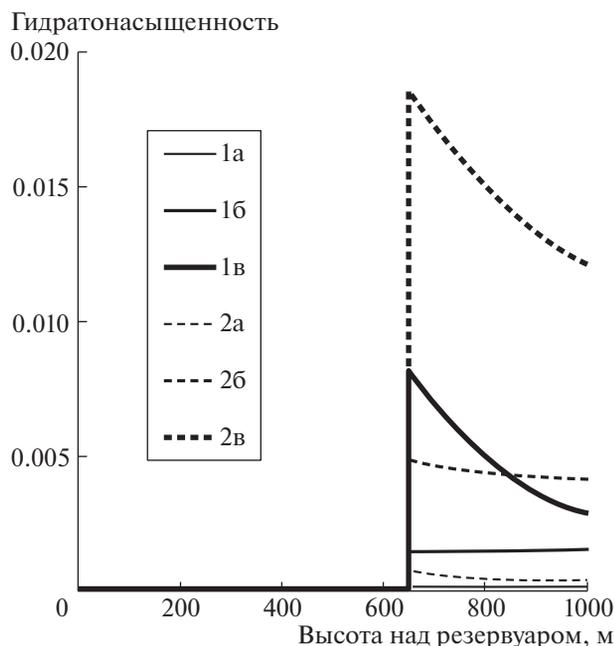


**Рис. 2.** Гидратонасыщенность при скачке проницаемости на 375 м над зоной питания, значением коэффициента проницаемости среды от  $10^{-13}$  до  $10^{-12}$  м<sup>2</sup> и постоянной по разрезу проницаемости, остальные параметры – см. подпись к рис. 1. Сплошные линии (индекс “1”) – через 12 лет от начала фильтрации, пунктирные (индекс “2”) – через 30 лет. Тонкие линии (индекс “а”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-13}$  м<sup>2</sup>, средние линии (индекс “б”) – скачок проницаемости от  $k_0 = 10^{-13}$  до  $k_0 = 10^{-12}$  м<sup>2</sup> и жирные линии (индекс “в”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-12}$  м<sup>2</sup>.

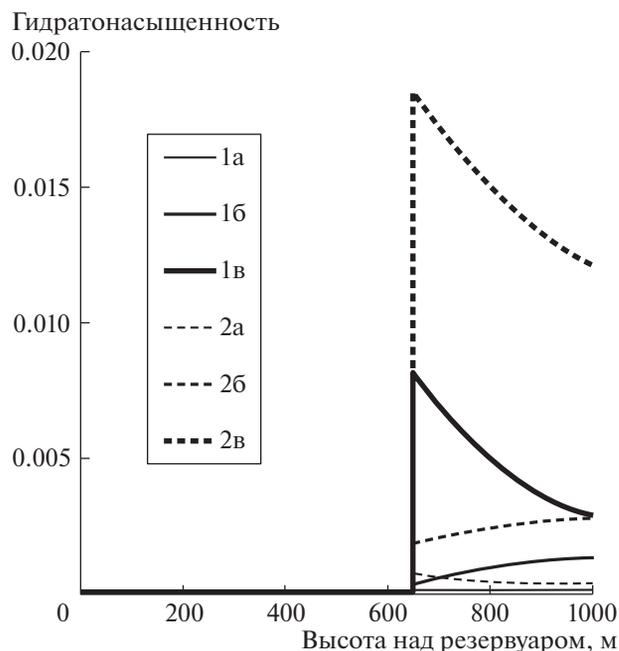
от  $10^{-13}$  до  $10^{-12}$  м<sup>2</sup> на уровне 375 м от глубинного резервуара.

Рисунок 3 демонстрирует результаты моделирования для возможных вариантов более низкой проницаемости  $k_0 = 10^{-14}$  м<sup>2</sup> при скачке проницаемости на 175 м над грязевулканическим очагом. Сравнение рис. 1 и рис. 3 показывает, что гидратонасыщенность уменьшается почти на порядок при соответствующем снижении проницаемости морского дна. Уменьшение глубины слоя, в котором происходит изменение проницаемости с меньшей на большую, приводит и к уменьшению результирующей гидратонасыщенности слоя за то же время (см. рис. 3, 4).

Таким образом, результаты моделирования для различных возможных значений проницаемости слоя осадков показывают значительную зависимость скорости аккумуляции газовых гидратов от распределения проницаемости по глубине в слоистых структурах морского дна в зоне фильтрации, а также возможность быстрого накопле-



**Рис 3.** Гидратонасыщенность при скачке проницаемости на 175 м над зоной питания, значением коэффициента проницаемости среды от  $10^{-14}$  до  $10^{-13}$  м<sup>2</sup> и постоянной по разрезу проницаемости, остальные параметры – см. подпись к рис. 1. Сплошные линии (индекс “1”) – через 12 лет от начала фильтрации, пунктирные (индекс “2”) – через 30 лет. Тонкие линии (индекс “а”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-14}$  м<sup>2</sup>, средние линии (индекс “б”) – скачок проницаемости от  $k_0 = 10^{-14}$  до  $k_0 = 10^{-13}$  м<sup>2</sup> и жирные линии (индекс “в”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-13}$  м<sup>2</sup>.



**Рис 4.** Гидратонасыщенность при скачке проницаемости на 375 м над зоной питания, значения коэффициента проницаемости среды от  $10^{-14}$  до  $10^{-13}$  м<sup>2</sup> и постоянной по разрезу проницаемости, остальные параметры – см. подпись к рис. 1. Сплошные линии (индекс “1”) – через 12 лет от начала фильтрации, пунктирные (индекс “2”) – через 30 лет. Тонкие линии (индекс “а”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-14}$  м<sup>2</sup>, средние линии (индекс “б”) – скачок проницаемости от  $k_0 = 10^{-14}$  до  $k_0 = 10^{-13}$  м<sup>2</sup> и жирные линии (индекс “в”) – 1 слой с постоянной проницаемостью  $k_0 = 10^{-13}$  м<sup>2</sup>.

ния значительных объемов газовых гидратов по сравнению с осадочными структурами пассивных окраинных бассейнов.

По-видимому, различия в гидратонасыщенности участков морского дна, приуроченных к грязевулканическим структурам, определяются не только глубиной питающего резервуара, давления в нем и временем фильтрационного процесса газонасыщенного флюида, но и сильным влиянием флюидодинамических свойств слоистой среды, особенно их вариацией по глубине.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Frozen Heat: A UNEP Global Outlook on Methane Gas Hydrates. *Beaudoin Y.C., Dallimore S.R., and Boswell R.* (eds). United Nations Environment Programme. 2014. V. 2. 96 p.
2. *Tinivella U., Giustiniani M., van de la Cruz Vargas Cordero I., Vasilev A.* Gas Hydrate: Environmental and Climate Impacts // *Geosciences*. 2019. 9. 443; <https://doi.org/10.3390/geosciences9100443>
3. *Mazurenko L.L., Soloviev V.A.* Worldwide Distribution of Deep-water Fluid Venting and Potential Occurrences of Gas Hydrate Accumulations // *Geo-Marine Letters*. 2003. 23. P. 162–176.
4. *Milkov A.V.* Worldwide Distribution of Submarine Mud Volcanoes and Associated Gas Hydrates // *Marine Geology*. 2000. 167. P. 29–42.
5. *Суетнова Е.И.* Моделирование аккумуляции газ-гидратов при накоплении и уплотнении осадков в субаквальных условиях // *Физика Земли*. 2007. № 9. С. 87–93.
6. *Жостков Р.А., Собисевич А.Л., Суетнова Е.И.* Математическая модель аккумуляции газовых гидратов, приуроченных к глубоководным грязевым вулканам // *ДАН*. 2017. Т. 474. № 1. С. 361–365.
7. *Собисевич А.Л., Суетнова Е.И., Жостков Р.А.* Эволюция газогидратных скоплений в зонах глубоководных вулканов // *ДАН*. 2018. Т. 481. № 1. С. 105–110.

- водных грязевых вулканов // Вулканоология и сейсмология. 2019. № 2. С. 45–51.
8. Суетнова Е.И. Уплотнение неоднородных осадков вязкоупругой реологии // Физика Земли. 2003. № 1. С. 77–83.
  9. Суетнова Е.И. Влияние уплотнения осадков и фильтрации поровых флюидов на тепловой режим осадочных бассейнов // Физика Земли. 2005. № 12. С. 53–57.
  10. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков с различными транспортными свойствами // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 813–816.
  11. Davie M.K., Zatsepina O.Ye., Buffet B.A. Methane Solubility in Marine Hydrate Environments // Mar. Geol. 2004. V. 203. P. 177–184.
  12. Sloan E.D. Clathrate Hydrates of Natural Gases. 2 ed. N.Y.: Marcel Dekker, 1998. 705 p.

## INFLUENCE OF LAYERED STRUCTURES OF THE SEABED ON THE FORMATION OF GAS HYDRATES IN THE SURROUNDING AREA OF DEEP-SEA VOLCANOES: A MATHEMATICAL MODEL

Corresponding member of the RAS A. L. Sobisevich<sup>a</sup>, E. I. Suetnova<sup>a</sup>, and R. A. Zhostkov<sup>a,#</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: shageraxcom@yandex.ru*

The article discusses the evolutionary processes of gas hydrate accumulations associated with deep-sea mud volcanoes. A mathematical model and the results of numerical modeling of the gas hydrates accumulation in the seabed in the deep structures of underwater mud volcanoes are presented. The influence of the permeability of various sediment layers on the evolution of gas hydrate accumulations associated with deep-sea mud volcanoes is quantitatively analyzed. Modeling has shown the rapid accumulation of significant volumes of gas hydrates in the layered structures of the seabed.

*Keywords:* gas hydrates, mud volcanoes, mathematical modeling

УДК 541.183.5

## ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ МАРИКУЛЬТУРЫ (НА ПРИМЕРЕ БУХТЫ ВОЕВОДА, ЮГ ПРИМОРСКОГО КРАЯ)

© 2022 г. А. Н. Бугаец<sup>1,\*</sup>, С. В. Катрасов<sup>1</sup>, В. В. Жариков<sup>1</sup>, С. И. Масленников<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН П.Я. Баклановым 12.11.2021 г.

Поступило 12.11.2021 г.

После доработки 14.11.2021 г.

Принято к публикации 15.11.2021 г.

На основе результатов моделирования выполнены расчеты обеспеченных (заданной вероятности превышения) значений продуктивности плантаций гигантской устрицы *Crassostrea gigasi* тихоокеанской мидии *Mytilus trossulus* в бухте Воевода (о. Русский, залив Петра Великого, Японское море). Поля гидродинамики и солёности рассчитаны с помощью модели Delft3D Flow, с учетом притока пресных вод с водосбора бухты. Параметры продуцирования органического вещества и его перераспределения по акватории рассчитаны с помощью модели DELWAQ. Результаты гидродинамического и биогеохимического моделирования использовались в качестве исходных данных в модели управления марифермами FARM для расчета обеспеченных значений продуктивности гидробионтов. Построены карты пространственного распределения обеспеченных значений модельной продуктивности придонных и садковых плантаций. Показаны возможности их использования при планировании марикультурной деятельности.

*Ключевые слова:* марикультура, продуктивность, моделирование, Delft3D Flow, DELWAQ, FARM

DOI: 10.31857/S2686739722030069

### ВВЕДЕНИЕ

Рациональное использование природных ресурсов прибрежных территорий и акваторий является актуальной задачей практически во всех приморских регионах Северо-Восточной Азии. В последние десятилетия для дальневосточных районов России все более актуальными становятся разработка и использование теории и практики комплексного управления прибрежно-морскими зонами. Такие инструменты могут способствовать разработке важных рекомендаций и прогнозов, необходимых для планирования и принятия решений в региональном развитии на разных административных уровнях [1]. Актуальной задачей является создание информационной

базы для региональных программ и комплексного управления прибрежной зоной.

Одним из важных объектов экономического развития прибрежных территорий и акваторий являются марифермы, культивирующие двустворчатых моллюсков. Марикультура относится к приоритетным направлениям долгосрочного развития приморских районов Российского Дальнего Востока [1]. Однако на Дальнем Востоке, как и в целом в России, проблемы выбора оптимального размещения объектов марикультуры в зависимости от гидрологических и других природных факторов морской среды остаются недостаточно изученными.

В то же время эффективность культивирования является результатом взаимодействия биотических (обеспеченность пищевых потребностей гидробионтов) и абиотических факторов (температура, солёность, скорость течения, содержание растворенного кислорода) в прибрежной экосистеме. Учет влияния каждого из этих факторов, как и их интегрального воздействия, остается сложной задачей, поскольку об эффекте взаимодействия и характере пространственно-временной изменчивости этих параметров обычно из-

<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии  
Дальневосточного отделения Российской академии наук,  
Владивосток, Россия

<sup>2</sup>Национальный научный центр морской биологии  
им. А.В. Жирмунского Дальневосточного отделения  
Российской академии наук, Владивосток, Россия

\*E-mail: andreybugaets@ya.ru

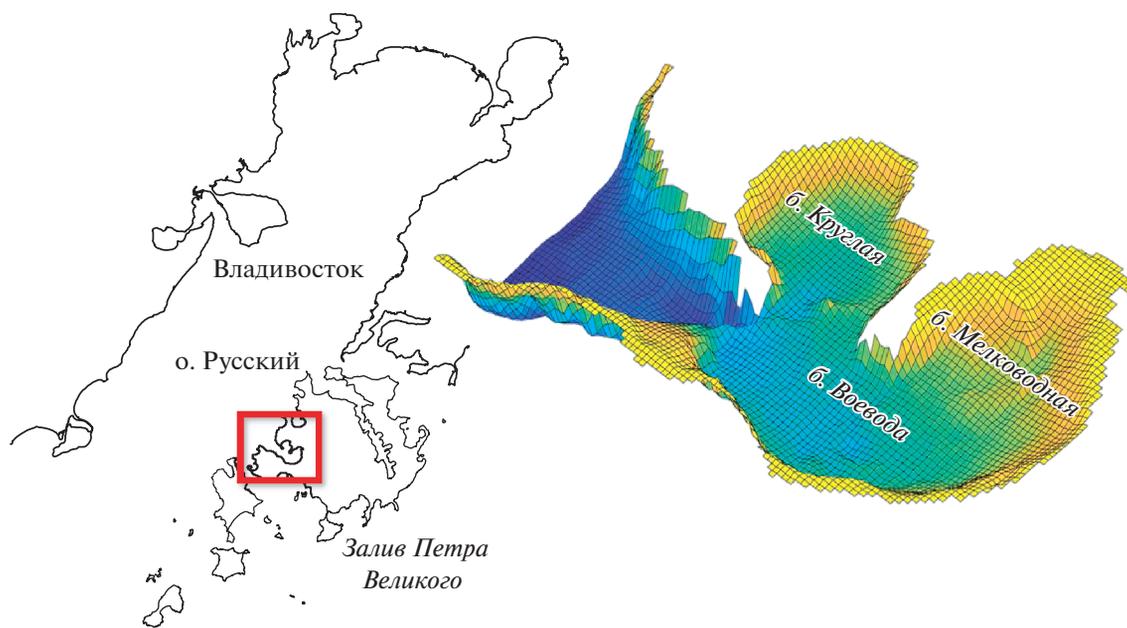


Рис. 1. Карта-схема района исследований, рельеф дна бухты Воевода.

вестно намного меньше, чем необходимо для обоснования и планирования марикультурной деятельности. Именно эти соображения послужили мотивацией применения в данном исследовании математического моделирования и теории вероятностей для разработки метода оценки потенциальной продуктивности гидробионтов, реализованного на примере бухты Воевода (о. Русский, залив Петра Великого).

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

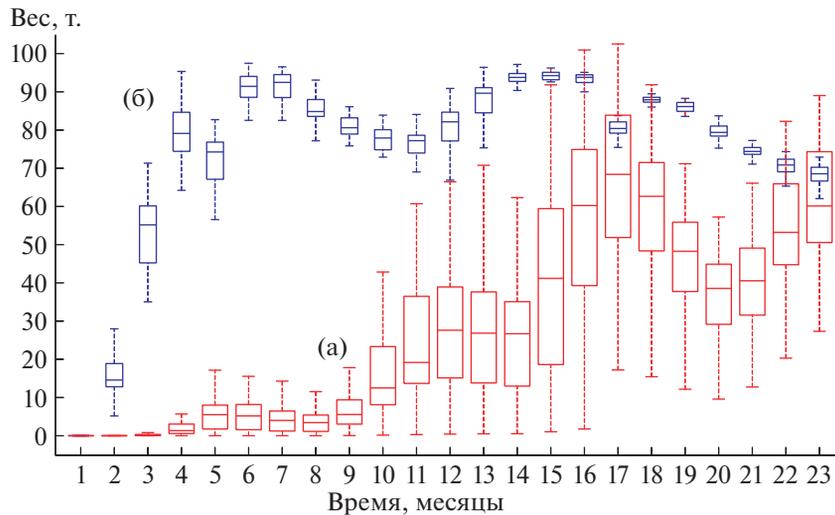
Бухта Воевода расположена на западном побережье о. Русский (рис. 1), имеет площадь около 4 км<sup>2</sup> и включает в себя две бухты второго порядка – Круглую (1.6 км<sup>2</sup>) и Мелководную (2.4 км<sup>2</sup>). Водообмен в бухте Воевода определяется циклонической циркуляцией течений, средняя величина прилива составляет 0.2 м (максимальная 0.43 м) [5]. Стационарные гидрологические наблюдения в бухте не велись. Сезонные гидролого-гидрохимические исследования проводились в 2011–2012 гг. [2].

В заливе Петра Великого гигантская устрица обитает на глубинах 0.5–7 м, местами образуя сплошные поселения (банки, устричники) на илисто-песчаных и скалистых грунтах. Это эвригалинный вид, живущий при солёности не ниже 12‰ [4], но выдерживающий краткосрочное опреснение до 5‰. Оптимальный диапазон солёности для устрицы 23–28‰. Тихоокеанская мидия преимущественно обитает в литорально-сублиторальной зоне на скалистых и каменистых грунтах, до глубины 2.5–3 м. Наиболее благоприятная для этого вида солёность 27–33‰ [5].

В работе использованы поля гидродинамики, рассчитанные с помощью трехмерной модели Delft3D Flow за период 01.01.1988–01.01.2019 гг. Речной сток в бухту и распределенный приток пресных вод с прилегающей к акватории бухты территории заданы на основе результатов гидрологического моделирования, выполненного с помощью модели SWAT [5]. Выделены области произрастания основного источника первичной продукции zostеры (*Zostera marina*) [6]. Ее продукционные характеристики – концентрации хлорофилла-а, органического вещества и взвешенных твердых частиц – рассчитаны с помощью биогеохимической модели DELWAQ (DELt Water Quality) [7] с учетом неравномерного перераспределения по району исследования под воздействием гидродинамических факторов.

Указанные выше выходные данные модели DELWAQ агрегированы сеткой расчетных элементов площадью 100 × 100 м и использованы в качестве входных данных в модели управления ресурсами аквакультуры на фермах – FARM (Farm Aquaculture Resource Management) [8], предназначенной для предварительной оценки и анализа размещения плантаций и выбора культивируемых видов. Эта модель позволяет рассчитывать урожайность гидробионтов на основе данных о размерах марифермы, плотности посадки моллюсков, локальных трофических условиях и параметрах окружающей среды.

При расчете потенциальной продукции гидробионтов использованы следующие товарные характеристики, для устрицы: вес – 100 г, размер – 12 см; для мидии: вес – 12 г, размер – 6 см. Период



**Рис. 2.** Обобщенные графики прироста суммарного веса устрицы (а) и мидии (б) при садковом культивировании, рассчитанные с помощью модели FARM за 28 расчетных 22-месячных периодов (1989–2019 гг).

начала культивирования мидии – 01.06, устрицы – 01.08. Продолжительность периода культивирования каждого вида – 22 мес. Плотность посадочного материала (спата) при донном выращивании мидии и устрицы – 100 экз/м<sup>2</sup>, при садковом выращивании: для мидии – 420 экз/м<sup>2</sup>, для устрицы – 200 экз/м<sup>2</sup> [3, 4].

**РЕЗУЛЬТАТЫ**

Полученные за 30-летний период моделирования данные о продукционных характеристиках бухты позволили с помощью FARM выполнить расчет для 28-ми рекомендованных по региональной биотехнологии культивирования 22-месячных периодов выращивания рассматриваемых гидробионтов. Обобщенные графики прироста суммарного веса гидробионтов представлены на рис. 2. Полученные значения хорошо согласуются с сезонными особенностями роста моллюсков, обусловленными ходом температуры воды, продукцией фитопланктона, затратами на основной обмен, нерестовой активностью и постепенным усилением конкуренции за место.

Установлено, что урожайность мидии практически не зависит от пространственного распределения абиотических условий выращивания в б. Воевода. Устрица, напротив, демонстрирует значительную реакцию на сильные кратковременные распреснения бухты, связанные с обильными атмосферными осадками, выпадающими на акваторию и водосбор бухты.

При оценке эффективности культивирования моллюсков для каждого расчетного участка модели FARM размером 100 × 100 м были созданы ряды, содержащие по 28 значений максимальной

расчетной продуктивности гидробионтов каждого периода выращивания. Указанные ряды значений были ранжированы и вычислены эмпирические обеспеченности каждого члена ряда. На основе этих данных построены карты пространственного распределения обеспеченных значений модельной продуктивности гидробионтов для донного и садкового выращивания (рис. 3а). Обеспеченные значения суммарной модельной продуктивности для бухты представлены в табл. 1.

Полученные таким образом оценочные карто-схемы могут быть использованы при обосновании и планировании размещения садковых и придонных плантаций, выбора видов культивирования с учетом гидродинамического режима бухты, условий по абиотическим факторам и обеспеченности первичной продукцией – оптимальных с точки зрения принятой конкретным производителем стратегии реагирования на риски. Например, если принять значение 95% обеспеченности продуктивности гидробионтов в ка-

**Таблица 1.** Обеспеченные значения суммарной модельной продуктивности марикультуры бухты (т) по мидии (числитель) и устрице (знаменатель)

Тип выращивания	Обеспеченность, %		
	50	75	95
Придонное	<u>1907</u> 1446	<u>1860</u> 1203	<u>1787</u> 748
Садковое	<u>3822</u> 2484	<u>3724</u> 2187	<u>3523</u> 1531

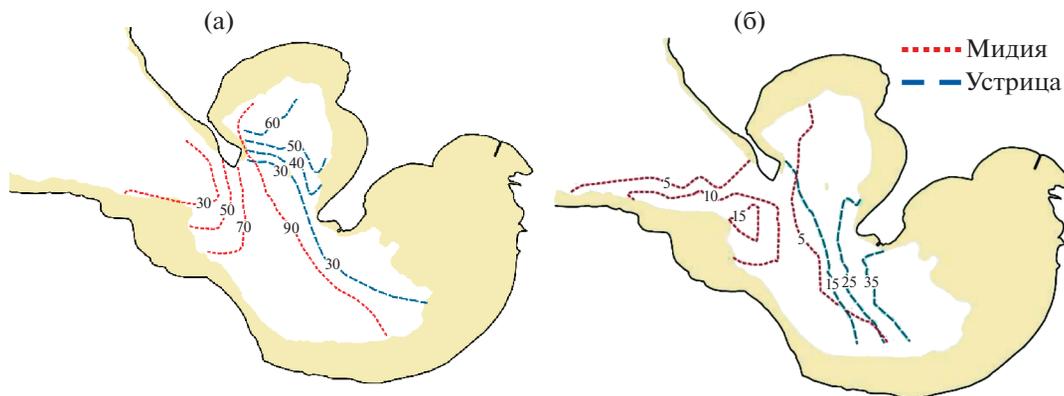


Рис. 3. Пространственное распределение модельной продуктивности мидии и устрицы (т/га) (а) – 95% обеспеченности, (б) поле разности 50 и 95% продуктивности гидробионтов. Тонем выделен район, ограниченный изобатой 5 м.

честве гарантированного объема продукции, то разница между ним и значениями большей продуктивности, но имеющей более низкие значения обеспеченности (повторяемости), могут рассматриваться как количественное выражение дополнительной прибыли (рис. 3б). С другой стороны, если в качестве базового принято 50%-е значение продуктивности, то разность со значениями более высокой обеспеченности, но более низкой продуктивности гидробионтов, может рассматриваться как количественное выражение рисков потери прибыли, связанных с вероятным сочетанием неблагоприятных экологических условий за период выращивания.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, полученные на основе моделирования результаты позволяют прийти к заключению, что при использовании вероятностно-статистической оценки продуктивности марикультуры при различных экологических условиях морской среды может быть достигнут значительный экономический и экологический эффект, определяющийся возможностями повышения эффективности и устойчивости марикультур. По сравнению с существующими способами определения марикультурного потенциала акваторий, данная методика, основанная на моделировании, повышает объективность и обоснованность параметров, определяющих планирование этого вида деятельности.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной поддержке РФФ (грант 21-74-30004).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакланов П.Я., Романов М.Т. Направления долгосрочного развития Дальневосточного региона России // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2019. № 4 (206). С. 6–18.
2. Барбанищikov Ю.А., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю. и др. Сезонные гидролого-гидрохимические исследования бухты Воевода (Амурский залив, Японское море) // Известия ТИНРО. 2015. С. 180: 161–178. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2015-180-161-178>
3. Инструкция по технологии культивирования тихоокеанской мидии, сост. А.В. Кучерявенко, А.П. Жук; Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр. Владивосток: ТИНРО-Центр, 2011. 27 с.
4. Инструкция по технологии культивирования тихоокеанской устрицы, сост. А.В. Кучерявенко, А.П. Жук; Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр. Владивосток: ТИНРО-Центр, 2011. 27 с.
5. Катрасов С.В., Бугаец А.Н., Жариков В.В., Ганзей К.С., Гончуков Л.В., Соколов О.В., Лебедев А.М., Пшеничникова Н.Ф., Краснопеев С.М. Определение районов размещения плантаций марикультуры на основе результатов гидродинамического моделирования // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 433–443. <https://doi.org/10.31857/S0030157421030060>
6. Катрасов С.В., Бугаец А.Н., Жариков В.В., Масленников С.И., Лысенко В.Н., Барбанищikov Ю.А., Тищенко П.Я. Оценка продуктивности плантаций двусторчатых моллюсков на основе результатов моделирования // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 759–768. <https://doi.org/10.31857/S0030157421050063>
7. D-WAQ TRM. 2013. D-Water Quality Technical Reference Manual. Deltares, 4.00 ed.
8. Ferreira J.G., Hawkin A.J.S., Monteiro P., et al. Integrated Assessment of Ecosystem-scale Carrying Capacity in Shellfish Growing Areas // Aquaculture. 2008. V. 275. No 1–4. P. 138–151. <https://doi.org/10.1016/j.aquaculture.2007.12.018>

## PROBABILISTIC ASSESSMENT OF THE MARICULTURE POTENTIAL PRODUCTIVITY (ON THE EXAMPLE OF VOEVODA BAY, SOUTH OF PRIMORSKY KRAI)

**A. N. Bugaets<sup>a,#</sup>, S. V. Katrasov<sup>a</sup>, V. V Zharikov<sup>a</sup>, and S. I. Maslennikov<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>*Pacific Institute of Geography, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

<sup>b</sup>*National Scientific Center for Marine Biology Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: andrebugaets@ya.ru*

Presented by Academician of the RAS P.Ya. Baklanov November 12, 2021

Based on the simulation results, the productivity exceedance probability of aquafarm cultivation of the giant oyster *Crassostrea gigas* and the Pacific mussel *Mytilus trossulus* were calculated for the Voevoda Bay (Russkiy Island, Peter the Great Bay, Sea of Japan). The fields of hydrodynamics and salinity are calculated using the Delft3D Flow model, taking into account the inflow of fresh water from the catchment area of the bay. The parameters of the production of organic matter and its redistribution over the water area were calculated using the DELWAQ model. The results of hydrodynamic and biogeochemical modeling were used as input data in the FARM marifer management model to calculate the ensured values of the productivity of aquatic organisms. The maps of the spatial distribution of the provided values of the model productivity of bottom and cage plantations were constructed. The possibilities of their use in planning mariculture activities are discussed.

*Keywords:* mariculture, productivity, modelling, Delft3D Flow, DELWAQ, FARM

УДК 551.46.072:51

## МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА ДЛЯ ЭКОСИСТЕМ ШЕЛЬФА АРКТИКИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ЕГО РЕСУРСОВ

© 2022 г. Н. В. Соловьева<sup>1,\*</sup>, академик РАН Л. И. Лобковский<sup>1,\*\*</sup>

Поступило 10.10.2021 г.

После доработки 24.11.2021 г.

Принято к публикации 25.11.2021 г.

Предложен метод оценок экологического риска для шельфа Арктики. Метод основан на вероятностной модели, которая позволяет совместить естественный режим функционирования экосистем шельфа с режимами воздействия стрессоров. Модель позволила рассчитать годовой ход экологического риска на фоне естественных вариаций компонент экосистемы при заданных вероятностях воздействий со стороны технологических процессов. Так же был рассчитан годовой ход допустимой вероятности воздействий. На основе полученных результатов сделан нетривиальный вывод об опасности снижения требований по экологической безопасности освоения ресурсов в экосистемах с низкой биологической продуктивностью.

*Ключевые слова:* моделирование, оценки экологического риска, вероятность допустимых воздействий, экосистемы шельфа, Арктика

**DOI:** 10.31857/S2686739722030124

### ВВЕДЕНИЕ

Особое место среди морских экосистем занимает шельф Арктики как регион особенно важный не только как ресурсный, но и участвующий в формировании компонент современного климата [1]. Для оценки последствий интенсивного воздействия на морские экосистемы Арктики необходимы количественные методы оценки экологического риска. Цель настоящей работы — предложить современный количественный метод оценки экологического риска, основанный на вероятностной модели. Метод позволяет согласовать естественный годовой ход основных компонент шельфа с вариациями воздействия стрессоров при разработке минеральных ресурсов шельфа. Расчеты проведены для шельфовых экосистем Арктики различной продуктивности.

Условия функционирования экосистем арктических акваторий, их чувствительность и уязвимость к антропогенным воздействиям коренным образом различаются в разных регионах. Используя известные матричные методы [2, 3] или только экспертные оценки [3, 4], или систему предельно допустимых концентраций [5], весьма затруднительно выявить, при каких сочетаниях

стрессоров и периодах воздействия риск будет выше. Существующие методы оценки риска [2–4] не дают ответа на подобные вопросы. Необходимы количественные оценки, учитывающие случайный характер воздействий в естественной динамике компонент экосистемы, что фактически реализовано в настоящей работе для арктических шельфовых экосистем различной биопроductивности. В ряду существующих методов оценки экологического риска [2–4] предложенный подход имеет ряд существенных преимуществ, связанных с возможностью расчета внутригодовых вариаций риска при различных сочетаниях воздействующих факторов. С помощью вероятностной модели, основанной на предыдущих исследованиях [6–9], рассчитываются внутригодовые вариации экологического риска в зависимости от действия стрессоров в конкретные периоды естественного функционирования экосистем Арктического шельфа. Полученные результаты являются входными данными для расчета допустимой вероятности антропогенного воздействия, что позволяет оптимизировать мероприятия безопасного освоения ресурсов шельфа.

### ВЕРоятностная модель экологического риска

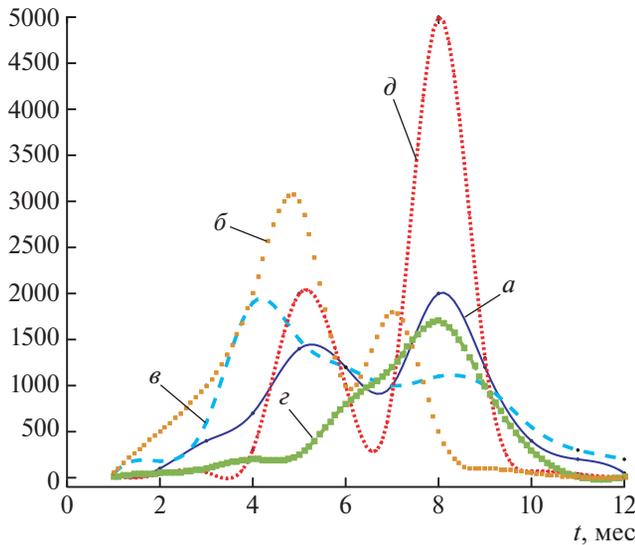
Основные соотношения модели основаны на элементах теории вероятности [6, 7] и отражают зависимость экологического риска от времени [8, 9]. В соотношениях модели учитываются  $2M$  внутри-

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Шишова  
Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: soloceanic@yandex.ru

\*\*E-mail: llobkovsky@ocean.ru

Годовой ход биомассы фитопланктона для различных районов арктического шельфа по обобщенным данным наблюдений, мг/м<sup>3</sup>



**Рис. 1.** Годовой ход биомассы фитопланктона по данным обобщенных наблюдений для а – заморающихся акваторий [12–14]; б – Баренцева, Белого и Чукотского морей [12, 15]; в – незаморающихся акваторий [16]; г – Карского, Лаптевых Восточно-Сибирского морей [12, 16–19]; д – прибрежной части Карского моря [16].

годовых состояния “вспышка–спад” для биомассы фитопланктона и  $K$  внутригодовых состояниях технической системы (технологического режима), связанного с техникой разработки ресурсов шельфа [6–9]:

$$y_k \leq \sum_{k=1}^K q_k \sum_{m=1}^M p_{km} y_{km} = \sum_{k=1}^K q_k \sum_{m=1}^M (p_{am} y_{am} + p'_{am} y'_{am})_k = \sum_{k=1}^K q_k y_a, \quad (1)$$

$$y_a \leq \begin{cases} \frac{1 - \overline{E}v/N_{\max}}{(1 - N_{cr}/N_{\max})^2} \\ \exp\left(-\frac{(1 - N_{cr}/N_{\max})^2}{2(1 - \overline{E}v/N_{\max})}\right), \end{cases} \quad (2)$$

где  $q_k$  – вероятность антропогенного воздействия (может осуществляться со стороны технической системы или технологического процесса освоения ресурсов шельфа) в течение года;  $p_{km}$  – вероятность  $m$ -го состояния биосистемы при  $k$ -м состоянии технической системы;  $y_k$  – риск биосистемы при  $k$ -м состоянии технической системы;  $y_{km}$  – риск биосистемы при  $k$ -м состоянии технической системы и  $m$ -м состоянии биосистемы;  $p_{am}, y_{am}$  и  $p'_{am}, y'_{am}$  – вероятности пребывания биосистемы в  $m$ -м внутригодовом состоянии вспыш-

ки и спада и ее риск в них соответственно;  $y_a$  – экологический риск в течение года:

$$\overline{y}_a = \sum_{m=1}^M (p_{am} y_{am} + p'_{am} y'_{am})_k; \quad (3)$$

$$\sum_{m=1}^M (p_{am} + p'_{am}) = 1, \quad \sum_{k=1}^K q_k = 1;$$

значения  $p_{am}$  и  $p'_{am}$  определяются относительной продолжительностью вспышек и спадов:

$$p_{am} = \frac{t_m}{t}; \quad p'_{am} = \frac{t'_m}{t}; \quad \sum_{m=1}^M (t_m + t'_m) = t; \quad (4)$$

где  $t_m, t'_m$  и  $t$  – продолжительности вспышек, спадов и года соответственно в произвольных единицах измерения.

Величины  $N_{cr}$  и  $N_{\max}$  являются видоспецифическими постоянными значениями для популяции, не зависящими от  $m$ -го состояния ее внутри года. Зависимыми от времени величинами являются только  $E_m v$  и  $E'_m v$ .

$$\overline{E}v = \sum_{m=1}^M (p_{am} E_m v + p'_{am} E'_m v)_k, \quad (5)$$

где  $E_m v$  и  $E'_m v$  – математическое ожидание численности популяции на вспышках и спадах соответственно. Эти значения взяты на основе данных натуральных наблюдений (рис. 1). При недостатке данных или необходимости уточнения расчетов можно использовать численные эксперименты с экосистемной (динамической) математической моделью [10].

Используя соотношения для определения предельно допустимого воздействия на экосистему [6, 7], получим ее вероятность в следующем виде:

$$Q = \begin{cases} 1, & \text{при } y_k \leq y_d \\ \frac{y_d}{y_k}, & \text{при } y_d < y_k < 1, \\ y_d, & \text{при } y_k = 1 \end{cases} \quad (6)$$

где  $y_k$  определяется оценкой (1);  $Q$  – предельно допустимая вероятность антропогенных воздействий для экологической системы;  $y_d$  – предельно допустимый экологический риск при различных видах техногенной деятельности. Для расчета  $y_a$  и  $Q$  используются значения  $N_{\max}, N_{cr}, p_{am}, p'_{am}, E_m v$  и  $E'_m v$ , полученные на основе данных натуральных наблюдений.

Сходство в структуре и функциях шельфовых экосистем не является критерием равнозначности рисков для каждой из них. В рамках одного и того же континуума экосистемы изменяются в результате физически и биологически обуслов-

ленных процессов. При этом наблюдаемые отклики на воздействия носят существенно нелинейный характер. Это обстоятельство обуславливает наложение региональных особенностей (с использованием данных наблюдений) на универсальную модель экологического риска (соотношения 1–6).

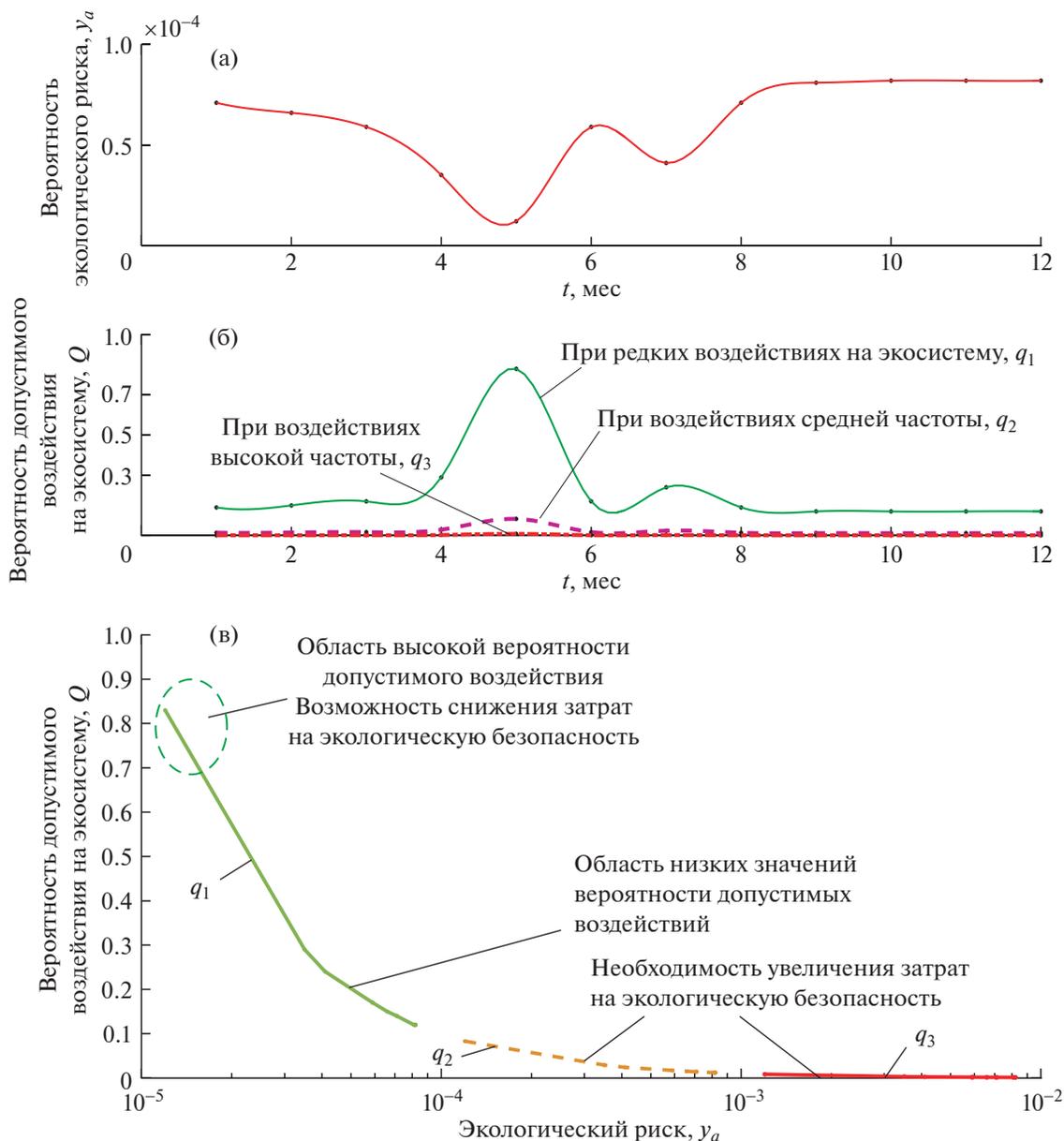
## РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Все входные данные для модели риска – значения  $N_{\max}$ ,  $N_{\text{cr}}$ ,  $p_{\text{ам}}$ ,  $p'_{\text{ам}}$ ,  $E_m v$  и  $E'_m v$  могут быть получены как на основе данных натуральных наблюдений, так и при расчете по динамическим экосистемным моделям [9, 10]. Для того чтобы показать работоспособность метода, его возможности и открывающиеся перспективы, были выбраны характерные контрастные экосистемы с высокой и низкой продуктивностью. За период 1996–2018 гг. были проанализированы данные экспедиционных наблюдений за сезонными изменениями биомассы фитопланктона в Баренцевом, Белом, Чукотском, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском морях [11–19]. С учетом этих данных наблюдений был построен обобщенный годовой ход биомассы фитопланктона для различных районов Арктического шельфа (рис. 1) и выбраны два характерных варианта годового цикла: с двумя максимумами биомассы для продуктивных экосистем (рис. 1б) и с одним максимумом – для низкопродуктивных (рис. 1а). Для этих контрастных случаев годовых вариаций значений биомассы фитопланктона были проведены расчеты экологического риска и соответствующие им вероятности допустимого воздействия на экосистему по вероятностной модели.

Руководствуясь типологией морских и эстуарных опасностей, долгосрочных и краткосрочных, а также крупномасштабных и мелкомасштабных перспектив освоения минеральных ресурсов Арктического шельфа [2–4], мы учли следующие диапазоны значений вероятности воздействия со стороны стрессоров. Для всех расчетов вероятность воздействия на экосистему со стороны технических систем (или технологических процессов) выбиралась из диапазона  $q_k$  от  $10^{-4}$  до  $10^{-1}$  [2]. Были выбраны значения вероятности редкого события  $q_1 = 10^{-3}$ , события средней  $q_2 = 10^{-2}$  и высокой частоты  $q_3 = 10^{-1}$ . Значения  $y_d$  в соотношениях (6) выбраны на основе данных обобщенных оценок техногенных воздействий и экологических последствий на этапах освоения нефтяных ресурсов шельфа [2, 3]. Интервал значений вероятности допустимого экологического риска при различных видах и этапах технологической деятельности составляет от  $10^{-7}$  до  $10^{-1}$  [2]. Допустимый риск  $y_d$  можно связывать, в частности, с качеством среды. Если возможно при определен-

ных условиях увеличить значения допустимого риска, это может означать возможность снижения требований к качеству среды, а следовательно, возможность расширения диапазона воздействий  $Q$ . На основании этих данных для расчета  $Q$  выбраны три значения, соответствующие: повышенным требованиям к качеству экосистемы ( $y_d = 10^{-5}$ ), средним ( $y_d = 10^{-4}$ ) и ослабленным ( $y_d = 10^{-3}$ ). Для аварийных событий при нефтяных разработках на шельфе можно выделить три типа воздействий: 1) кратковременные выбросы загрязняющих веществ в больших объемах (острый стресс для экосистемы); 2) регулярные, штатные выбросы небольших объемов, осуществляемые в течение длительного времени (хронический стресс) и 3) наложение на регулярные выбросы кратковременных воздействий высокой интенсивности. Используя приведенные выше условия в соотношениях (1–6), были рассчитаны экологический риск  $y_d$  и допустимая вероятность воздействия  $Q$  на экосистему для следующих сценариев.

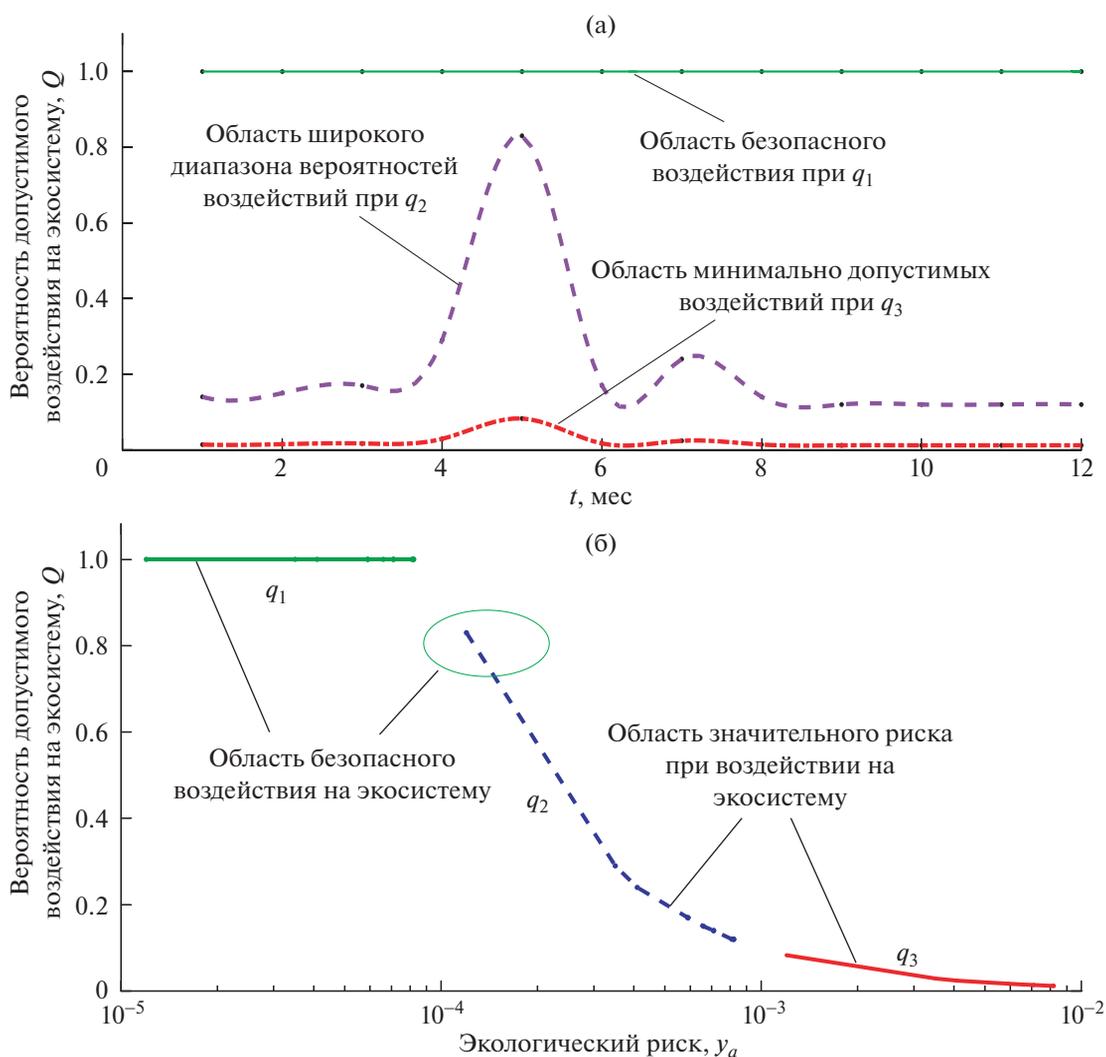
*Сценарий 1.* Расчеты проведены для продуктивной экосистемы с двумя максимумами, значения  $E_m v$  взяты из данных натуральных наблюдений (рис. 1б). Для биомассы фитопланктона задавались значения  $N_{\max} = 3 \times 10^3$  мг/м<sup>3</sup>,  $N_{\text{cr}} = 0.5$  мг/м<sup>3</sup>,  $p_{\text{ам}} = t_m/t = 1/12$ . Расчеты внутригодовых вариаций экологического риска и допустимого воздействия были проведены при значениях  $q_1 = 10^{-3}$ ,  $q_2 = 10^{-2}$ ,  $q_3 = 10^{-1}$  и  $y_d = 10^{-5}$ . Результаты (рис. 2) показали снижение экологического риска при высоких значениях биомассы планктона и высокие значения риска при минимальных значениях биомассы (рис. 2а). Соответствующие расчеты для вероятности допустимых воздействий выявили интервалы безопасного воздействия и интервалы с низкими значениями допустимых воздействий (рис. 2б, 2в). Анализ полученных результатов показывает, что только при редких воздействиях на экосистему  $q_1 = 10^{-3}$  достигается относительно безопасное состояние экосистемы и соответственно высокие значения допустимых воздействий  $Q$  от 70 до 85% (рис. 2в). Вероятность такого воздействия при соответствующем риске возможна только в течение короткого промежутка времени, на пике биомассы фитопланктона (рис. 1б, 2в). Этот участок выделен на рис. 2в и отражает рассчитанную зависимость вероятности допустимого воздействия от экологического риска. В течение почти всей остальной части года допустимая вероятность воздействия крайне низкая, менее 30% (рис. 2). Это обуславливается низкими значениями допустимого экологического риска  $y_d = 10^{-5}$ , что в терминах качества среды соответствует высоким требованиям к качеству экосистемы.



**Рис. 2.** Рассчитанные значения годового хода: (а) экологического риска, (б) вероятности допустимых воздействий на экосистему и (в) зависимости  $Q$  от  $y_d$  при редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности осуществления воздействий при повышенных требованиях к качеству среды  $y_d = 10^{-5}$ .

Сценарий 2 предусматривает возможность снижения требований к качеству экосистемы, т.е. задается увеличенное значение допустимого риска до  $y_d = 10^{-4}$ . Расчет проведен для низкопродуктивной экосистемы с одним максимумом биомассы фитопланктона (рис. 1з). При этом задавались значения  $N_{\max} = 1.7 \times 10^3$  мг/м<sup>3</sup>,  $N_{\text{cr}} = 0.5$  мг/м<sup>3</sup>,  $p_{\text{am}} = t_m/t = 1/12$ , значения  $E_m v$  взяты из данных натуральных наблюдений (рис. 1 г). На рис. 3 представлены результаты расчета внутригодовых вариаций экологического риска (рис. 3а) и допустимого воздействия (рис. 3б) при значениях  $q_1 =$

$= 10^{-3}$ ,  $q_2 = 10^{-2}$ ,  $q_3 = 10^{-1}$ . Вместе с внутригодовыми вариациями экологического риска  $y_d$  и допустимого воздействия  $Q$  были рассчитаны зависимости  $Q$  как функции  $y_d$  (рис. 3б). Результат выявил области с допустимой вероятностью воздействий выше 80% и области со значениями  $Q < 20\%$ . Анализ полученных результатов показывает, что для низкопродуктивной экосистемы шельфа снижение требований к качеству среды расширяет область безопасного воздействия  $Q$ , достигающего 100% на коротком интервале внутригодовых вариаций (рис. 3б).



**Рис. 3.** Рассчитанные значения: (а) годового хода вероятности допустимых воздействий на экосистему и (б) зависимость  $Q$  от  $u_a$  при редкой  $q_1$ , средней  $q_2$  и высокой  $q_3$  вероятности осуществления воздействий при сниженных требованиях к качеству среды  $y_d = 10^{-4}$ .

Сравнительный анализ результатов проведенных расчетов по двум сценариям показывает меньший риск от воздействий на низкопродуктивные экосистемы, чем на высокопродуктивные. Заметим ключевой момент: рассчитанная область расширения допустимых воздействий в сценарии 2 связана не с меньшей уязвимостью низкопродуктивных экосистем, а со снижением требований к качеству среды. Количественные оценки в результате модельных расчетов, приведенных выше, выявили более сложный отклик на внешние воздействия для шельфовых арктических экосистем различной продуктивности, чем те, которые могут быть получены матричными методами или экспертным анализом. Такие оценки позволяют оконтурить особо опасные области в пространстве значений риска, а также дать обоснование для перераспределения средств

для обеспечения экологической безопасности в течение года.

## ВЫВОДЫ

Преимуществом предложенного метода является возможность оценить допустимую степень воздействия на морскую систему с сохранением устойчивости ее функционирования, трофической структуры и компонентного состава. В реальных условиях действие стрессоров накладывается на динамику естественного функционирования экосистемы шельфа. И предложенный метод, в отличие от существующих, позволяет оценить экологический риск от совокупности стрессоров и сочетать эти воздействия с динамикой естественного функционирования экологических систем. Внутригодовые колебания основных ком-

понентов Арктического шельфа при действии стрессоров вызывают колебания степени опасности, а следовательно, и годовые колебания экологического риска. Предложенный метод позволяет получить количественную оценку экологического риска, ее вариаций в течение года, а также оценить вероятности антропогенного воздействия, допустимые для каждой конкретной арктической экосистемы шельфа в конкретный период времени с учетом рисков, заложенных в технологические проекты освоения ресурсов. На примере контрастных по продуктивности экосистем шельфа Арктики проведенные модельные расчеты по двум сценариям показали эффективность предложенной модели.

Нетривиальность выводов, полученных на основе модельных расчетов, связана с нелинейным характером отклика экосистемы на воздействие стрессоров в Арктике. Практические выводы касаются допустимости воздействий на экосистемы различной биопродуктивности. Расчеты показали, что нет оснований снижать требования по экологической безопасности и подвергать более интенсивному воздействию стрессоров низкопродуктивные экосистемы Арктического шельфа. Предположение о том, что последствия антропогенного воздействия на низкопродуктивные экосистемы будут менее негативны по сравнению с воздействиями на высокопродуктивные, не подтверждается. Другими словами, не следует снижать надежные требования к техническим системам, обеспечивающим безопасность освоения ресурсов Арктического шельфа в случае перехода от высокопродуктивных к низкопродуктивным экосистемам.

К затруднениям, связанным с реализацией предложенного метода, можно отнести необходимость иметь большой объем данных наблюдений. Грубость оценок риска зависит от объема привлеченной информации об исследуемой шельфовой экосистеме.

Отметим, что предложенный подход следует рассматривать в рамках вероятности допустимого риска, когда полное устранение риска либо практически невозможно, либо экономически неоправданно. В процессе реализации крупномасштабных проектов освоения морских ресурсов Арктического шельфа (например, разработка нефтяных и газовых месторождений) ошибки в оценке рисков могут привести к серьезным экологическим и экономическим потерям, которые можно минимизировать, используя предложенный метод.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит сотрудников ИО РАН: академика РАН М.В. Флинта за организацию экспедиционных исследований арктических экосистем и доктора био-

логических наук В.А. Силкина за обсуждения вопросов моделирования процессов в экосистемах.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, требующего раскрытия в данной статье.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию, тема № 00128-2021-0004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лобковский Л.И.* Сейсмогенно-триггерная гипотеза усиления эмиссии метана и изменения климата в Арктике // *Земля и Вселенная*. 2020. № 6. С. 27–36.
2. *Патин С.А.* Нефть и экология континентального шельфа: в 2-х т. 2-е изд. т. 1: Морской нефтегазовый комплекс: состояние, перспективы, факторы воздействия. М.: Изд-во ВНИРО. 2017. 326 с.
3. *Elliott M.* Marine Science and Management Means Tackling Exogenic Unmanaged Pressures and Endogenic Managed Pressures – A Numbered Guide // *Marine Pollution Bulletin*. 2011. 62 (4). P. 651–655. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.11.033>
4. *Chen S.Q., Chen B., Faith B.D.* Ecological Risk Assessment on the System Scale: A Review of State-of-the-art Models Future Perspectives // *Ecological Modelling*. 2013. V. 250. P. 25–33.
5. *Данилов-Данильян В.И., Розенталь О.М.* Методология экологического нормирования природных вод // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 223–228.
6. *Флейшман Б.С.* Основы системологии. М.: Изд-во: Радио и связь. 1982. 368 с.
7. *Fleishman B.S.* Stochastic Theory of Ecological Interactions // *Ecological Modelling*. 1982. V. 17. № 2. P. 65–73.
8. *Solovjova N.V.* Ecological Risk Modelling in Developing Resources of Ecosystems Characterized by Varying Vulnerability Levels // *Ecological Modelling*. 2019. V. 406. P. 60–72.
9. *Solovjova N.V.* Risk Assessment Simulation for Shelf Ecosystems Based on the Ecoscreening and Dynamic Methods Synthesis // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2020. V. 243. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106881>
10. *Беляев В.И., Кондуфорова Н.В.* Математическое моделирование экологических систем шельфа. Киев: Наук. Думка. 1990. 240 с.
11. *Silkin V., Pautova L., Giordano M., Artemiev V.* Interannual Variability of *Emiliania Huxleyi* Blooms in the Barents Sea: In Situ Data 2014–2018 // *Marine Pollution Bulletin*. 2020. V. 158. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111392>
12. *Флинт М.В.* Биоресурсы Арктических морей России: изменения под воздействием климата и факторов антропогенной природы, экосистемные ос-

- новы охраны. В кн.: Научно-технические проблемы освоения Арктики / Российская академия наук. М.: Наука. 2015. С. 55–71.
13. Flint M.V., Poyarkov S.G., Rymsky-Korsakov N.A. Ecosystems of the Siberian Arctic Seas-2017 (Cruise 69 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh) // *Oceanology*. 2018. V. 5. P. 315–318.  
<https://doi.org/10.1134/S0001437018020042>
  14. Дружкова Е.И., Макаревич П.П. Годовой цикл на-нофитопланктона прибрежных вод Баренцева моря // *Известия РАН. Серия Биологическая*. 2008. № 4. С. 497–506.
  15. Ильяш Л.В., Ратькова Т.Н., Радченко И.Г., Житина Л.С. Фитопланктон Белого моря // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир. 2012. С. 605–639.
  16. Макаревич П.П., Ларионов В.В. Годовой цикл развития планктонного фитоценоза Обь-Енисейского мелководья Карского моря // *Океанология*. 2011. Т. 37. № 1. С. 3–8.
  17. Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea Primary Production in Autumn: Biotic and Abiotic Forcing of Subsurface Layer // *J. Mar. Sys.* 2014. V. 132. P. 130–149.
  18. Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 605–619.
  19. Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A., et al. Modelling Kara Sea Phytoplankton Primary Production: Development and Skill Assessment of Regional Algorithms // *J. Sea Res.* 2017. V. 125. P. 1–17.

## MODEL ASSESSMENTS OF ENVIRONMENTAL RISK FOR ARCTIC SHELF ECOSYSTEMS IN THE DEVELOPMENT OF ITS RESOURCES

N. V. Solovjova<sup>a,#</sup> and Academician of the RAS L. I. Lobkovsky<sup>a,##</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: soloceanic@yandex.ru*

<sup>##</sup>*E-mail: llobkovsky@ocean.ru*

The article proposes a method for assessing environmental risk for the Arctic shelf. The method is based on a probabilistic model that allows you to combine the natural mode of functioning of shelf ecosystems with the modes of exposure to stressors. The model made it possible to calculate the annual course of environmental risk against the background of natural variations of ecosystem components with given probabilities of impacts from technological processes. The annual course of the permissible probability of impacts was also calculated. Based on the results obtained, a non-trivial conclusion is made about the danger of reducing the requirements for environmental safety of resource development in ecosystems with low biological productivity.

*Keywords:* modeling, environmental risk assessments, probability of acceptable impacts, shelf ecosystems, Arctic

УДК 551.583

## ЭМПИРИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ВКЛАДА ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И ЕСТЕСТВЕННОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ В ТРЕНДЫ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ШИРОТ

© 2022 г. Академик РАН И. И. Мохов<sup>1,2,\*</sup>, Д. А. Смирнов<sup>1,3,\*\*</sup>

Поступило 18.11.2021 г.  
После доработки 24.11.2021 г.  
Принято к публикации 25.11.2021 г.

Получены количественные оценки вклада антропогенных воздействий, характеризующихся изменениями радиационного воздействия парниковых газов в атмосфере, и ключевых мод естественной климатической изменчивости в тренды приповерхностной температуры разных широтных зон Северного (СП) и Южного полушария (ЮП) на различных временных горизонтах с использованием данных наблюдений. В том числе с использованием трехкомпонентных авторегрессионных моделей и данных с XIX века оценена роль в формировании температурных трендов Атлантической мультисотлетней осцилляции, Эль-Ниньо/Южного колебания, Тихоокеанской десятилетней осцилляции, Тихоокеанской междесятилетней осцилляции и Антарктической осцилляции. Результаты анализа свидетельствуют о существенной роли изменений радиационного воздействия парниковых газов в атмосфере в формировании тренда глобальной приповерхностной температуры, усиливающейся с увеличением временного горизонта. При этом отмечены значительные различия для широтных зон ЮП и СП, связанные с влиянием разных мод естественной климатической изменчивости. При более слабых температурных трендах в широтных зонах ЮП с большим покрытием океанами, чем в СП, вследствие естественных колебаний климата могут проявляться и проявляются отрицательные тренды приповерхностной температуры на интервалах в несколько десятилетий на общем фоне долгопериодного глобального потепления. С отмеченными глобальными и региональными особенностями температурных изменений связана одна из ключевых климатических проблем последних лет – разнонаправленные тренды протяженности антарктических и арктических морских льдов.

*Ключевые слова:* современные изменения климата, температурные тренды, Атлантическая мультисотлетняя осцилляция, Эль-Ниньо/Южное колебание, Тихоокеанская десятилетняя осцилляция, Тихоокеанская междесятилетняя осцилляция, Антарктическая осцилляция, авторегрессионные модели

DOI: 10.31857/S2686739722030082

### ВВЕДЕНИЕ

Одна из современных проблем связана с получением адекватных количественных оценок вклада естественных и антропогенных факторов в

формирование происходящих глобальных и региональных изменений климата. По данным наблюдений на фоне векового приповерхностного потепления для Земли в целом, которое связывается с ростом содержания в атмосфере парниковых газов, проявляется значительная климатическая изменчивость. Межгодовые и междесятилетние температурные вариации связаны как с внешними воздействиями, включая солнечную и вулканическую активность, так и с естественными климатическими вариациями, в том числе с ключевыми модами климатической изменчивости, включая квазициклические процессы типа Эль-Ниньо/Южного колебания (El-Niño/Southern Oscillation – ENSO), Атлантической мультисотлетней осцилляции, Тихоокеанской десятилетней осцилляции, Тихоокеанской междесятилетней осцилляции и Антарктической осцилляции.

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup>Саратовский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова Российской академии наук, Саратов, Россия

\*E-mail: mokhov@ifaran.ru

\*\*E-mail: smirnovda@yandex.ru

десятилетней осцилляции (Atlantic Multidecadal Oscillation – AMO), Тихоокеанской десятилетней осцилляции (Pacific Decadal Oscillation – PDO), Тихоокеанской междесятилетней осцилляции (Interdecadal Pacific Oscillation – IPO) и Антарктической осцилляции (Antarctic Oscillation – AAO) [1–20]. Цель данной работы – получение количественных оценок вклада антропогенных воздействий, связанных с изменениями в атмосфере содержания парниковых газов, и различных ключевых мод климатической изменчивости в температурные тренды разных широтных зон Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий и для Земли в целом на различных временных масштабах с использованием данных наблюдений.

### ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

При анализе использовались многолетние данные для приповерхностной температуры разных широтных зон с 1880 г. (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/>). В сопоставлении с данными для тропических ( $0^\circ$ – $30^\circ$  с.ш.), средних ( $30^\circ$ – $60^\circ$  с.ш.) и арктических ( $60^\circ$ – $90^\circ$  с.ш.) широт СП анализировались данные для разных широт ЮП – тропических ( $0^\circ$ – $30^\circ$  ю.ш.), средних ( $30^\circ$ – $60^\circ$  ю.ш.) и антарктических ( $60^\circ$ – $90^\circ$  ю.ш.). В числе ключевых мод естественной климатической изменчивости при анализе трендов на разных временных интервалах до столетнего масштаба использовались индексы AMO с 1856 г. (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/>), ENSO с 1870 г. (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/>), PDO с 1854 г. (<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>), IPO с 1870 г. (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/IPOTPI/>) и AAO (или Southern Annular Mode) для периода 1871–2012 гг. ([https://psl.noaa.gov/data/20thC\\_Rean/timeseries/monthly/SAM/](https://psl.noaa.gov/data/20thC_Rean/timeseries/monthly/SAM/)). Антропогенные воздействия характеризовались радиационным форсингом парниковых газов (с основным вкладом  $\text{CO}_2$ ) по данным GISS (<http://data.giss.nasa.gov/>) для периода 1851–2012 гг.

### МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для оценки вклада разных факторов в тренд приповерхностной температуры разных широтных зон на разных временных интервалах от 5 до 60 лет использовались трехкомпонентные авторегрессионные (АР) модели аналогично [17, 18]. Анализировались модели для аномалий приповерхностной температуры  $T$  с учетом влияния парниковых газов (GHG) и мод естественной климатической изменчивости следующего вида:

$$T_n = a_0 + a_1 T_{n-1} + a_2 I_{\text{GHG},n-1} + a_3 I_{m,n-1} + \xi_n, \quad (1)$$

где  $n$  – дискретное время (годы),  $\xi_n$  – шум (остаточные ошибки модели),  $I_{\text{GHG}}$  – радиационный форсинг парниковых газов,  $I_m$  – индекс климати-

ческой моды. Параметры моделей определялись методом наименьших квадратов, т.е. минимизацией суммы квадратов остаточных ошибок  $\xi_n = T_n - a_0 - a_1 T_{n-1} - a_2 I_{\text{GHG},n-1} - a_3 I_{m,n-1}$ , по данным наблюдений для периода 1880–2012 гг. В качестве величины  $T$  использовалась температура одной из широтных зон, в качестве  $I_m$  – индекс одной из мод:  $I_{\text{AMO}}$  (медленная компонента исходного индекса AMO, полученная его фильтрацией методом скользящего среднего с временной характеристикой фильтра, линейно спадающей до нуля на интервале 10 лет),  $I_{\text{ENSO}}$  (индекс ENSO),  $I_{\text{PDO}}$  (индекс PDO),  $I_{\text{IPO}}$  (индекс IPO) или  $I_{\text{AAO}}$  (индекс AAO).

Для определения вклада каждого (антропогенного или естественного) фактора в линейный тренд температуры разных широтных зон на временном интервале  $[L_{\text{start}}, L_{\text{end}}]$  длительностью  $L = L_{\text{end}} - L_{\text{start}}$  анализировались две временные реализации АР модели (1), соответствующие реальному и гипотетическому режимам этого фактора. При этом на “вход” модели (1) подавался вместо наблюдаемого ряда значений анализируемого фактора (например, моды естественной изменчивости  $I_{m,n}$ ) искусственно сгенерированный ряд (обозначим его  $\tilde{I}_{m,n}$ ). Начальное значение  $T$  и ряд значений другого фактора (в данном примере этот другой фактор –  $I_{\text{GHG}}$ ) на входе модели (1) сохранялись теми же, что и для анализируемых данных наблюдений. Временной ряд остаточных ошибок  $\xi_n$  на входе модели определялся условием минимума их суммы квадратов и характеризовал внешние шумовые воздействия (внутригодовую изменчивость). Рассчитывались значения температуры  $\tilde{T}_n$  на “выходе” модели (1) при таком альтернативном условии  $\tilde{I}_{m,n}$ . Отличие двух реализаций температуры состоит только в отличии временных реализаций фактора  $I_m$  на входе модели и разница  $\delta T_n = T_n - \tilde{T}_n$  между реальными значениями  $T_n$  и модельными значениями  $\tilde{T}_n$  характеризует вклад анализируемого фактора в вариации  $T$ . Вклад анализируемого фактора в тренд температуры оценивался как соответствующая разность линейных трендов  $T_n$  и  $\tilde{T}_n$ , которая равна линейному тренду разности температур  $\delta T_n$ . Тренд на каждом интервале  $[L_{\text{start}}, L_{\text{end}}]$  (длительность  $L$  менялась диапазоне от 5 до 60 лет) оценивался коэффициентом  $\alpha_{\delta T}$  линейной регрессии  $\delta T_n = \alpha_{\delta T} n + \beta$  с использованием метода наименьших квадратов.

На основе данных наблюдений на каждом интервале  $[L_{\text{start}}, L_{\text{end}}]$  оценивались вклады в тренд в единицах К/десятилетие каждого из рассматриваемых факторов – парниковых газов (обозначим этот вклад  $C_{\text{GHG}}$ ), ENSO ( $C_{\text{ENSO}}$ ), AMO ( $C_{\text{AMO}}$ ),

**Таблица 1.** Оценки относительного вклада парниковых газов в тренды приповерхностной температуры  $C_{\text{GHG}}/\alpha_T$  для периодов разной продолжительности относительно современного режима (2012 г.)

Широты	90° с.ш.–90° ю.ш. (СП + ЮП)	0°–30° СП (ЮП)	30°–60° СП (ЮП)	60°–90° СП (ЮП)
Период (годы)				
20	0.58	0.61 (1.00)	0.41 (1.38)	0.33 (–0.52)
30	0.62	0.71 (1.22)	0.44 (1.86)	0.41 (–0.68)
50	0.82	0.86 (0.95)	0.68 (1.15)	0.64 (1.87)

ИРО ( $C_{\text{IPO}}$ ) и ААО ( $C_{\text{AAO}}$ ). Для сопоставления на каждом интервале оценивался также реальный тренд  $T$ , характеризуемый коэффициентом  $\alpha_T$  регрессии  $T_n = \alpha_T n + \beta$ .

### РЕЗУЛЬТАТЫ

С использованием данных для периода 1880–2012 гг. получены оценки коэффициентов моделей (1), характеризующие чувствительность температурных аномалий разных широтных зон к изменению радиационного форсинга парниковых газов  $I_{\text{GHG}}$  и вариациям индексов различных мод естественной климатической изменчивости  $I_m$ . Доверительные интервалы и уровни статистической значимости выводов о ненулевых значениях коэффициентов связи  $a_3$  оценены обычным образом в предположении белого шума  $\xi_n$  на основе формализма множественной регрессии, используемого для оценки самих коэффициентов моделей (1). Коэффициент связи с парниковыми газами получен отличным от нуля на уровне значимости (вероятности случайной ошибки)  $p < 0.05$  и менее для всех шести исследуемых широтных зон. Коэффициенты связи с АМО значимы на уровне  $p < 0.05$  для трех широтных зон СП и незначимы даже на уровне  $p < 0.2$  для широтных зон ЮП. Коэффициенты связи с ENSO значимы на уровне  $p < 0.2$  для всех широт, кроме средних широт обоих полушарий.

С использованием построенных AP моделей (1) получены оценки вклада в тренды температуры различных широтных зон роста содержания в атмосфере парниковых газов для разных временных интервалов. В частности, проведен анализ для последних десятилетий при фиксированном конце анализируемых временных интервалов (2012 г.) и скользущем начале. Уровень значимости вывода о ненулевом вкладе фактора в тренд тот же, что и для вывода о ненулевом значении соответствующего коэффициента связи  $a_3$  в модели (1). В табл. 1 для разных широтных зон СП и ЮП и для Земли в целом представлены полученные количественные оценки отношения тренда

приповерхностной температуры  $C_{\text{GHG}}$ , связанного с ростом содержания в атмосфере парниковых газов, к величине суммарного тренда приповерхностной температуры  $\alpha_T$  при учете АМО (при учете ENSO, PDO, IPO и ААО результаты очень близки) для интервалов разной длительности (20, 30 и 50 лет), заканчивающихся в 2012 г. Согласно этим оценкам с радиационным воздействием парниковых газов в атмосфере связан основной вклад в формирование температурного тренда глобальной приповерхностной температуры (наибольшее отношение  $C_{\text{GHG}}/\alpha_T$ ), увеличивающийся с увеличением временного горизонта от 0.58 (58%) для 20-летнего интервала (1993–2012 гг.) до 0.82 (82%) для 50-летнего интервала (1963–2012 гг.).

В СП наиболее значимый вклад, связанный с увеличением содержания в атмосфере парниковых газов, получен для широтного пояса 0°–30° с.ш.: 0.61 для 20-летнего периода, 0.71 для 30-летнего периода, 0.86 для 50-летнего периода. Для среднеширотного пояса 30°–60° с.ш. вклад влияния парниковых газов оценен меньшим – 0.5 (т.е. 50%) для сравнительно коротких временных интервалов (0.41 для 20-летнего периода, 0.44 для 30-летнего), но уже для 50-летнего интервала оценен равным 0.68, т.е. превышающим 2/3 реального тренда. Наименьший вклад в тренд приповерхностной температуры, связанный с парниковыми газами, получен для высокоширотного пояса 60°–90° с.ш.: 0.33 для 20-летнего периода, 0.41 для 30-летнего и 0.64 для 50-летнего.

Для широтных поясов ЮП оценки вклада антропогенных воздействий, связанных с ростом содержания в атмосфере парниковых газов, в формирование трендов приповерхностной температуры существенно отличаются от полученных для широтных поясов СП. При этом получены количественные оценки  $C_{\text{GHG}}/\alpha_T > 1$ , а для высоких широт ЮП и отрицательные значения. Значения  $C_{\text{GHG}}/\alpha_T > 1$  означают, что суммарный вклад других факторов (мод естественной изменчивости) и внешних шумов ( $\xi$ ) в тренд температуры на анализируемом временном интервале отри-

**Таблица 2.** Оценки относительного вклада ключевых мод естественной климатической изменчивости (АМО, ENSO, PDO) в тренды приповерхностной температуры в СП для периодов разной продолжительности относительно современного режима (2012 г.)

Период (годы)	Тропические широты ENSO (АМО, PDO)	Средние широты ENSO (АМО, PDO)	Высокие широты ENSO (АМО, PDO)
20	-0.13 (0.45, -0.01)	-0.06 (0.42, -0.03)	-0.10 (0.33, -0.06)
30	-0.04 (0.36, -0.01)	-0.02 (0.31, -0.02)	-0.03 (0.28, -0.05)
50	0.00 (0.10, -0.00)	0.00 (0.12, -0.00)	-0.00 (0.11, -0.00)

**Таблица 3.** Оценки относительного вклада ключевых мод естественной климатической изменчивости (ENSO, IPO, ААО) в тренды приповерхностной температуры в ЮП для периодов разной продолжительности относительно современного режима (2012 г.)

Период (годы)	Тропические широты ENSO (IPO, ААО)	Средние широты ENSO (IPO, ААО)	Высокие широты ENSO (IPO, ААО)
20	-0.18 (-0.12, -0.15)	0.04 (-0.01, 0.20)	-0.67 (-0.49, 0.44)
30	-0.06 (-0.08, -0.14)	0.01 (-0.01, 0.25)	-0.25 (-0.31, 0.40)
50	0.00 (0.00, -0.09)	-0.00 (0.00, 0.12)	0.02 (-0.01, -0.98)

цательный и реальные значения тренда меньше оценок тренда за счет роста содержания парниковых газов в атмосфере согласно модели (1).

Для широтного пояса  $0^{\circ}$ – $30^{\circ}$  ю.ш. тренд приповерхностной температуры, связанный с радиационным воздействием парниковых газов, получен равным реальному тренду ( $C_{\text{GHG}}/\alpha_T = 1$ ) для 20-летнего периода, превышающим реальный тренд ( $C_{\text{GHG}}/\alpha_T = 1.22$ ) для 30-летнего периода и близким к реальному ( $C_{\text{GHG}}/\alpha_T = 0.95$ ) для 50-летнего периода. Для среднеширотного пояса  $30^{\circ}$ – $60^{\circ}$  ю.ш. тренд приповерхностной температуры, связанный с радиационным воздействием парниковых газов, оценен превышающим реальный тренд для временных интервалов от двух десятилетий до полувека. При этом наибольшее превышение ( $C_{\text{GHG}}/\alpha_T = 1.86$ ) получено для 30-летнего периода, а наименьшее ( $C_{\text{GHG}}/\alpha_T = 1.15$ ) для полувекового. Для высокоширотного пояса  $60^{\circ}$ – $90^{\circ}$  ю.ш. полученные отрицательные значения  $C_{\text{GHG}}/\alpha_T$  свидетельствуют о том, что для более коротких 20-летних и 30-летних интервалов тренды приповерхностной температуры, согласно анализировавшимся данным, были противоположны соответствующим трендам, связанным с влиянием парниковых газов. Для полувекового интервала тренд, связанный с ростом содержания

в атмосфере парниковых газов, и реальный тренд уже однонаправленны.

В табл. 2 и 3 представлены оценки вклада естественных климатических мод в температурные тренды  $\alpha_T$  для разных широтных зон СП и ЮП. В табл. 2 даны оценки относительного вклада АМО, ENSO и PDO для различных широтных зон СП и периодов разной продолжительности относительно современного режима (2012 г.). Наибольший вклад в тренды приповерхностной температуры на временных интервалах от двух десятилетий и более связан с АМО. В тропических широтах СП оценки  $C_{\text{АМО}}$  достигают почти половины величины реального тренда для 20-летнего интервала ( $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.45$ ) и превышают треть его ( $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.36$ ) для 30-летнего интервала, но для полувекового интервала величина  $C_{\text{АМО}}$  уже на порядок меньше реального тренда  $\alpha_T$  ( $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.10$ ). В средних и высоких широтах с АМО также связан существенный вклад в температурные тренды для сравнительно короткопериодных 20-летних ( $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.42$  и  $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.33$  соответственно) и 30-летних ( $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.31$  и  $C_{\text{АМО}}/\alpha_T = 0.28$  соответственно) интервалов. Для временных интервалов более полувека соответствующий вклад на порядок меньше.

Вклад PDO в тренды приповерхностной температуры статистически незначим. Что касается численных значений его оценок, в тропических широтах СП, как и в средних и высоких, для временных интервалов от двух до пяти десятилетий он оценен слабым. Наибольшие по абсолютной величине оценки  $C_{PDO}/\alpha_T$  ( $-0.06$  и  $-0.05$  для 20- и 30-летних интервалов соответственно) отмечены в высоких широтах. При этом значения температурных трендов, связанных с PDO, получены противоположными по знаку по отношению к реальным трендам. Максимальный вклад Эль-Ниньо в тренды приповерхностной температуры оценен для тропических ( $C_{ENSO}/\alpha_T = -0.13$ ) и высоких широт ( $C_{ENSO}/\alpha_T = -0.10$ ) для 20-летних интервалов, для более длительных интервалов он еще меньше.

В табл. 3 представлены оценки относительно вклада ENSO, IPO и ААО в тренды приповерхностной температуры различных широтных зон ЮП для периодов разной продолжительности (значимы на уровне  $p < 0.2$  только для ENSO в тропических и полярных широтах). Согласно этим оценкам в тропических широтах связанные с ENSO, IPO и ААО тренды приповерхностной температуры для 20-летних и более долгопериодных интервалов противоположны реальным. Наибольшие по абсолютному значению вклады естественных мод получены для 20-летнего интервала:  $C_{ENSO}/\alpha_T = -0.18$ ,  $C_{IPO}/\alpha_T = -0.12$ ,  $C_{AAO}/\alpha_T = -0.15$ . Оценки для средних и высоких широт ЮП существенно отличаются от оценок для тропических широт. В средних широтах ЮП наибольшие значения вклада в тренд приповерхностной температуры отмечены в связи с ААО, при этом они однонаправлены с реальными трендами. Величина  $C_{AAO}/\alpha_T$  оценена равной 0.20, 0.25 и 0.12 для 20-, 30- и 50-летних интервалов соответственно. Влияние ENSO и IPO на формирование температурных трендов на временных интервалах около двух десятилетий и более оценено слабым.

В высоких широтах ЮП, согласно полученным оценкам, с естественными климатическими модами ENSO, IPO и ААО связан значительный вклад в тренды приповерхностной температуры, сопоставимый с оценками реального тренда. Для 20- и 30-летних интервалов получено  $C_{ENSO}/\alpha_T = -0.67$ ,  $C_{IPO}/\alpha_T = -0.49$ ,  $C_{AAO}/\alpha_T = 0.44$  и  $C_{ENSO}/\alpha_T = -0.25$ ,  $C_{IPO}/\alpha_T = -0.31$ ,  $C_{AAO}/\alpha_T = 0.40$  соответственно. Связанные с ААО тренды получены однонаправленными с реальными трендами, тогда как связанные с ENSO, IPO – противоположно направленными по отношению к реальным трендам. При этом для полувекового интервала значения  $C_{ENSO}/\alpha_T$  и  $C_{IPO}/\alpha_T$  оценены

малыми, а величина  $C_{AAO}/\alpha_T$  получена отрицательной и близкой к  $-1$ , т.е. влияние ААО существенно проявляется в оценках температурных трендов и на полувековых временных интервалах. Полученные в табл. 3 результаты и их сравнение с результатами в табл. 1 свидетельствуют о существенной роли ключевых мод естественной изменчивости в ЮП в определении даже знака трендов приповерхностной температуры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного анализа свидетельствуют о существенной роли изменений радиационного воздействия парниковых газов в атмосфере в формировании температурного тренда глобальной приповерхностной температуры, усиливающейся с увеличением временного горизонта. При этом отмечены значительные различия для широтных зон ЮП и СП, связанные с влиянием разных мод естественной климатической изменчивости, на фоне долгопериодных температурных трендов, связанных с антропогенными воздействиями. При более слабых температурных трендах в широтных зонах ЮП с большим покрытием океанами, чем в СП, вследствие естественных колебаний климата могут проявляться отрицательные тренды приповерхностной температуры на интервалах в несколько десятилетий на общем фоне долгопериодного глобального потепления.

С отмеченными глобальными и региональными особенностями температурных изменений связана одна из ключевых климатических проблем последних лет. Наиболее яркий пример современного глобального потепления – большая скорость уменьшения площади арктических морских льдов. При этом до последних лет отмечался общий рост, хотя и статистически незначимый, площади антарктических морских льдов на фоне глобального потепления. Это связано с тем, что наиболее полные и детальные данные о протяженности морских льдов по спутниковым данным доступны только с конца 1970-х гг. Как отмечено в [20], в областях формирования антарктических морских льдов в приантарктических широтах с 1970-х гг. до последних лет отмечалось общее понижение температуры у поверхности (в 2016 г. было диагностировано быстрое уменьшение площади морских льдов в Южном океане). Кросс-корреляционный и кросс-вейвлетный анализы свидетельствуют о значимой когерентности и отрицательной корреляции температуры у поверхности и протяженности морских льдов в последние десятилетия не только в Арктике, но и в Антарктике [20]. Отмеченные особенности связаны с региональными проявлениями естественных колебаний климата с периодами до нескольких десятилетий на фоне векового глобального

потепления и относительно слабого тренда температуры поверхности в океанических широтах ЮП.

Для получения адекватных количественных оценок возможных глобальных и региональных изменений климата и его межгодовой и более долгопериодной изменчивости в связи с антропогенными воздействиями необходимы количественные оценки того, насколько существенно ключевые моды естественной климатической изменчивости с характерными периодами до нескольких десятилетий могут увеличить или уменьшить скорость современных климатических изменений в различных регионах и на разных временных горизонтах.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (№ 19-17-00240) с использованием результатов об особенностях изменчивости климата в средних и высоких широтах Северного полушария, полученных в рамках соглашения с Минобрнауки Российской Федерации (договор № 075-15-2020-776).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kaufmann R.K., Stern D.I. Evidence for Human Influence on Climate from Hemispheric Temperature Relations // *Nature*. 1997. V. 388. P. 39–44.
2. Allen M.R., Gillett N.P., Kettleborough J.A., et al. Quantifying Anthropogenic Influence on Recent Near-surface Temperature Change // *Surv. Geophys.* 2006. V. 27. P. 491–544.
3. Verdes P.F. Global Warming is Driven by Anthropogenic Emissions: A Time Series Analysis Approach // *Phys. Rev. Lett.* 2007. V. 99. L048501.
4. Lean J.L., Rind D.H. How Natural and Anthropogenic Influences Alter Global and Regional Surface Temperatures: 1889 to 2006 // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L18701.
5. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Диагностика причинно-следственной связи солнечной активности и глобальной приповерхностной температуры Земли // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 3. С. 283–293.
6. Lean J.L., Rind D.H. How Will Earth's Surface Temperature Change in Future Decades? // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. L15708.
7. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Эмпирические оценки воздействия антропогенных и естественных факторов на глобальную приповерхностную температуру // *ДАН*. 2009. Т. 426. С. 679–684.
8. Smirnov D.A., Mokhov I.I. From Granger Causality to “Long-term Causality”: Application to Climatic Data // *Phys. Rev. E*. 2009. V. 80 (1). L016208.
9. Loehle C., Scafetta N. Climate Change Attribution Using Empirical Decomposition of Climatic Data // *Open. Atmos. Sci. J.* 2012. V. 5. P. 74–86.
10. Мохов И.И., Смирнов Д.А., Карпенко А.А. Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений // *ДАН*. 2012. Т. 443. № 2. С. 225–231.
11. Imbers J., Lopez A., Huntingford C., Allen M.R. Testing the Robustness of the Anthropogenic Climate Change Detection Statements Using Different Empirical Models // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013. V. 118. P. 3192–3199.
12. Triacca U., Attanasio A., Pasini A. Anthropogenic Global Warming Hypothesis: Testing its Robustness by Granger Causality Analysis // *Environmetrics*. 2013. V. 24 (4). P. 260–268.
13. Zhou J., Tung K.K. Deducing Multidecadal Anthropogenic Global Warming Trends Using Multiple Regression Analysis // *J. Atmos. Sci.* 2013. V. 70. P. 3–8.
14. Stern D.I., Kaufmann R.K. Anthropogenic and Natural Causes of Climate Change // *Clim. Change*. 2014. V. 122. P. 257–269.
15. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Взаимосвязь вариаций глобальной приповерхностной температуры с процессами Эль-Ниньо/Ла-Нинья и Атлантическим долгопериодным колебанием // *ДАН*. 2016. Т. 467. № 5. С. 580–584.
16. Stolpe M.B., Medhaug I., Knutti R. Contribution of Atlantic and Pacific Multidecadal Variability to Twentieth-century Temperature Changes // *J. Clim.* 2017. V. 30. P. 6279–6295.
17. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Оценки вклада Атлантической мультидесятилетней осцилляции и изменений атмосферного содержания парниковых газов в тренды приповерхностной температуры по данным наблюдений // *ДАН*. 2018. Т. 480. № 1. С. 97–102.
18. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Вклад радиационного воздействия парниковых газов и атлантической мультидесятилетней осцилляции в тренды приповерхностной температуры // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 9. С. 5–13.
19. Smirnov D.A., Mokhov I.I. Relating Granger Causality to Long-term Causal Effects // *Phys. Rev. E*. 2015. V. 92 (4). L042138.
20. Мохов И.И., Парфенова М.Р. Связь протяженности антарктических и арктических морских льдов с температурными изменениями в 1979–2020 гг. // *ДАН*. 2021. Т. 496. № 1. С. 71–77.

## EMPIRICAL ESTIMATES OF THE CONTRIBUTION OF GREENHOUSE GASES AND NATURAL CLIMATIC VARIABILITY TO NEAR-SURFACE TEMPERATURE TRENDS FOR DIFFERENT LATITUDES

Academician of the RAS **I. I. Mokhov<sup>a,b,#</sup>** and **D. A. Smirnov<sup>a,c,##</sup>**

<sup>a</sup>*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Saratov Branch of V.A. Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics of the Russian Academy of Sciences, Saratov, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: mokhov@ifaran.ru*

<sup>##</sup>*E-mail: smirnovda@yandex.ru*

We have obtained quantitative estimates of the contribution of the anthropogenic influence, characterized by the changes in the radiative forcing of greenhouse gases in the atmosphere, and of the key modes of natural climate variability to the surface air temperature trends in different latitudinal zones of the Northern and the Southern Hemispheres on different temporal horizons from observation data. In particular, with the aid of trivariate autoregressive models and the data since the 19th century, we have estimated the role of Atlantic Multidecadal Oscillation, El-Nino/Southern Oscillation, Pacific Decadal Oscillation, Interdecadal Pacific Oscillation, and Antarctic Oscillation in forming the temperature trends. Results of the analysis evidence an essential role of the changes in the radiative forcing of the greenhouse gases in the atmosphere in forming the global surface temperature trend, and this role increases with an increasing temporal horizon. Furthermore, we have noted essential differences between latitudinal zones of the SH and the NH related to the influences of the different modes of natural climate variability. At weaker temperature trends in the latitudinal zones of the SH with greater area of the oceans than in the NH and due to natural climate oscillations, there may be manifested and are manifested negative trends of the surface air temperature on the intervals of several decades under the general long-period global warming. Those global and regional features of the temperature variations relate to a key climate problem of the last years, i.e. to that of mutually contrarily directed trends in the extents of the Antarctic and the Arctic sea ice.

*Keywords:* modern climate change, temperature trends, Atlantic Multidecadal Oscillation, El-Nino/Southern Oscillation, Pacific Decadal Oscillation, Interdecadal Pacific Oscillation, Antarctic Oscillation, autoregressive models

УДК 551.89:599.32

## ИЗМЕНЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ АРЕАЛА РЕЧНОГО БОБРА (*CASTOR FIBER LINNAEUS*, 1758, RODENTIA, MAMMALIA) НА ПОЛУОСТРОВЕ ЯМАЛ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В ГОЛОЦЕНЕ

© 2022 г. П. А. Косинцев<sup>1,\*</sup>, Р. М. Хантемиров<sup>1</sup>, В. В. Кукарских<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Е.А. Вагановым 01.09.2021 г.

Поступило 01.09.2021 г.

После доработки 01.11.2021 г.

Принято к публикации 11.11.2021 г.

На территории современной тундровой зоны на полуострове Ямал найдены фрагменты стволов березы (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Ledeb.) Nyman) и ели (*Picea obovata* Ledeb.) со следами погрызов речным бобром (*Castor fiber* Linnaeus, 1758). Фрагменты деревьев датированы радиоуглеродным и древесно-кольцевым методом. В начале среднего голоцена северная граница ареала бобра находилась по 68°39' с.ш. В конце среднего голоцена она располагалась на 67°33' с.ш. В начале позднего голоцена – на 66°33' с.ш. Изменения границы происходили вслед за формированием на полуострове Ямал сомкнутых лесов. По мере их становления происходило продвижение на север ареала бобра. При отступании к югу границы древесной растительности отступал к югу и ареал бобра. Стабилизация северной границы ареала бобра произошла в начале субатлантической климатической стадии позднего голоцена в связи со стабилизацией южной границы лесотундровой зоны.

**Ключевые слова:** речной бобр, *Castor fiber*, древесная растительность, лесотундра, ареал, голоцен, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S2686739722030070

Изменение ареала отражает реакцию вида на динамику значимых факторов среды и является одним из механизмов формирования фаун. Одним из видов, ареал которых в последние тысячелетия значительно менялся, является речной бобр (*Castor fiber* Linnaeus, 1758). Бобр относится к облигатным дендрофилам, т.е. его биология тесно связана с древесной растительностью. В голоцене этот вид занимал почти всю Северную Европу [1–3], но в XVIII–XIX веках произошло значительное сокращение и фрагментация его ареала [1, 4], а с начала XXI века ареал бобра начал быстро восстанавливаться [5]. Основной причиной сокращения ареала бобра был антропогенный фактор (охота) [4]. Самые ранние находки костных остатков бобра на севере Западной Сибири известны из местонахождений в современной лесотундровой зоне, датированные началом субатлантической климатической стадии позднего голоцена (2600–1800 лет назад) [6]. Здесь он обитал до начала XVIII века [4, 6]. Таким образом,

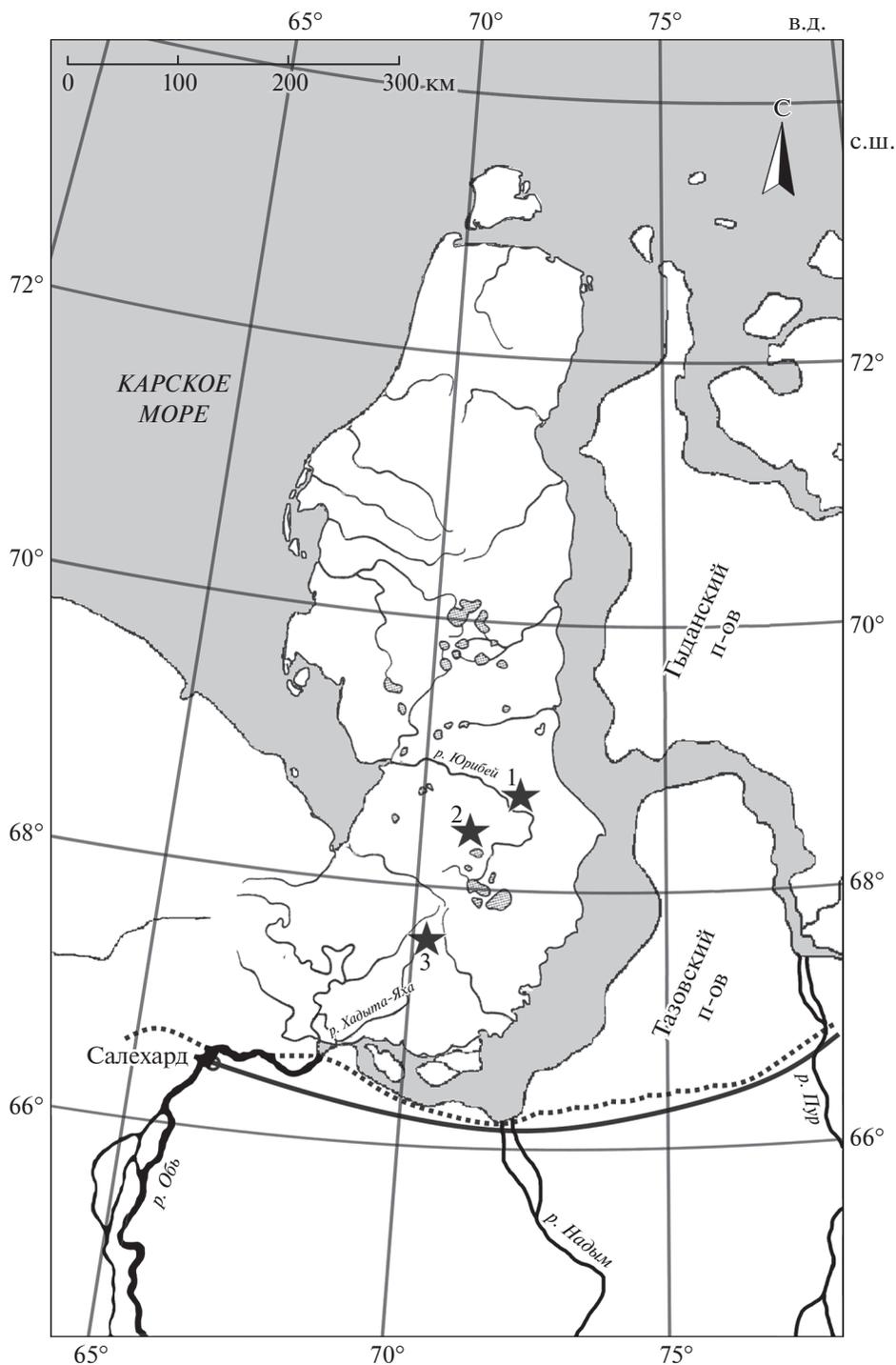
в Западной Сибири северная граница распространения бобра с начала позднего голоцена (субатлантический период, фаза 1) до начала XVIII века проходила по лесотундровой зоне [6] и на протяжении XVIII века значительно сместилась к югу [4]. Определить положение здесь северной границы ареала бобра в более ранние периоды голоцена до последнего времени не представлялось возможным, так как костные остатки для этих периодов отсутствуют.

В 1980–2000-е годы на Ямале проводился сбор образцов полуископаемой древесины для дендрохронологических исследований [7]. Среди собранных образцов из нескольких местонахождений (рис. 1) были выделены экземпляры специфической формы и с характерными следами погрызов (рис. 2). Следы погрызов имеют в сечении слабо вогнутый профиль и ширину 5–6 мм. Форма концов фрагментов древесины и следы на них однозначно указывают, что они оставлены речным бобром [8].

Образцы со следами погрызов были датированы радиоуглеродным и дендрохронологическим методами. Радиоуглеродное датирование проведено в лаборатории археологической технологии Института истории материальной культуры РАН жидкосцинтилляционным методом (лаборатор-

<sup>1</sup>Институт экологии растений и животных Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

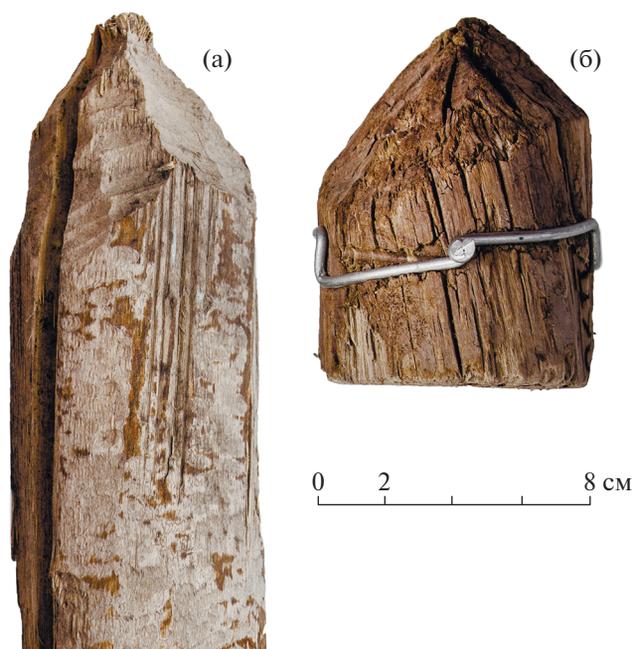
\*E-mail: kpa@ipae.uran.ru



**Рис. 1.** Места находок полуископаемой древесины со следами погрызов бобрами. ★ – находки следов жизнедеятельности бобров (1 – Меретаяха, 2 – Янгорейнгынесе, 3 – Хадьга-яха); — — северная граница ареала бобра на начало XVIII века [3, 4, 6]; - - - - - современная южная граница лесотундры [14].

ный индекс образцов ЛЕ-). Очистка и обработка образцов проводились по стандартной методике. В качестве счетного вещества использован бензол согласно методике Х.А. Арсланова [9]. Измерение активности счетного препарата проводилось на

ультранизкофоном жидко-сцинтиляционном альфа/бета спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Для перевода из радиоуглеродного возраста в календарный возраст все полученные радиоуглеродные даты были откалиброваны с помо-



**Рис. 2.** Стволы березы (*B. pubescens*) со следами погрызов бобра: (а) современное дерево, (б) полуископаемая древесина из местонахождения Хадыта-яха.

шью программы CALIB 8.0 с использованием калибровочной кривой IntCal20 [10]. Дендрохронологическое датирование проводилось путем сравнения рисунков изменчивости ширины годичных колец [11] образцов с погрызами с мастер-хронологией для этого района [7].

На рис. 1 показаны места находок полуископаемой древесины со следами погрызов бобрами. *Местонахождение Меретаяха* (1). Два фрагмента стволов березы (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Ledeb.) Nyman) найдены на бечевнике реки Юрибей в месте размыва погребенного торфяника, в основании которого лежат стволы древовидной березы (*B. pubescens*), кустарников ивы (*Salix* sp.) и ольхи (*Alnus alnobetula* (Ehrh.) K. Koch s. l.). Радиоуглеродный возраст одного из фрагментов

березы  $7060 \pm 40$  лет, ЛЕ-8034 (табл. 1). *Местонахождение Янгорейнгынесе* (2). Фрагмент ствола ели (*Picea obovata* Ledeb.) найден в отложениях реки Янгорейнгынесе, левого притока р. Левый Юрибей. Радиоуглеродный возраст этого образца  $6850 \pm 60$  лет, ЛЕ-8035 (табл. 1). *Местонахождение Хадыта* (3). Фрагмент ствола березы (*B. pubescens*) найден на берегу реки Хадыта-Яха. Годы жизни этого дерева, определенные древесно-кольцевым методом, — 4078–3979 лет до н.э. (табл. 1).

Все местонахождения расположены в южной части полуострова Ямал в долинах рек, на расстоянии 5–50 км от их истоков. Бассейны рек Юрибей, Левый Юрибей и Хадыта-Яха находятся в пределах полуострова Ямал. Это исключает при-

**Таблица 1.** Возраст фрагментов стволов деревьев с погрызами бобра (*Castor fiber*)

№	Местонахождение	Географические координаты	Вид	$^{14}\text{C}$ возраст, лет	Калиброванный возраст ( $\pm 2\sigma$ ), лет до н.э.	Дендрохронологический возраст, лет до н.э.
1	Меретаяха	68°39' с.ш., 71°55' в.д.	Береза ( <i>B. pubescens</i> )	7060 $\pm$ 40, ЛЕ-8034 <sup>1</sup>	6020–5840 BC	—
2	Янгорейнгынесе	68°24' с.ш., 71°33' в.д.	Ель ( <i>P. obovata</i> )	6850 $\pm$ 60, ЛЕ-8035 <sup>1</sup>	5880–5630 BC	—
3	Хадыта-Яха	67°33' с.ш., 70°07' в.д.	Береза ( <i>B. pubescens</i> )	—	—	3979 BC

Примечание. <sup>1</sup> ЛЕ-8034, ЛЕ-8035 — лабораторные номера образцов.

нос фрагментов деревьев со следами погрызов бобрами из южных районов.

Дендрохронологические и радиоуглеродные даты показывают, что в Западной Сибири северная граница ареала бобра в голоцене проходила значительно севернее ее положения в историческое время. В начале атлантического периода голоцена (АТ 1) бобр обитал в бассейне реки Юрибей ( $68^{\circ}39'$  с.ш.). В верховьях реки Хадыта-Яха ( $67^{\circ}33'$  с.ш.) он обитал в середине суббореального периода голоцена (SB 2). В начале субатлантического периода (SA 1) северная граница ареала бобра проходила примерно по Северному Полярному кругу ( $66^{\circ}33'$  с.ш.) [6]. На этой широте она оставалась до начала XVIII века [4].

Древесная растительность на Ямале появилась в начале голоцена, во второй половине пребореального периода (PB 2, 9600–9300 л.н.) [12, 13]. В конце бореального периода (BO 3, 8250 л.н.) она распространилась до северного Ямала [12]. В первой половине атлантического периода (АТ 1–2) на Ямале к югу от  $69^{\circ}$  с.ш. сформировалась зона лиственнично-елово-березовых лесов [12]. Биология бобра тесно связана с древесной растительностью, и его ареал смещался на север по мере формирования на Ямале сомкнутых лесов. В суббореальный период (SB 1–2, 4600–3200 л.н.) начинается деградация древесной растительности на Ямале [12] и ее граница в период с 4400 по 3500 лет назад отодвигается далеко к югу [7, 13]. Вместе с ней к югу смещается ареал бобра.

Анализ хронологии и географии распространения находок фрагментов древесины со следами погрызов бобрами на Ямале отражает изменение границы их ареала на протяжении среднего и позднего голоцена. Изменения границы происходили вслед за формированием на полуострове Ямал сомкнутых лесов. По мере их становления происходило продвижение ареала бобра на север. При отступании к югу границы древесной растительности отступал к югу и ареал бобра. Стабилизация северной границы ареала бобра произошла в начале субатлантической климатической стадии позднего голоцена в связи со стабилизацией южной границы лесотундровой зоны.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Г.И. Зайцеву (ИИМК РАН) за проведение радиоуглеродного датирования образцов древесины и музей Института экологии растений и животных УрО РАН за предоставленные для исследования образцы.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 21-14-00330).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скалон В.Н. Речные бобры Северной Азии. М.: Изд-во Московского общества испытателей природы; 1951.
2. Лавров Л.С. Бобры Палеарктики. Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета; 1981.
3. Калякин В.Н., Турубанова С.А. О современном и прошлом распространении речного бобра в Сибири. В сб.: “Итоги и перспективы развития териологии Сибири” (24–26 мая 2001, Иркутск). 2001. С. 99–103.
4. Кириков С.В. Промысловые животные, природная среда и человек. М.: Наука, 1966.
5. Halley D.J., Saveljev A.P., Rossel F. Population and Distribution of Beavers *Castor fiber* and *Castor canadensis* in Eurasia // Mammal Review. 2021. V. 51. № 1. P. 1–24.
6. Bachura O.P., Kosintsev P.A., Lobanova T.V. Large Mammal Fauna of the West Siberian Forest-tundra Zone in the Late Holocene // Russian Journal of Theriology. 2019. V. 18. № 1. P. 43–50. <https://doi.org/10.15298/rusjtheriol.18.1.05>
7. Хантемиров Р.М., Шиятов С.Г., Горланова Л.А. и др. 8768-летняя Ямальская древесно-кольцевая хронология как инструмент для палеоэкологических реконструкций // Экология. 2021. № 5. С. 388–397. <https://doi.org/10.31857/S0367059721050085>
8. Hinze G. Der Biber. Berlin: Akademie-Verlag; 1950.
9. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ, 1987. 300 с.
10. Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. № 1. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
11. Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В. и др. Методы дендрохронологии. Часть I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации: Учебно-методич. пособие. Красноярск: КрасГУ, 2000. 80 с.
12. Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Серова А.К. Некоторые черты палеогеографии Ямала в голоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 73–89.
13. Хантемиров Р.М., Шиятов С.Г. Основные этапы развития древесной растительности на Ямале в голоцене // Экология. 1999. № 3. С. 163–169.
14. Говорухин В.С. Зона лесотундры // Западная Сибирь. М.: Наука, 1963. С. 324–331.

**CHANGES IN THE NORTHERN BOUNDARY OF EURASIAN BEAVER  
(*CASTOR FIBER* LINNAEUS, 1758, RODENTIA, MAMMALIA) RANGE  
ON THE YAMAL PENINSULA (WESTERN SIBERIA)  
DURING THE HOLOCENE**

**P. A. Kosintsev<sup>a,#</sup>, R. M. Hantemirov<sup>a</sup>, and V. V. Kukarskih<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: kpa@ipae.uran.ru*

Presented by Academician of the RAS E.A. Vaganov September 1, 2021

Fragments of birch (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Ledeb.) Nyman) and spruce (*Picea obovata* Ledeb.) trunks with traces of gnawing by Eurasian beaver (*Castor fiber* Linnaeus, 1758) were found in the modern tundra area of the Yamal Peninsula. Tree fragments were dated by radiocarbon and tree-ring methods. At the beginning of the Middle Holocene, the northern boundary of the beaver's range was located at 68°39' N. At the end of Middle Holocene it was at 67°33' N. At the beginning of the Late Holocene it was 66°33' N. Changes of the boundary followed the formation of closed forests on the Yamal Peninsula. As they became established, the beaver's range moved northward. As the woody vegetation boundary retreated to the south, the beaver's range also retreated to the south. Stabilization of the northern boundary of the beaver range occurred in the beginning of the sub-Atlantic climatic stage of the Late Holocene in accordance with the stabilization of the southern boundary of the forest-tundra zone

*Keywords:* Eurasian beaver, *Castor fiber*, woody vegetation, forest tundra, range, Holocene, Western Siberia

УДК 551.582.3:551.46 (262.54)

## НОВОЕ СОСТОЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА АЗОВСКОГО МОРЯ В XXI ВЕКЕ

© 2022 г. С. В. Бердников<sup>1,\*</sup>, Л. В. Дашкевич<sup>1</sup>, В. В. Кульгин<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Г.Г. Матишовым 15.10.2021 г.

Поступило 20.10.2021 г.

После доработки 08.11.2021 г.

Принято к публикации 11.11.2021 г.

В статье рассмотрена динамика состояния Азовского моря на протяжении XX–начала XXI вв. Представлены основные факторы, формировавшие гидрологический режим водоема. Выявлено, что текущее состояние Азовского моря: значительная положительная аномалия температуры и солености вод, не отмечалось ранее в истории исследования данного водоема. Отмечено увеличение среднего квадратичного отклонения рядов среднегодовых значений, как по солености, так и по температуре воды, что может говорить об увеличении изменчивости этих характеристик в современный период.

*Ключевые слова:* Азовское море, климатические изменения, температура воды, соленость воды

DOI: 10.31857/S2686739722030057

### ВВЕДЕНИЕ

Азовское море замыкает цепь средиземноморских морей, связанных с Атлантическим океаном и опоясывающих южные берега Европы. Его небольшие размеры (площадь 39 тыс. км<sup>2</sup>, максимальная глубина 13 м (средняя – 7 м) [1]) обуславливают существенную зависимость гидрологического режима и биологической продуктивности от внешнего влияния. На рубеже XX и XXI веков в бассейне Азовского моря произошли существенные изменения, обусловленные колебаниями климата и возросшей антропогенной нагрузкой на регион [2–4].

В данной статье для Азовского моря выполнено сопоставление двух важных гидрологических (и экосистемных) параметров его вод: среднегодовых осредненных в пределах акватории значений солености и температуры между собой и с температурой воздуха, ледовитостью и суммарным речным стоком. Именно эти характеристики определяют жизнедеятельность гидробионтов и хозяйственную деятельность человека в акватории. Рассмотрен почти 100-летний ряд инструментальных наблюдений и показано, что экосистема Азовского моря на рубеже XX и XXI веков перешла в новое состояние, не наблюдавшееся ранее.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным источником была общедоступная океанографическая база данных по Азовскому морю [5, 6], которая содержит более 47000 станций с данными по солености за 1924–2012 гг. (рис. 1 а). Для периода 2013–2019 гг. использованы более 1500 станций морских наблюдений ЮНЦ РАН [7, 8] (рис. 1 б). Среднегодовые осредненные по акватории моря значения солености рассчитаны согласно [9].

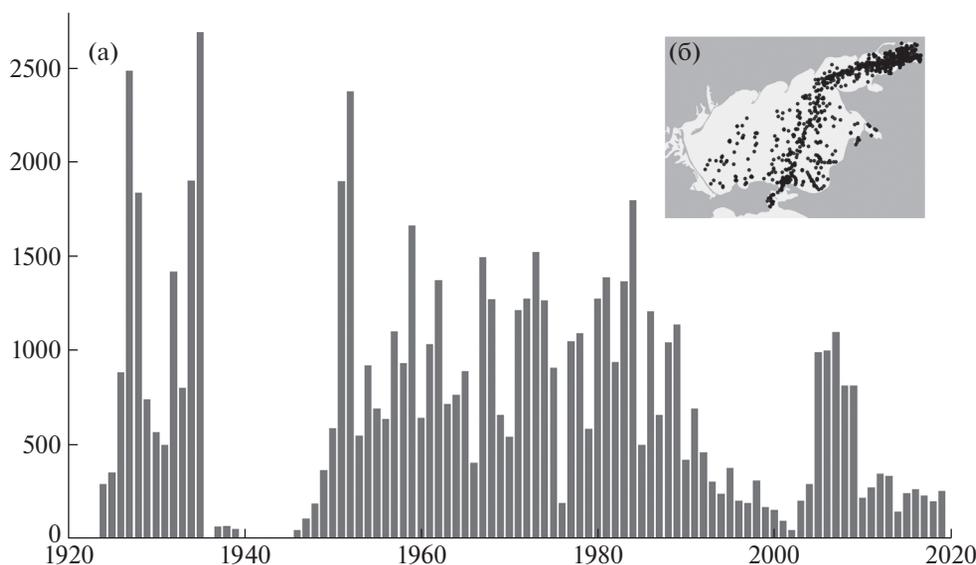
Средняя годовая температура воды и воздуха для моря в целом рассчитывалась по данным 6 гидрометеорологических станций (ГМС): Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Кубанская устьевая, Геническ, Бердянск по информации из общедоступной базы данных ВНИИГМИ-МЦД [10] в соответствии с подходом, предложенным в [11].

Средняя сезонная ледовитость моря за 1950–1977 гг. по данным наблюдений приведена согласно [1]. За 2001–2019 гг. ледовитость рассчитана по данным Международного Центра Данных – Морской Лед [12]. Пропуски за 1924–1949 и 1978–1999 гг. заполнены расчетным методом с помощью гидрологической модели, апробация которой в части расчета ледовитости и сравнимость полученных результатов с оценками по данным натурных наблюдений и космоснимкам представлены в [13].

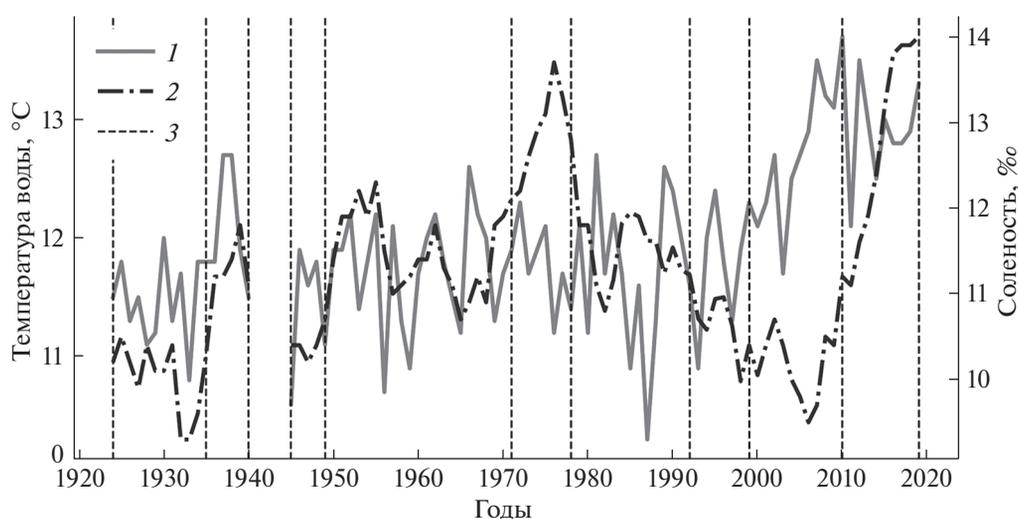
Анализ рядов солености и температуры воды Азовского моря и их аномалий относительно среднемноголетних значений 1924–2019 гг. позволил с применением кластерного анализа выде-

<sup>1</sup>Федеральный исследовательский центр  
“Южный научный центр Российской академии наук”,  
Ростов-на-Дону, Россия

\*E-mail: berdnikov@ssc-ras.ru



**Рис. 1.** Морские станции с измерениями солёности: (а) распределение количества станций по годам; (б) пространственное распределение станций за 2013–2019 гг.



**Рис. 2.** Динамика среднегодовых осредненных по морю значений температуры 1 и солёности 2 вод Азовского моря, границы периодов 3.

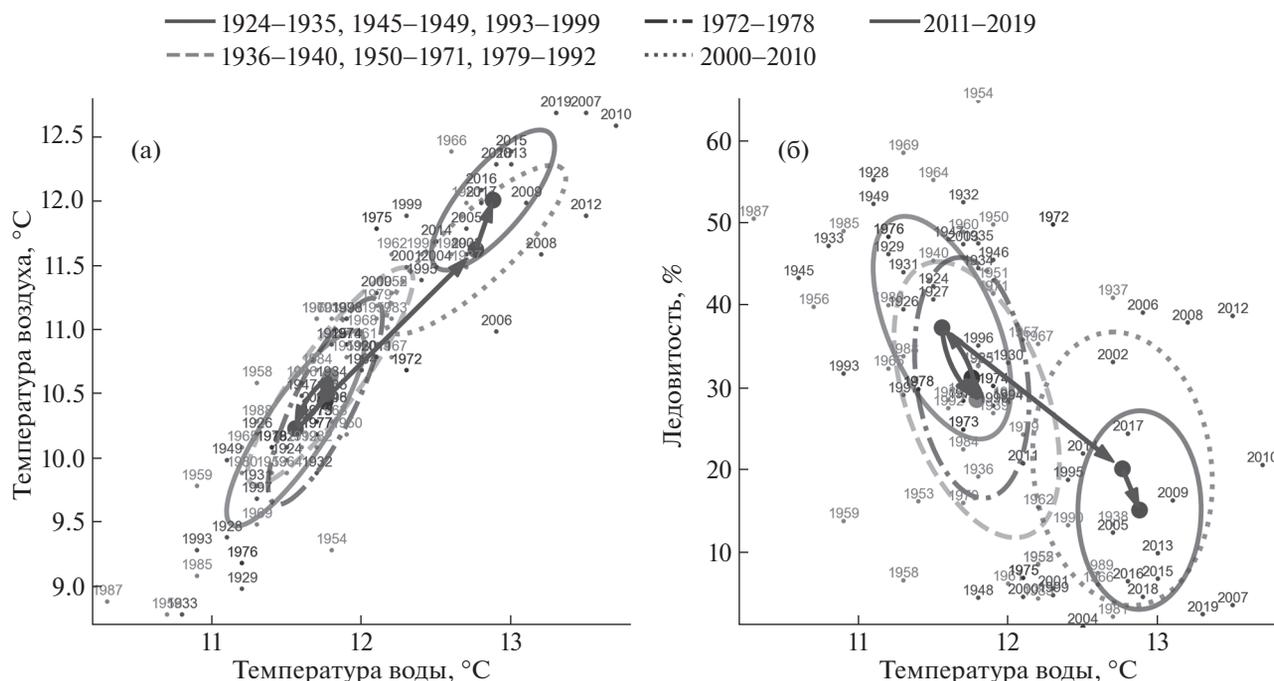
лить следующие периоды: 1924–1935, 1936–1940, 1945–1949, 1950–1971, 1972–1978, 1979–1992, 1993–1999, 2000–2010 и 2011–2019 гг. (рис. 2). Из-за отсутствия большей части данных наблюдений в период Великой Отечественной войны интервал 1941–1944 гг. отсутствует.

Для выделенных периодов и рассматриваемых переменных состояния (температуры воздуха и воды, солёности вод, ледовитости, суммарного речного стока) построены эллипсы рассеяния (ЭР), главные оси которых определяются собственными векторами ковариационной матрицы этих величин, а большой и малый полуэллипсы

равны среднеквадратичным отклонениям значений рассматриваемых факторов. Построение ЭР позволило рассмотреть изменения во времени взаимосвязи между факторами и разброс их значений, влиявших на Азовское море на протяжении XX–XXI вв.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Построение ЭР для среднегодовых значений температур воздуха и воды ожидаемо показало их высокую взаимосвязь (рис. 3а), при этом отчетливо виден рост температур для двух послед-



**Рис. 3.** Взаимосвязи температуры воздуха (а) и ледовитости (б) с температурой вод Азовского моря. Стрелками показано направление смещения центров ЭР при переходе от одного периода к другому.

них периодов при незначительных колебаниях между ними ранее.

Столь же ожидаема полученная взаимосвязь сокращения ледовитости с ростом средней температуры воды (рис. 3б). Возвратно-колебательные движения от периода к периоду на протяжении XX в. сменились однонаправленным снижением ледовитости в XXI в.

Наиболее интересно изменение во времени взаимосвязи главных характеристик состояния морской воды: солёности и температуры (рис. 4а), являющихся ведущими факторами для экосистемы. На основе ЭР можно выделить пять достаточно самостоятельных состояний Азовского моря за период 1924–2019 гг. На протяжении XX в. среднегодовая температура вод находилась в коридоре значений от 10.3 (1987 г.) до 13.2°C (1966 г.), при этом можно наблюдать три состояния в вариациях солёности: низкая (периоды 1924–1935, 1945–1949, 1993–1999 гг.), средняя (1936–1940, 1950–1971, 1979–1992 гг.) и высокая (1972–1978 гг.). Начальный период XXI в. характеризовался низкой солёностью и высокой температурой, во втором десятилетии при сохранении высоких температур воды мы наблюдаем очень высокую солёность моря. Подобное состояние гидрологического режима моря не наблюдалось ранее за рассматриваемую историю инструментальных наблюдений.

Изменения взаимосвязи ледовитости и средней солёности моря (рис. 4б) повторяют характер изменений для солёности и температуры вод в пе-

ревернутом виде. Но следует отметить гораздо большую величину среднего квадратичного отклонения и разброс значений для средней ледовитости.

Сопоставление межгодовых флуктуаций притока речной воды и среднегодовой солёности Азовского моря за весь период наблюдений указывает на высокую степень их взаимосвязи (рис. 5), которая вместе с тем зависит от таких компонентов водного баланса моря, как осадки, испарение и водообмен через Керченский пролив. При довольно значительной межгодовой вариабельности речного стока разброс значений солёности моря в пределах 1‰.

В период повышения увлажнённости бассейна (1924–1932 гг.) средняя солёность моря снижалась от 10.5 до 9.1‰, а в фазу, относящуюся к началу 1940-х – от 11.8 до 9.2‰. В периоды недостаточного увлажнения (1933–1939, 1945–1954 гг.) средняя солёность моря достигала 11.8–12.1‰. Периоды осолонения (1912–1915, 1938–1940, 1950–1951 гг.) при незарегулированном стоке были кратковременны и разделялись продолжительными пресными фазами. С 1952 г. водность рек выше нормы и фаза повышенной увлажнённости бассейна продолжались до 1968 г. Начавшаяся далее очередная фаза пониженной увлажнённости привела к экстремальным значениям солёности Азовского моря в 1972–1978 гг. (до 13.8‰ в 1976 г.) [14]. В 1980-х гг. водосбор моря находился в условиях пониженного увлажнения.

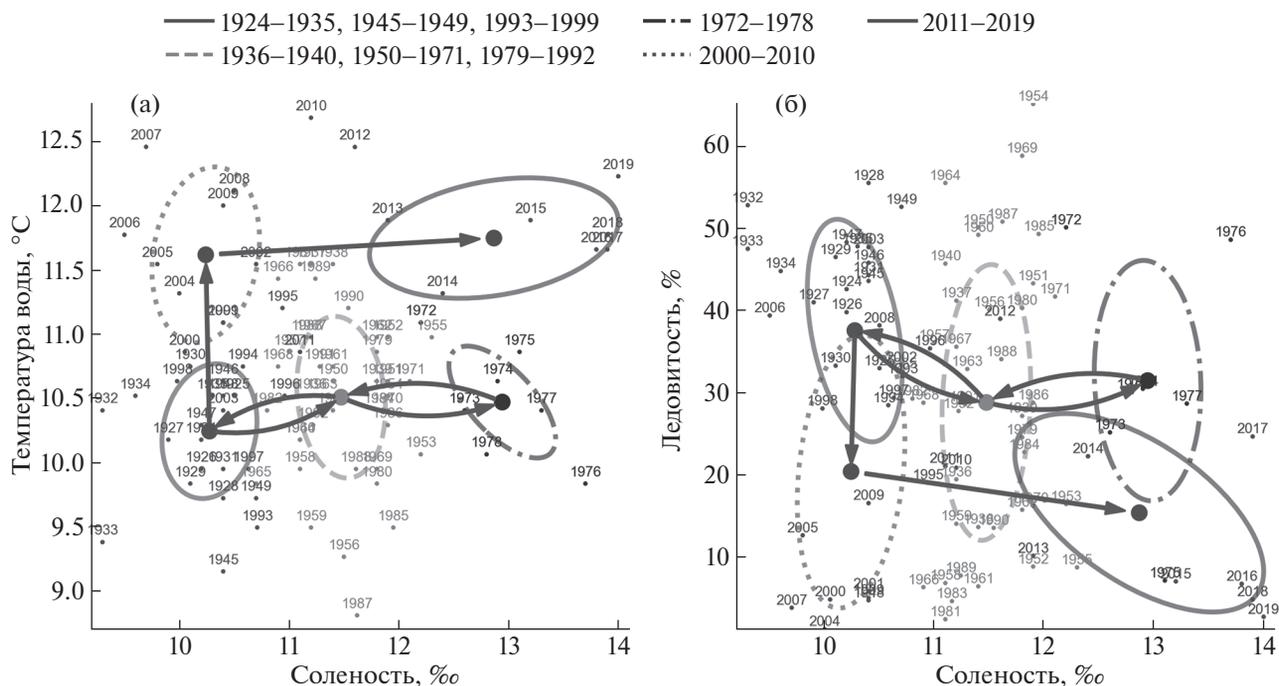


Рис. 4. Взаимосвязи температуры воды (а) и ледовитости (б) со средней соленостью моря; пояснение к рис. 2.

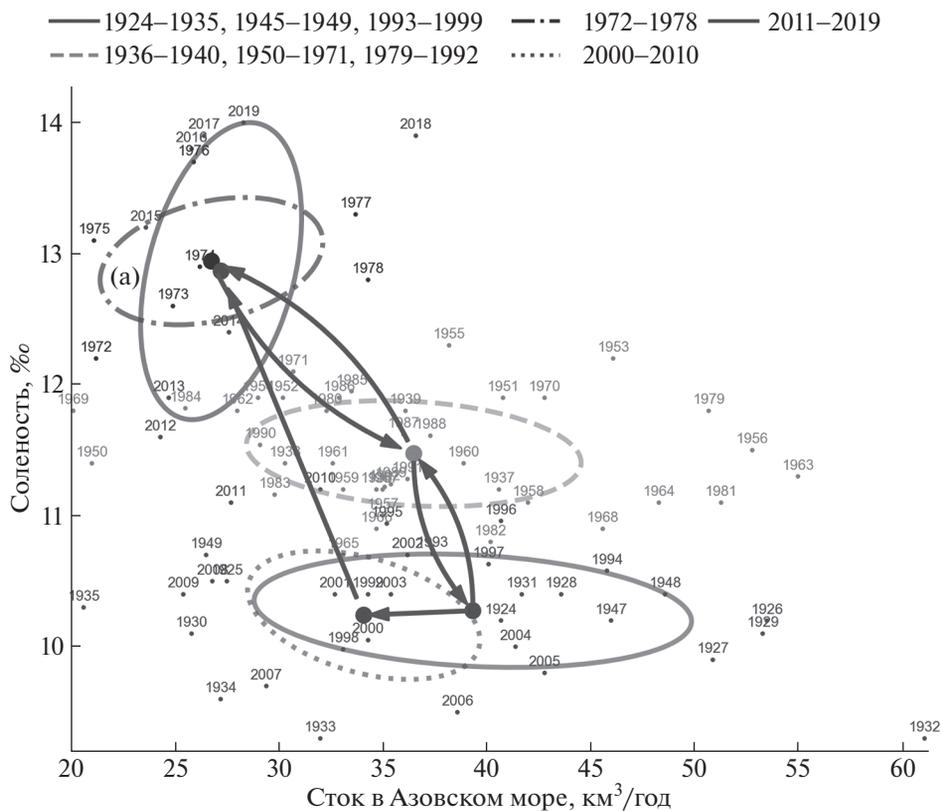


Рис. 5. Взаимосвязь суммарного речного стока в Азовское море и солености; пояснение к рис. 2.

Если рассматривать периоды сильного осолонения (1970-х гг. и начавшийся с 2007 г. маловодный период на Дону), то можно отметить наличие некоторого критического объема годового пресного стока (примерно 25–27 км<sup>3</sup>), ниже которого Азовское море испытывает дефицит речных вод. Есть мнение, что в современных условиях низкий речной сток не оказывает влияние на водообмен через Керченский пролив, а приток черноморских вод регулируется ветровой деятельностью и может быть более интенсивным, чем в XX в. [15]. Видны различия в переходе к режимам осолонения. В 1970-х годах даже при большом стоке 1970 и 1971 г. уже была достаточно высокая соленость (около 12‰), а после первого же маловодного 1972 г. соленость перешла в критическую уже в 1973 г. В современный период “старт” был очень низкий (2007 г. – меньше 10‰, и даже в 2011 г. около 11‰), а затем соленость непрерывно росла до 14.0‰ в 2019 г. (немного снизившись в Таганрогском заливе в многоводном 2018 г.). Есть оценки, что среднегодовая средняя по морю соленость в 2020 г. достигла исторического максимума – 14.83‰ [16].

Речной сток в настоящее время не является единственным фактором, уменьшение которого приводит к росту солености в море. Вклад климатически обусловленных изменений атмосферных процессов в такие компоненты водного баланса, как испарение и водообмен с Черным морем (на фоне наблюдаемого роста уровня моря [17]), не оценен в полной мере и возможны каскадные эффекты, вызванные аномальным ростом температуры водных масс.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На протяжении почти всего XX века Азовское море пребывало в одном из двух состояний: распресненном или осолоненном. В первой декаде XXI в. увеличилась средняя по морю средняя годовая температура воды при относительно низкой солености вод; затем в условиях маловодья на Дону (а потом и Кубани) начался стремительный рост солености. В течение 2000–2019 гг. экосистема Азовского моря по комплексу гидрологических показателей перешла в состояние, которое не наблюдалось в период инструментальных наблюдений (1924–1999 гг.).

Закономерным следствием процесса потепления вод Азовского моря и роста солености стало существенное (в 2 раза) снижение ледовитости моря, несмотря на наблюдаемые аномальные ледовые условия в отдельные зимы (2006, 2012 г.).

Следует обратить внимание на увеличение среднеквадратичного отклонения рядов среднегодовых значений для новых состояний, как по солености, так и по температуре воды (особенно

выражено при сравнении начала XX и XXI в.), что можно интерпретировать как увеличение изменчивости этих характеристик в современный период.

При оценке происходящих изменений для биологических ресурсов экосистемы Азовского моря прежде всего делается акцент на росте солености и его прямой связи с дефицитом пресного стока [16]. Рост температуры воды пока остается за скобками обсуждений. Вместе с тем есть оценки, что согласованный рост температуры и солености среды может негативно повлиять на принимаемые меры по восстановлению запаса популяции азовского судака [18].

Необходимость всесторонних оценок происходящих изменений и поиск оптимальных условий эксплуатации истощенных биологических ресурсов моря обуславливают развитие системы мониторинга и технологий моделирования для понимания происходящих процессов.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Публикация подготовлена в рамках ГЗ ЮНЦ РАН на 2022 г. “Геоинформационный анализ и моделирование морских и наземных экосистем Юга России”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 3. Азовское море. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 218 с.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории РФ. М.: Росгидромет, 2014. 58 с.
3. Доклад об особенностях климата на территории РФ за 2020 г. М.: Росгидромет, 2021. 104 с.
4. Матишов Г.Г., Дашкевич Л.В., Кириллова Е.Э. Цикличность климата в Приазовье: голоцен и современный период (XIX–XXI вв.) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 5. С. 96–100. <https://doi.org/10.31857/S2686739721050091>
5. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008 / NOAA Atlas NESDIS 65. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2008. 148 p.
6. Atlas of Climatic Changes in Nine Large Marine Ecosystems of the Northern Hemisphere (1827–2013) / NOAA Atlas NESDIS 78. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 2014. 131 p.
7. Матишов Г.Г., Степаньян О.В. НИС “Денеб”: 10 лет морских научных исследований // Морской гидрофиз. журн. 2018. Т. 34. № 6. С. 548–555.
8. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Динамический режим Азовского моря в условиях осолонения // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 107–112. <https://doi.org/10.31857/S268673972005014X>
9. Дашкевич Л.В., Бердников С.В., Кулыгин В.В. Многолетнее изменение средней солености Азовского моря // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 563–572. <https://doi.org/10.7868/S0321059617040046>

10. <http://meteo.ru>
11. Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В. Оценка средней температуры поверхностного слоя Азовского моря на основе данных спутниковой съемки и наблюдений прибрежных гидрометеостанций // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2019. Т. 25. № 2. С. 112–120. <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2019-2-25-112-120>
12. <http://wdc.aari.ru>
13. Дашкевич Л.В., Немцева Л.Д., Бердников С.В. Оценка ледовитости Азовского моря в XXI веке по спутниковым снимкам Terra/Aqua MODIS и результатам математического моделирования // Совр. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 91–100. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-5-91-100>
14. Бронфман А.М., Дубинина В.Г., Макарова Г.Д. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М: Пищ. пром., 1979. 288 с.
15. Завьялов И.Б., Осадчиев А.А., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Гончаренко И.В. Исследование водообмена в Керченском проливе по историческим данным и данным контактных измерений 2019 г. // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 377–386. <https://doi.org/10.31857/S0030157421030199>
16. Жукова С.В., Шишкин В.М., Карманов В.Г., Бурлачко Д.С., Подмарева Т.И., Лутынская Л.А., Тарадина Е.А. Водно-экологические проблемы Азовского моря как трансграничного водного объекта и пути их решения // Трансграничные водные объекты: использование, управление, охрана. Сб. мат. Всеросс. научно-практической конф. (Сочи, 20–25 сентября 2021 г.). Новочеркасск: Лик, 2021. С. 137–143.
17. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Влияние многолетних изменений морских факторов на устья рек // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 367–379.
18. Тютюнов Ю.В., Сенина И.Н., Титова Л.И., Дашкевич Л.В. Оправдался ли долгосрочный прогноз риска вымирания азовского судака? // Биофизика. 2020. Т. 65. № 2. С. 390–401.

## NEW STATE OF THE HYDROLOGICAL REGIME OF THE SEA OF AZOV IN THE XXI CENTURY

S. V. Berdnikov<sup>a,#</sup>, L. V. Dashkevich<sup>a</sup>, and V. V. Kulygin<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Federal Research Centre “The Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences”, Rostov-on-Don, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: berdnikov@ssc-ras.ru*

Presented by Academician of the RAS G.G. Matishov October 15, 2021

The article examines the dynamics of the Sea of Azov state during the XX–early XXI centuries. The main factors that form the sea hydrological regime are presented. It was revealed that the current state of the Sea of Azov, a significant positive anomaly of water temperature and salinity, was not previously noted in the history of the its study. An increase in the standard deviation of the mean annual series of water salinity and temperature was noted which may indicate an increase in the variability of these characteristics in the modern period.

*Keywords:* Sea of Azov, climatic changes, water temperature, water salinity

УДК 621.039.7

## СИНТЕЗ И ИЗУЧЕНИЕ НЕОДИМ-ТИТАНАТНОЙ КЕРАМИКИ С КЮРИЕМ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев<sup>1,\*</sup>, А. А. Лизин<sup>2</sup>, С. В. Томилин<sup>2</sup>

Поступило 10.11.2021 г.

После доработки 24.11.2021 г.

Принято к публикации 25.11.2021 г.

Изучены свойства потенциальной матрицы РЗЭ-актинидной фракции высокоактивных отходов. Образец с 2 мас. % кюрия получен спеканием при 1400°C из шихты состава  $(Nd, Sm)_4Ti_9O_{24}$ . Он был исследован рентгенофазовым методом, его устойчивость в воде определена по стандартной процедуре (90°C, регулярная смена раствора). Вместо целевой фазы в нем найдены титанат состава  $Nd_{0,667}TiO_3$  структурного типа перовскита и небольшое количество  $Ti_3O_5$ . В этом состоит его отличие от результатов предварительных экспериментов с Sm, имитатором Sm. Причина, вероятно, связана с восстановительными условиями при синтезе кюрий-содержащего образца, из-за чего вместо ожидаемой фазы  $(Nd, Sm)_4Ti_9O_{24}$  образуются  $(Nd, Sm)_{0,667}TiO_3$  и  $Ti_3O_5$ . По изменению картин рентгеновской дифракции со временем и из данных опытов по выщелачиванию определены радиационная устойчивость образца и его коррозионная стойкость (скорости выщелачивания элементов) в воде.

*Ключевые слова:* радиоактивные отходы, РЗЭ-актинидная фракция, иммобилизация, кристаллическая матрица, кюрий, устойчивость к радиации, коррозионная стойкость

DOI: 10.31857/S2686739722030148

Обращение с радиоактивными отходами — это ключевой элемент, определяющий и одновременно сдерживающий развитие ядерной энергетики. В России принята стратегия двухкомпонентной ядерной энергетики с реакторами на медленных и быстрых нейтронах, которая функционирует в замкнутом цикле, т.е. с переработкой отработавшего ядерного топлива (ОЯТ). В результате образуются радиоактивные отходы, в том числе высокого уровня активности (ВАО). Их отверждают в стеклообразную алюмо-фосфатную матрицу для последующего размещения в подземном хранилище в гнейсах на глубине около 500 м. С 1987 по 2020 г. на ПО «Маяк» изготовлено ~7800 т высокоактивной стекломатрицы [1]. Ее недостатком является низкое содержание компонентов ВАО (порядка 3 мас. %), из-за чего на 1 т переработанного ОЯТ получается от 1.4 до 2.2 т Al–P-стекла. Это ухудшает эффективность использования геологического хранилища ВАО,

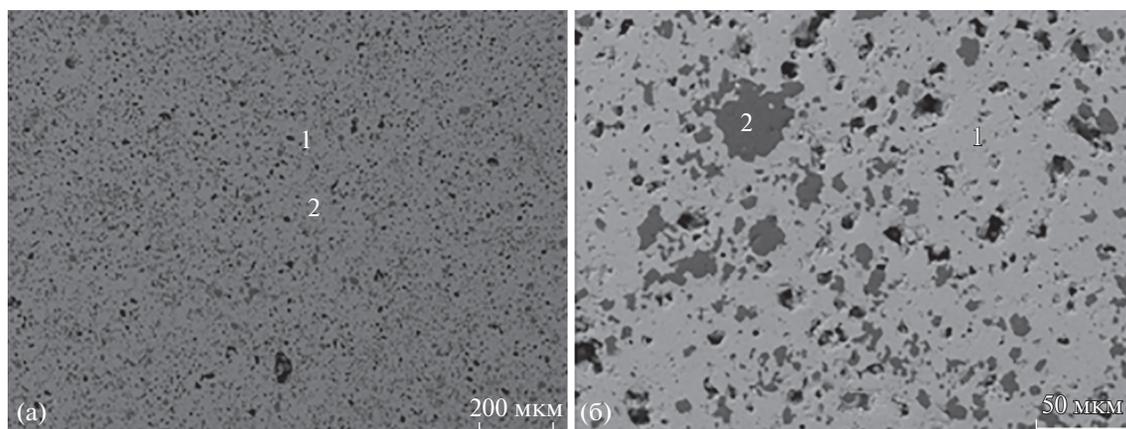
выбор места для которого и последующее сооружение требуют существенных затрат времени и финансов. Еще один недостаток стекломатриц ВАО — кристаллизация из-за их разогрева вследствие распада радионуклидов, что может снижать коррозионную устойчивость отвержденных отходов.

Обращение с ВАО можно оптимизировать их фракционированием с включением фракций в различные матрицы, трансмутации или длительного временного хранения. Для иммобилизации трехвалентных редких земель (РЗЭ) и актинидов (Am, Cm) предложены кристаллические фазы с высокими емкостью и устойчивостью в растворах [2, 3]. В составе этой фракции доминируют преимущественно стабильные легкие лантаниды группы Ce (La, Ce, Pr, Nd, Sm), а на актиниды приходится около 5 мас. %. При синтезе и изучении матриц радионуклидов обычно используются имитаторы [4]. Для РЗЭ-актинидной фракции — это стабильные Ce, Nd, Sm [2–6] благодаря близости радиусов катионов и доминированию в ее составе. Использование неактивных имитаторов существенно упрощает синтез матриц и определение таких характеристик, как плотность, температура плавления, фазовый состав, теплопроводность, теплоемкость и некоторых других, которые слабо или вовсе не зависят от природы вводимого элемента (реальный радионуклид или его стабильный имитатор).

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Государственный научный центр — Научно-исследовательский институт атомных реакторов, Димитровград, Россия

\*E-mail: yudintsevsv@gmail.com



**Рис. 1.** СЭМ-изображение образца № 1 расчетного состава  $\text{Nd}_{3.75}\text{Sm}_{0.25}\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ . Серое (1) – ромбический титанат РЗЭ, темное (2) – рутил, черное – поры. Метки 200 (а) и 50 (б) мкм.

Высоким содержанием РЗЭ обладают сложные оксиды легких элементов: Al, Si, Ti и Zr со структурой перовскита, бритолиита, пирохлора, например:  $\text{NdAlO}_3$ ,  $\text{Ca}_2\text{Nd}_8(\text{SiO}_4)_6\text{O}_2$ ,  $\text{Nd}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$ . Большое число таких фаз имеется в системе  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$  [6–8]:  $\text{Nd}_2\text{TiO}_5$  (молярное отношение  $\text{Nd}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2 = 1 : 1$ )  $\text{Nd}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$  (1 : 2),  $\text{Nd}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$  (1 : 3),  $\text{Nd}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$  (1 : 4),  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (2 : 9). Предыдущие работы [9–11] показали их устойчивость в воде, по стойкости к облучению они также близки к другим потенциальным матрицам ВАО [2, 12–14]. Синтез этих фаз проводили с РЗЭ-имитаторами, их радиационную стойкость определяли путем облучения ионами. Для окончательного вывода о пригодности для иммобилизации ВАО необходимы эксперименты с актинидами. С этой целью в структуру фаз вводят короткоживущие  $^{238}\text{Pu}$  или  $^{244}\text{Sm}$  в количестве нескольких мас. % [2, 3, 15–17]. Со временем из-за радиоактивного распада происходит накопление дефектов вплоть до полной аморфизации кристаллической структуры. Такие эксперименты обычно длятся в течение нескольких лет, они позволяют определить критические дозы аморфизации фаз актинидов и влияние разупорядочения структуры на коррозионную устойчивость потенциальной матрицы ВАО в растворах.

Распад актинидов приведет к сильному разогреву матрицы ВАО [18], поэтому нами для изучения выбрана фаза состава  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  с наименьшим содержанием РЗЭ-актинидной фракции. Как и ранее [16, 17], для отработки синтеза матриц с  $^{244}\text{Sm}$  сначала получены образцы с имитатором кюрия (Sm) расчетной стехиометрии:  $\text{Nd}_{3.75}\text{Sm}_{0.25}\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (№ 1) и  $\text{Nd}_{3.25}\text{Sm}_{0.75}\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (№ 2). Навески оксидов неодима и титана пропитывали раствором самария, полученным растворением  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  в концентрированной  $\text{HNO}_3$ . Суспензии сушили при 100–200°C, денитрировали (500°C) и

кальцинировали (800°C, 1–2 ч). После каждой обработки образцы истирали в агатовой ступке. Порошки прессовали при 1000–1500 кг/см<sup>2</sup> и спекали на воздухе 4 ч при 1375 или 1400°C. Для каждого образца получены по 2 таблетки (диаметр 8.3 мм, высота 5.9 мм, масса 1.0 грамм, плотность 3.1 г/см<sup>3</sup>). Их исследовали на дифрактометре ДРОН-3М (CuK $\alpha$ , порошок алмаза в качестве стандарта) и в сканирующем электронном микроскопе JSM-5610lv (“JEOL”) с ЭДС-приставкой X-Max 100. Полученные результаты свидетельствуют о доминировании в образцах фазы  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  с ромбической структурой, имеется небольшое количество рутила,  $\text{TiO}_2$  (рис. 1). Для образца № 1 рассчитаны параметры элементарной ячейки фазы  $(\text{Nd,Sm})_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  (пр. гр. симметрии *Fddd*, *Z* = 16): *a* = 14.473 (1) Å; *b* = 35.294 (3) Å; *c* = 13.986 (1) Å. Составы ромбического титаната РЗЭ и рутила в образцах приведены в табл. 1.

Синтез образца с кюрием проводили, исходя из реакции:  $1.885 \text{Nd}_2\text{O}_3 + 0.115 \text{Sm}_2\text{O}_3 + 9 \text{TiO}_2 \rightarrow \text{Nd}_{3.77}\text{Sm}_{0.23}\text{Ti}_9\text{O}_{24}$ . Раствор кюрия готовился растворением  $\text{SmO}_2$  в 4 моль/л  $\text{HNO}_3$ . Его изотопный состав: 99.76% Sm-244, 0.14% Am-243, 0.10% Sm-245. Концентрация  $^{244}\text{Sm}$  в растворе по трем измерениям удельной активности составила 1.1026 г/л. Навески оксидов неодима (0.2329 г) и титана (0.2559 г) растирали в агатовой ступке и затем порциями по 200 мкл вносили раствор Sm. Содержание Sm-244 в суспензии составило 10 мг или 2 мас. %.

Эту смесь сушили, денитрировали (500°C), кальцинировали (800°C), после чего прессованием получены две таблетки диаметром 9 мм. Таблетки спекали 12 ч при 1400°C в электропечи в защитном боксе и охлаждали сначала до 800°C со скоростью 100°C/час, а затем до комнатной температуры. Фазовый анализ выполнен на дифрактометре ДРОН-7 (CuK $\alpha$ -излучение) с использо-

**Таблица 1.** Состав (мас. %) и число атомов в формуле (аф) для фаз из образцов с самарием

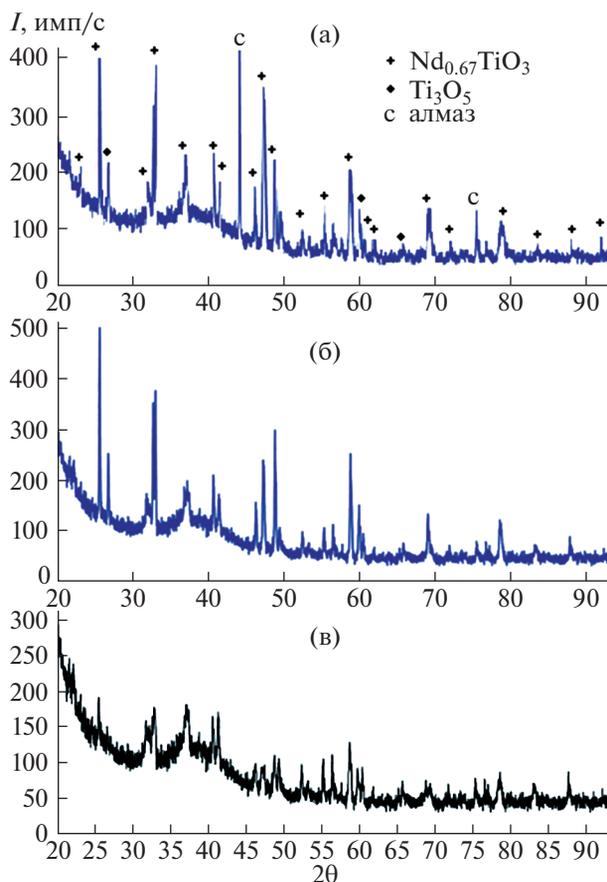
Оксид, аф.	Расчет для Nd <sub>4</sub> Ti <sub>9</sub> O <sub>24</sub>	Образец № 1, Nd <sub>3.75</sub> Sm <sub>0.25</sub> Ti <sub>9</sub> O <sub>24</sub>		Образец № 2, Nd <sub>3.25</sub> Sm <sub>0.75</sub> Ti <sub>9</sub> O <sub>24</sub>	
		1: Nd-Sm титанат	2: рутил	1: Nd-Sm титанат	2: рутил
TiO <sub>2</sub>	51.7	51.8	100.0	51.3 (0.28)*	100.0
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48.3	44.9	< по	40.0 (0.37)	< по
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3.3	< по	8.7 (0.37)	< по
Ti <sup>4+</sup>	9.0	9.02	1.0	9.0	1.0
Nd <sup>3+</sup>	4.0	3.72	—	3.33	—
Sm <sup>3+</sup>	—	0.26	—	0.69	—
O <sup>2-</sup>	24.0	24.0	2.0	24.0	2.0

Примечание. Среднее из 5 определений, \* – среднеквадратичное отклонение СЭМ/ЭДС-анализа. Сумма приведена к 100 мас. %. < по – ниже предела обнаружения, составляющего 0.3–0.5 мас. %.

ванием базы JCPDS и программного комплекса RENTGEN. Съёмку проводили (рис. 2) сразу после синтеза образца и через 9, 22 и 34 мес хранения, за которые он накопил дозы облучения, равные  $1.4 \times 10^{18}$ ,  $3.3 \times 10^{18}$  и  $5.0 \times 10^{18}$  α-распад/грамм.

Для второй таблетки проводили испытание химической стойкости по процедуре, близкой к

тесту МСС-1 и ГОСТ (дистиллированная вода, 90°C, замена раствора через 3, 7 и 14 сут). Образец на платиновой проволоке помещали в центр фторопластового стакана на удалении от стенок и дна для предотвращения радиационной деградации и выщелачивания фтора, влияющего на скорость растворения матрицы. Отношение площади по-



**Рис. 2.** Рентгенограммы образца с 2 мас. % См: (а) после синтеза, (б) через 9 мес (доза облучения  $1.4 \times 10^{18}$  α-распад/грамм), (в) спустя 34 мес ( $5.0 \times 10^{18}$  α-распад/грамм).

**Таблица 2.** Значения скоростей выщелачивания элементов водой из образца с кюрием

Элемент	Длительность опыта, сут	Скорость выщелачивания, грамм/(м <sup>2</sup> ·сут)		
		Исходный образец	Через 12 мес, доза $3.3 \times 10^{18}$ $\alpha$ -распад/грамм	Через 33 мес, доза $5.0 \times 10^{18}$ $\alpha$ -распад/грамм
См	3	$3.3 \times 10^{-1}$	$2.4 \times 10^{-1}$	$2.0 \times 10^{-1}$
	7	$2.4 \times 10^{-1}$	$1.2 \times 10^{-1}$	$1.8 \times 10^{-1}$
	14	$1.2 \times 10^{-1}$	5.6	9.8
Nd	3	$3.8 \times 10^{-1}$	$3.3 \times 10^{-1}$	$5.3 \times 10^{-1}$
	7	$2.9 \times 10^{-1}$	$3.0 \times 10^{-1}$	$7.0 \times 10^{-1}$
	14	$2.0 \times 10^{-1}$	$2.4 \times 10^{-1}$	$3.4 \times 10^{-1}$
Ti	3	$8.8 \times 10^{-2}$	$2.3 \times 10^{-1}$	$5.3 \times 10^{-2}$
	7	$6.8 \times 10^{-2}$	$1.7 \times 10^{-1}$	$5.7 \times 10^{-2}$
	14	$5.0 \times 10^{-2}$	$1.2 \times 10^{-1}$	$3.2 \times 10^{-2}$

верхности образца к объему раствора (S/V) равно  $2.8 \text{ м}^{-1}$ , что меньше отношения ( $10 \text{ м}^{-1}$ ) теста МСС-1. Это вызвано малыми размерами образца и необходимостью отбора жидких проб на анализ. По окончании очередного периода выщелачивания (3, 7, 14 сут) раствор извлекали для анализа. При расчетах скоростей выщелачивания концентрации компонентов в выщелатах каждого опыта суммировались с их значениями для предыдущих периодов. В растворах определяли См альфа-спектрометрическим методом, погрешность 10–12%, Ti и Nd – эмиссионно-спектральным методом, погрешность 20–25%. Значения pH устанавливали по окрашиванию индикаторной бумаги: для исходной воды оно равно 6, а после опыта pH растворов снижается до 4 из-за радиолиза воды под действием альфа-распада кюрия.

В отличие от экспериментов с самарием, фаза  $\text{Nd}_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  в образце отсутствует, в нем найдены (рис. 2):  $\text{Nd}_{0.667}\text{TiO}_3$  (главная фаза, № эталона 049-0247) и  $\text{Ti}_3\text{O}_5$  (009-0309). Фаза  $\text{Nd}_{0.667}\text{TiO}_3$  кристаллизуется в ромбической сингонии (пр. гр. *Rm*),  $a = 3.834 \text{ \AA}$ ,  $b = 3.852 \text{ \AA}$ ,  $c = 7.741 \text{ \AA}$  [19]. Оксид  $\text{Ti}_3\text{O}_5$  или  $(\text{Ti}^{3+})_2(\text{Ti}^{4+})\text{O}_5$  обладает моноклинной симметрией (пр. гр. *C2/m*) с параметрами ячейки:  $a = 9.757 \text{ \AA}$ ,  $b = 3.802 \text{ \AA}$ ,  $c = 9.452 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 93.11^\circ$ , он образуется прокаливанием  $\text{TiO}_2$  в вакууме или в среде аргона в присутствии углерода [20]. В предположении, что все количество кюрия вошло в состав фазы перовскитового типа, ее формулу можно записать в виде  $\text{Nd}_{0.650}\text{Sm}_{0.017}\text{TiO}_3$  или  $(\text{Nd}_{1.95}\text{Sm}_{0.05})\text{Ti}_3\text{O}_9$ . После 9 мес хранения накопленная доза составила  $1.4 \times 10^{18}$   $\alpha$ -распад/грамм. Фазовый состав образца не изменился (рис. 2), но снизилась интенсивность ряда рефлексов. Через 22 мес образец накопил дозу

$3.3 \times 10^{18}$   $\alpha$ -расп/г, а заключительный анализ сделан спустя 34 мес, когда образец получил дозу  $5.0 \times 10^{18}$   $\alpha$ -расп/г. Интенсивность рефлексов уменьшилась, но полной аморфизации не произошло, т.е. критическая доза аморфизации выше  $5.0 \times 10^{18}$   $\alpha$ -расп/г. Это больше значений для таких фаз, как Ti-пирохлор, цирконолит, бритоцит, мурацит, Al-перовскит и Fe-гранат, у которых ее величина меняется от 2 до  $5 \times 10^{18}$   $\alpha$ -расп/г [2, 16, 17].

Скорость выщелачивания См и Nd из керамики сразу после синтеза (табл. 2) равна 0.1–0.3 г/(м<sup>2</sup> сут), что на порядок выше, чем для Ti. В опытах по выщелачиванию этого же образца через 12 и 33 мес хранения она остается примерно на том же уровне, кроме 14-суточного опыта, в котором ее значение возрастает для См более, чем в 50 раз. Причина этого непонятна. В целом по коррозионной устойчивости образец близок к станнату пирохлору, но уступает большинству многих других фаз с короткоживущими изотопами. В частности, скорости выщелачивания См (Pu) из Ti–Zr-пирохлора и Al-перовскита и граната ниже на 1 порядок, а из Fe-граната – на 3–4 порядка величины [17], чем из изученной нами в данной работе Nd–Ti-фазы со структурой перовскита.

Таким образом, в продуктах синтеза из шихты с кюрием целевая фаза ромбического титаната РЗЭ не обнаружена, хотя она образуется в опытах с его имитатором (самарием). Это, вероятно, вызвано восстановительными условиями, из-за чего вместо  $(\text{Nd}, \text{Sm})_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  в продуктах синтеза появляются  $(\text{Nd}, \text{Sm})_{0.667}\text{TiO}_3$  и  $\text{Ti}_3\text{O}_5$ . Из-за возможности нахождения титана в виде  $\text{Ti}^{3+}$  и  $\text{Ti}^{4+}$  системы  $\text{Nd}_2\text{O}_3\text{–TiO}_2$  и  $\text{Nd}_2\text{O}_3\text{–ZrO}_2\text{–TiO}_2$  являются псевдобинарной и псевдотройной [6, 7]. Устойчи-

вость  $\text{Nd}_{0.667}\text{TiO}_3$  к радиации близка и выше, чем у других возможных матриц РЗЭ-актинидной фракции. Однако его устойчивость в воде довольно низка и даже без учета данных 14-суточных опытов скорости выщелачивания Cm более чем на 2 порядка выше предельных значений, рекомендованных для Pu ( $10^{-3}$  г/(м<sup>2</sup> сут)).

Отсутствие фазы  $(\text{Nd,Cm})_4\text{Ti}_9\text{O}_{24}$  в продуктах опытов может также быть вызвано различием реального и расчетного составов образца. Однако это маловероятно, поскольку при условиях синтеза эта фаза стабильна в широком диапазоне вариаций составов [7, 8].

Опыты с имитаторами нужны для определения важных физико-химических свойств потенциальных матриц актинидов (плотность, теплопроводность, теплоемкость, изоморфная емкость и др.) и отработки процедуры синтеза. Проведенное исследование свидетельствует о том, что полученные результаты необходимо затем проверять в опытах с реальными актинидами.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят двух рецензентов за замечания, позволившие улучшить статью.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме НИР государственного задания для ИГЕМ РАН и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-29-12032.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатов С.А., Блохин П.А., Уткин С.С., Дорофеев А.Н., Киселев А.И., Козлов П.В., Лукин С.А., Ремизов М.Б., Семенов М.А. Усредненные оценки удельной активности и тепловыделения остеклованных высокоактивных отходов, накопленных на ФГУП “ПО “МАЯК” // Вопросы радиационной безопасности. 2021. № 3. С. 3–12.
2. Lumpkin G.R. Ceramic Host Phases for Nuclear Waste Remediation // In: Experimental and Theoretical Approaches to Actinide Chemistry. J.K. Gibson, W.A. de Jong (Eds.). John Wiley & Sons Ltd. 2018. Ch. 7. P. 333–377.
3. Юдинцев С.В. Изоляция фракционированных отходов ядерной энергетики // Радиохимия. 2021. Т. 63. № 5. С. 403–430.
4. Li J., Xu D., Wang W., Wang X., Mao Y., Zhang C., Jiang W., Wu C. Review on Selection and Experiment Method of Commonly Studied Simulated Radionuclides in Researches of Nuclear Waste Solidification // Science and Technol. Nucl. Install. 2020. V. 2020. 3287320.
5. Kong L., Karatchevtseva I., Zhang Y., Wei T. The Incorporation of Nd or Ce in  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$  Zirconolite: Ceramic Versus Glass-ceramic // J. Nucl. Materials. 2021. V. 543. 152583.
6. Юдинцев С.В. Титанаты лантанидов – потенциальные матрицы для иммобилизации актинидных отходов // ДАН. 2015. Т. 460. № 4. С. 453–458.
7. Shoup S.S., Bamberger C.E., Tyree J.L., Anovitz L.M. Lanthanide-containing Zircono-titanate Solid Solutions // J. Solid State Chemistry. 1996. V. 127. P. 231–239.
8. Gong W., Zhang R. Phase Relationship in the  $\text{TiO}_2$  –  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  Pseudo-binary System // J. Alloys and Compd. 2013. V. 548. P. 216–221.
9. Юдинцев С.В., Никольский М.С., Никонов Б.С., Мальковский В.И. Матрицы для изоляции актинидных отходов в глубоком скважинном хранилище // ДАН. 2018. Т. 480. № 2. С. 217–222.
10. Юдинцев С.В., Мальковский В.И., Никольский М.С., Никонов Б.С. Взаимодействие матриц актинидов с рассолом // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 87–91.
11. Yang K., Lei P., Yao T., Gong B., Wang Y., Li M., Wang J., Lian J. A Systematic Study of Lanthanide Titanates ( $\text{A}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ ) Chemical Durability: Corrosion Mechanisms and Control Parameters // Corrosion Science. 2021. V. 185. 109394.
12. Smith K.L., Blackford M.G., Lumpkin G.R., Zaluzec N.J. Radiation Tolerance of  $\text{A}_2\text{B}_2\text{O}_7$  Compounds at the Cubic–monoclinic Boundary // Microscopy and Microanalysis. 2006. V. 12. S. 2. P. 1094–1095.
13. Юдинцев С.В., Лившиц Т.С., Джанг Дж., Юинг Р.Ч. Поведение редкоземельных пироксенов и перовскитов при ионном облучении // ДАН. 2015. Т. 461. № 1. С. 75–81.
14. Юдинцев С.В. Поведение матриц с имитаторами РЗЭ-актинидной фракции при ионном облучении // Радиохимия. 2018. Т. 60. № 3. С. 273–278.
15. Mikhailova P., Burakov B., Eremin N., Averin A., Shiryayev A. Plutonium-doped Monazite and Other Orthophosphates – Thermodynamics and Experimental Data on Long-term Behavior // Sustainability. 2021. V. 13. 1203. P. 1–12.
16. Livshits T.S., Lizin A.A., Tomilin S.V. Chemical and Radiation Stability of  $^{244}\text{Cm}$ -doped Aluminate Perovskite // Geology of Ore Deposits. 2014. V. 56. No. 6. P. 440–450.
17. Yudin S.V., Lizin A.A., Livshits T.S., Stefanovsky S.V., Tomilin S.V., Ewing R.C. Ion-beam Irradiation and Cm-doping Investigations of Radiation Damage in the Crystalline Nuclear Waste Forms for Actinides // J. Mater. Research. 2015. V. 30. № 9. P. 1516–1528.
18. Юдинцев С.В., Мальковский В.И., Каленова М.Ю. Тепловое поле скважинного хранилища радиоактивных отходов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 92–100.
19. Санкович А.М., Зверева И.А. Исследование термического распада слоистых перовскитоподобных оксидов  $\text{ANdTiO}_4$ ,  $\text{A}_2\text{Nd}_2\text{Ti}_3\text{O}_{10}$  (A = Na, K) // Журнал структурной химии. 2014. Т. 55. № 4. С. 805–813.
20. Chai G., Huang W., Shi Q., Zheng S., Wei D. Preparation and Characterization of  $\lambda$ - $\text{Ti}_3\text{O}_5$  by Carbothermal Reduction of  $\text{TiO}_2$  // J. of Alloys and Comp. 2015. V. 621. P. 404–410.

## SYNTHESIS AND STUDY OF NEODYME-TITANATE CERAMIC WITH CURIUM

Corresponding Member of the RAS **S. V. Yudin**<sup>a,#</sup>, **A. A. Lizin**<sup>b</sup>, and **S. V. Tomilin**<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*State Research Center – Research Institute of Atomic Reactors, Dimitrovgrad, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: yudinsevs@gmail.com*

The properties of matrix for rare-earth – actinide fraction of high-level waste have been studied. A sample with 2 wt% Cm was obtained at 1400°C from a mixture of (Nd,Cm)<sub>4</sub>Ti<sub>9</sub>O<sub>24</sub> composition. It was investigated by the X-ray diffraction, its corrosion resistance was determined by standard procedure (90°C, water, regular solution change). The sample contains Nd<sub>0.667</sub>TiO<sub>3</sub> of perovskite type structure and a small amount of Ti<sub>3</sub>O<sub>5</sub> instead of the target phase. This differs from the results of runs with Sm, an inactive simulator of Cm. The reason is, probably, related to reducing conditions during the synthesis of the Cm-doped sample, due to which, instead of the target phase (Nd,Cm)<sub>4</sub>Ti<sub>9</sub>O<sub>24</sub> association of 6(Nd,Cm)<sub>0.667</sub>TiO<sub>3</sub> + Ti<sub>3</sub>O<sub>5</sub> + 0.5O<sub>2</sub> was formed. According to the change of the X-ray diffraction patterns of the sample with time and from the data of leaching experiments, the resistance of the sample to radiation and its corrosion in water were determined.

*Keywords:* radioactive waste, REE-actinide fraction, immobilization, crystalline matrix, curium, radiation resistance, corrosion durability