

ФИЦ
КНЦ
РАН

- НАУКИ О ЗЕМЛЕ
- БИОЛОГИЧЕСКИЕ НАУКИ
- ХИМИЧЕСКИЕ НАУКИ
- ЖИЗНЬ НАУКИ
- КОНФЕРЕНЦИИ, СЕМИНАРЫ
- КНИГОИЗДАНИЕ
- ЮБИЛЯРЫ

ВЕСТНИК

Кольского научного центра РАН

1/2018



1/2018 (10)

издается с декабря 2009 года

DOI: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.1

ISSN 2307-5228

Российская Академия Наук

ВЕСТНИК

Кольского научного центра РАН

Научно-информационный журнал

Основан в 2009 году

Выходит 4 раза в год.

Учредитель — Федеральное государственное бюджетное учреждение
науки Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр
Российской академии наук»

Свидетельство о регистрации СМИ

ПИ № ФС77-58458 от 25.06.2014

выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций.

Главный редактор — чл.-корр. РАН, проф. С. В. КРИВОВИЧЕВ, лауреат
премии Президента Российской Федерации в области науки и инноваций
для молодых учёных «за выдающийся вклад в фундаментальное развитие
структурной минералогии и кристаллохимии материалов, закладывающий
основы создания новых материалов и наноматериалов»,
обладатель медали Европейского минералогического союза,
лауреат премии Фонда поддержки образования и науки (Алфёровского
фонда) для молодых учёных, почётный член Американского
минералогического общества, лауреат премии им. А. П. Карпинского в
области геологических и географических наук и горного дела, иностранный
член Туринской академии наук
Заместитель главного редактора: д. г.-м. н. Г. Ю. ИВАНЮК

Редакционная коллегия

д. т. н. З. С. Абашева;
д. и. н. И. Ю. Винокурова;
д. б. н., чл.-корр. МАНЕБ Н. К. Белишева;
к. т. н., ст. н. с. П. Б. Громов, награжден медалью ордена «Заслуги перед
Отечеством» IV ст.;
д. ф.-м. н. В. Е. Иванов;
д. б. н. Н. А. Каушулин, заслуженный эколог России;
д. э. н. А. И. Кубиткин;
д. т. н., проф. А. А. Козырев, заслуженный деятель науки Российской
Федерации, лауреат Государственной премии СССР в области науки и
техники, лауреат премии Правительства Российской Федерации в
области науки и техники, лауреат премии им. Н. В. Мельникова,
награжден медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени,
знаком «Шахтерская Слава» II и III степени;
д. т. н. Н. В. Коровкин;
член-корр. РАН В. Н. Лаженцев;
д. б. н., проф. П. Р. Макаревич;
д. т. н. А. Г. Олейник;
д. и. н. И. А. Разумова;
к. г.-м. н. Т. В. Рундквист;
д. т. н., проф. А. Я. Фридман

Позиция Федерального государственного бюджетного учреждения науки ФИЦ
«Кольский научный центр Российской академии наук» необязательно
совпадает с мнением автора.

184209, г. Апатиты, Мурманская область,
ул. Ферсмана, 14.
Тел.: 8-81555-79-754.
E-mail: vestnik2@admksc.apatity.ru

МЕЖДУНАРОДНЫЙ РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

академик РАН, д. геогр. н., проф. Г. Г. МАТИШОВ,, награжден орденами
«Знак Почета»; «Почета»; «За морские заслуги»; «За заслуги перед
Отечеством» IV степени, «Дружбы», медалями «300 лет Российскому
Флоту», «За морские заслуги в Арктике», «За профессиональную честь»,
Золотой медалью
им. Ф.П. Литке Русского географического общества, Золотой медалью
Национальной академии наук Республики Армения, нагрудным знаком
«Почетный полярник», лауреат Премии Правительства Российской
Федерации в области науки и техники, премий РАН им. О.Ю. Шмидта и
им. С.О. Макарова, почетный работник науки и техники РФ, награжден
Почетной грамотой Администрации Президента РФ «За большой вклад в
обеспечение деятельности Администрации Президента РФ по развитию
сотрудничества Российской Федерации с государствами - участниками
Содружества Независимых Государств»;
академик РАН, д. т. н., проф. Н. Н. МЕЛЬНИКОВ, дважды лауреат премии
Совета министров СССР, лауреат премии Правительства РФ в области
науки и техники, иностранный член Академии инженерных наук Сербии,
награжден орденом «За заслуги перед Отечеством» IV степени, орденом
Почета, памятной медалью «70 лет Дня Шахтера», золотым знаком
«Горняк России», полный кавалер знака «Шахтерская слава»;
чл.-корр. РАН, д. б. н., проф. В. К. ЖИРОВ;
чл.-корр. РАН, д. х. н., проф. А. И. НИКОЛАЕВ, заслуженный деятель науки
РФ, лауреат Государственной премии в области науки и техники;
д. т. н., ст. н. с., проф. Б. В. ЕФИМОВ;
д. б. н., проф. Ф. ЗОЛЬЗЕР;
д. э. н., проф. Ф. Д. ЛАРИЧКИН, заслуженный экономист России;
д. т. н., ст. н. с. В. А. МАСЛОБОЕВ;
д. г.-м. н., проф. В. П. ПЕТРОВ;
д. т. н., проф. В. А. ПУТИЛОВ, лауреат премии Правительства РФ в области
науки и техники, награжден медалью ордена «За заслуги перед
Отечеством» II степени, орденом Дружбы, почетный работник высшего
профессионального образования Российской Федерации, заслуженный
деятель науки Российской Федерации;
д. ф.-м. н. Е. Д. ТЕРЕЩЕНКО;
PhD Я. М. ФЕДОРЧУК;
PhD М. ХИ;
PhD Ф. ШИ;
к. г.-м. н. А. Н. Виноградов (отв. секретарь)

Научное издание

Ответственный редактор А. С. Менделева

Редакторы: С. А. Шарам, Е. Н. Еремеева (англ. яз.)

Технический редактор В. Ю. Жиганов

Подписано к печати 28.03.2018. Формат бумаги 60×84 1/8

Усл. печ. л. 19.4. Заказ № 11. Тираж 300 экз.

ФГБУН ФИЦ КНЦ РАН
184209, г. Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14

Журнал включен в систему Российского индекса научного цитирования.

Подписной индекс в каталоге «Почта России» — П3898

Публикация статей не является свидетельством того, что издатель разделяет
мнения их авторов.

С требованиями к авторам статей, редакционной политикой журнала, а также архивом
выпущенных номеров можно ознакомиться на сайте журнала по адресу:
<http://www.naukprint.ru/journals/vestnik>

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Кольский научный центр Российской академии наук», 2018

СОДЕРЖАНИЕ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Амосов П. В., Бакланов А. А., Маслобоев В. А.

Обоснование методического подхода к оценке интенсивности пыления на хвостохранилище 5

Асадов Х. Г., Аскерова С. А.

Математическая модель процесса закисления океанических вод..... 15

Денисов Д. Б., Валькова С. А., Кашулин Н. А.

Водорослевые сообщества и макрозообентос водных экосистем
Хибинского горного массива (Кольский полуостров)..... 23

Пожиленко В. И., Серов П. А., Петров В. П.

Sm-Nd изотопные исследования раннедокембрийских пород Кольского региона:
краткий обзор и новые данные..... 37

Рундквист Т. В., Мокрушин А. В., Хубер М., Припачкин П. В., Базай А. В., Мирошникова Я. А.

Новые данные о составе хромшпинелидов в породах юго-восточной части
раннепротерозойского мончегорского комплекса (Кольский регион)..... 50

Скуфьин П. К.

Новая модель геологического строения Южной зоны раннепротерозойского
Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса..... 63

Сорохтин Н. О., Никифоров С. Л., Козлов Н. Е.

Генезис глубинных углеводородов (коромантийная ветвь глобального цикла углерода)..... 81

Чащин В. В., Савченко Е. Э.

Редкие минералы благородных металлов в глубинном платиноносном ксенолите
из Волчьятундринского габбро-анортозитового массива Кольского региона..... 96

БИОЛОГИЧЕСКИЕ НАУКИ

Калачёва Н. В., Кашулин П. А., Журина Э. И.

Синхронность фотосинтеза и устойчивость растений на Севере..... 107

Калюжный И. Л.

Гидрологический режим болот Кольского полуострова..... 118

ХИМИЧЕСКИЕ НАУКИ

Мелконян Р. Г., Суворова О. В., Макаров Д. В., Манакова Н. К.

Производство стеклообразных пеноматериалов: проблемы и решения..... 133

ЖИЗНЬ НАУКИ. КОНФЕРЕНЦИИ, СЕМИНАРЫ

157

КНИГОИЗДАНИЕ

161

ЮБИЛИАРЫ

162

AD MEMORIAM

167

1/2018 (10)

Published since December 2009

DOI: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.1

ISSN 2307-5228

Russian Academy of Sciences

HERALD

of the Kola Science Centre of the RAS

Publisher — Federal State Budgetary Science Institution Federal Research Centre "Kola Science Centre of the RAS"

Mass Media Registration Certificate
issued by the Federal Service for Supervision of Communications,
Information Technology and Mass Media on June, 25 2014.

Editor-in-Chief — S. V. KRIVOVICHEV, Corr. Member of the RAS, Dr. Sci. (Geol. & Mineral.), awarded the Medal of the European Mineralogical Union, Winner of the Prize of Foundation for Support of Education and Science (Alferov's Foundation) — Supporting Research of Young Scientists, Winner of the RF President's Prize in Science and Innovation for Young Scientists, Winner of the Karpinsky Prize of the Saint Petersburg Government and the Saint Petersburg Scientific Center in Geology, Geography and Mining, Foreign Member of the Turin Academy of Sciences, Honorary Member of Mineralogical Society of America Prof.

Vice Editor-in-Chief — G. YU. IVANUK, Dr. Sci. (Geol. & Mineral.)

International Editorial Board

Z. S. Abisheva, Dr. Sci. (Eng.);
I. Yu. Vinokurova, Dr. Sci. (History);
N. K. Belisheva, Dr. Sci. (Bio);
P. B. Gromov, PhD (Eng.);
F. Zoelzer, Dr. Sci. (Bio);
V. E. Ivanov, Dr. Sci. (Phys. & Math.);
N. A. Kashulin, Dr. Sci. (Bio);
A. I. Kibitkin, Dr. Sci. (Econom.);
A. A. Kozyrev, Dr. Sci. (Eng.), Honoured Scholar of the RF, the USSR State Prize Winner (Science and Engineering), Winner of the Prize of the Government of Russia (Science and Engineering), Melnikov Prize Winner, awarded the II class Medal of the Order "For Merit to the Fatherland" and Miner's Glory Medal of II degree and III degree, Prof.;
N. V. Korovkin, Dr. Sci. (Eng.);
V. N. Lazhentsev, Corr. Member of the RAS;
P. R. Makarevich, Dr. Sci. (Bio);
A. G. Olejnik, Dr. Sci. (Eng.);
I. A. Razumova, Dr. Sci. (History);
T. V. Rundkvist, PhD (Geol. & Mineral.);
A. Ya. Fridman, Dr. Sci. (Eng.);

Information for authors, our policy and archive:
<http://www.naukaprint.ru/zhurnaly/vestnik/>.

The responsibility for opinions, expressed in signed articles, studies and other contributions rests solely with the authors, and publication does not constitute an endorsement by the Publisher of the opinions expressed in them.

184209, Fersman str., 14, Apatity, Murmansk Oblast.
Tel. 8-81555-79-754.
E-mail. vestnik2@admksc.apatity.ru.

INTERNATIONAL EDITORIAL COUNCIL

G. G. MATISHOV, Academician of the RAS, Dr. Sci. (Geography), awarded the Order of the Badge of Honour, the Order of Honour, the Order "For Naval Merit", the IV class Order "For Merit to the Fatherland", the Order of Friendship, the Jubilee Medal "300 Years of the Russian Navy", the Medal "For Naval Merit in the Arctic", the Medal "For Professional Honor", the Litke Gold Medal of the Russian Geographical Society, the Gold Medal of the National Academy of Sciences of the Republic of Armenia, the Honored Polar Explorer Badge, Winner of the Prize of the Government of Russia (Science and Engineering), Winner of the Schmidt Prize of the RAS, Winner of Makarov Prize of the RAS, Honoured Worker of Science and Engineering, awarded the Certificate of Honour of the Presidential Administration of Russia "For Great Contribution to Presidential Administration of Russia's Activities in Development of the RF's Cooperation with the Countries — the Participants of the CIS, Prof.; N. N. MEL'NIKOV, Academician of the RAS, Dr. Sci. (Eng.), twice Winner of the Council of Ministers of the Soviet Union Prize, Winner of the Prize of the Government of Russia (Science and Engineering), Foreign Member of Academy of Engineering Sciences of Serbia, awarded the IV class Order "For Merit to the Fatherland", the Order of Honour, the Memorial Medal "70 Years of Miner's Day", the Golden Badge "Miner of Russia", Full Cavalier of the Miner's Glory Medal, Prof.;
V. K. ZHIROV, Corr. Member of the RAS, Dr. Sci. (Bio), Prof.;
A. I. NIKOLAEV, Corr. Member of the RAS, Dr. Sci. (Chemistry), Honoured Scholar of the RF, Prof.;
B. V. EFIMOV, Dr. Sci. (Eng.), Prof.;
F. D. LARICHKIN, Dr. Sci. (Econ.), Honoured Economist of the RF, Prof.;
V. P. PETROV, Dr. Sci. (Geol. & Mineral.), awarded the Order of Honour, the Order of Friendship, the Kapitsa Medal of the Russian Academy of Natural Sciences, Certificates of Honour of the Presidium of the Academy of Sciences, Honoured Scholar of the RF, Prof.;
V. A. MASLOBOEV, Dr. Sci. (Eng.);
V. A. PUTILOV, Dr. Sci. (Eng.), Winner of the Prize of the Government of Russia (Science and Engineering), awarded the II class Medal of the Order "For Merit to the Fatherland", the Order of Friendship, Honoured Worker of Higher Professional Education of the RF, Honoured Scholar of the RF, Prof.;
E. D. TERESHCHENKO, Dr. Sci. (Phys. & Math.);
YA. M. FEDORTCHOUK, PhD;
M. HI, PhD;
F. SHI, PhD
A. N. VINOGRADOV, PhD (Geol. & Mineral.) —
Responsible Secretary

Executive Editor — A. S. Mendeleva

The journal has been included in the Russian Science Citation Index (RSCI) since 2009.

CONTENTS

EARTH SCIENCES

<i>Pavel V. Amosov, Alexander A. Baklanov, Vladimir A. Masloboev</i>	
Justification of the Methodical Approach to Estimation of Dust Intensity at Tailing Dump.....	5
<i>Hikmet H. Asadov, Sima A. Askerova</i>	
Mathematical Model of Acidification of Ocean Water.....	15
<i>Dmitriy B. Denisov, Svetlana A. Valkova, Nikolay A. Kashulin</i>	
Algae and Macrozoobenthos Communities of the Khibiny Massif's Water Ecosystems (Kola Peninsula).....	23
<i>Vladimir I. Pozhilenko, Paul. A. Serov, Valentin P. Petrov</i>	
Sm-Nd Isotope Studies of Early Precambrian Rocks of the Kola Region: a Brief Overview and New Data.....	37
<i>Tatyana V. Rundqvist, Artem V. Mokrushin, Milos Huber, Paul V. Pripachkin, Aya V. Bazai, Yana A. Miroshnikova</i>	
New Data on the Composition of Chrome-Spinellides in the Rocks of the South-eastern Part of the Early Proterozoic Monchegorsk Complex (Kola Region).....	50
<i>Peter K. Skuf'in</i>	
New Model of Geological Structure of the Southern Zone of Early Proterozoic Pechenga-Varzuga Greenstone Belt.....	63
<i>Nikolay O. Sorokhtin, Sergei L. Nikiforov, Nikolay E. Kozlov</i>	
Genesis of Deep Hydrocarbons (the Crust-Mantle Branch of the Global Carbon Cycle).....	81
<i>Viktor V. Chashchin, Eugene E. Savchenko</i>	
Rare Trace Minerals of Precious Metals in Deep Platinum-Bearing Xenolith from Volchetundra Gabbro-Anorthosite Massif of the Kola Region.....	96

BIOLOGICAL SCIENCE

<i>Natalia V. Kalacheva, Peter A. Kashulin, Elina I. Zhurina</i>	
Photosynthetic Synchronicity and Resistance of the Boreal Plants.....	107
<i>Igor L. Kalyuzhny</i>	
Hydrological Regime of Waterlands over the Kola Peninsula.....	118

CHEMICAL SCIENCE

<i>Ruben G. Melkonyan, Olga V. Suvorova, Dmitriy. V. Makarov, Nadezhda K. Manakova</i>	
Vitreous Foamed Materials: Challenges of Production and Solutions.....	133

CONFERENCES

157

NEW BOOKS

161

ANNIVERSARIES

162

AD MEMORIAM

167

DOI: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.1.5-14

УДК 622.4:519.67

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДИЧЕСКОГО ПОДХОДА К ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ПЫЛЕНИЯ НА ХВОСТОХРАНИЛИЩЕ

П. В. Амосов¹, А. А. Бакланов², В. А. Маслобоев³

¹ФГБУН Горный институт ФИЦ КНЦ РАН

²Всемирная метеорологическая организация

³ФГБУН ФИЦ «Кольский научный центр РАН»

Аннотация

На основе анализа существующих подходов по оценке горизонтального и вертикального потоков массы с пылящих поверхностей (пустыни, хвостохранилища и др.) определен круг наиболее приемлемых и общепризнанных подходов (зависимость О. Е. Семенова, зависимость Westphal et al., схема DEAD, схема GOCART). Предложен простой и логичный переход к определению динамической скорости u и скорости на высоте +10 м над пылящей поверхностью u_{10} , необходимых для выполнения прогнозных расчетов интенсивности пыления на базе численной модели аэродинамики атмосферы района «хвостохранилище АНОФ-2 — г. Апатиты». Представлены результаты расчетов и сравнительный анализ кривых вертикального потока массы при вариации скорости ветрового потока. Для последующих исследований загрязнения приземного слоя атмосферы вниз по ветровому потоку рекомендованы зависимости Westphal et al. и схема DEAD.

Ключевые слова:

пылящие поверхности, интенсивность пыления, численное моделирование.

JUSTIFICATION OF THE METHODICAL APPROACH TO ESTIMATION OF DUST INTENSITY AT TAILING DUMP

Pavel V. Amosov¹, Alexander A. Baklanov², Vladimir A. Masloboev³

¹Mining Institute of the KSC of the RAS

²World Meteorological Organization

³Kola Science Centre of the RAS

Abstract

Based on the analysis of existing approaches for assessing the horizontal and vertical fluxes of mass with a dusting of surfaces (deserts, tailing dumps, etc.) the range of the most acceptable and recognized (dependence of Semenov O. E., dependence of Westphal et al., DEAD scheme, GOCART scheme) approaches has been defined. Simple and logical transition of dynamic velocity u and velocity at the height of +10 m above dusting surface u_{10} , which are necessary to execution of predictive calculations of dust intensity, has been proposed. The calculations are based on numerical model of atmosphere aerodynamics in the area of “tailing dumps of ANOF-2 — the town of Apatity”. The calculation results and comparative analysis of graphics for vertical flux of mass at the wind velocity varying are presented. For further studies of pollution in the atmospheric surface layer down on the wind flow, the authors recommend the dependence of Westphal et al. and DEAD scheme.

Keywords:

dusting surfaces, dust intensity, numerical modeling.



Введение

Ведущее место среди источников загрязнения атмосферы, находящихся неподалеку от горнорудных предприятий, занимают отвалы бедных и пустых руд, хвостохранилища, а также транспортные коммуникации и др. В статье объектом исследования выступает хвостохранилище

АНОФ-2 (г. Апатиты, Мурманская обл.), занимающее площадь около 8 км². В летнюю сухую погоду при сильном северо-западном ветре в районе хвостохранилища образуются пыльные бури с переносом пылевидных частиц на значительные расстояния, в том числе и на жилые районы города.

К настоящему времени как теоретически, так и экспериментально недостаточно изучен вопрос загрязнения пылью приземного слоя атмосферы вниз по ветровому потоку при вариации скорости ветра, а также нет единого взгляда на формализованное описание интенсивности пыления. В отчетных материалах [1] в основном представлены достаточно полные данные по метеорологическим условиям региона, гранулометрическому составу нефелиновых песков и показано, что «состав нефелиновых песков таков, что в сухом состоянии они все выдеваются при скорости ветра от 6 м/с» [2]. Анализ критической скорости выдувания частиц, дальности переноса частиц песка относительно их размера, пороговой скорости ветра в зависимости от влажности песка приведен в работах [3, 4].

В данной работе сделан акцент на корректное описание интенсивности пыления, что является необходимым для задания граничного условия при численном решении конвективно-диффузионного уравнения переноса мультидисперсной примеси.

Обзор подходов к описанию интенсивности пыления хвостохранилищ и пустынь

Моделирование процессов пыления является относительно новым направлением научных исследований и сейчас активно развивается для прогноза пыльных бурь в рамках программы ВМО “Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System” (SDS-WAS) [5, 6]. К настоящему времени накопилось заметное количество публикаций и докладов, посвященных исследованиям процессов переноса пыли и, в частности, проблеме формализованного описания процессов пыления. Не претендуя на абсолютную полноту анализа литературных источников, мы можем достаточно объективно утверждать, что имеется несколько подходов.

В докладе [7] представлено полное описание вопросов, связанных с моделированием процессов пыления. Аналогичный подход с демонстрацией основных физических процессов движения песков, возникающих при наличии сильного ветра, можно найти и в других работах [8, 9]. Кроме того, отметим широко известную русскоязычную монографию Э. К. Бютнер [4], где достаточно подробно описаны виды перемещения частиц песка и снега при ветровом потоке (перекатывание, сальтация, диффузия).

Следуя указанным публикациям и докладам, представляется возможным при рассмотрении турбулентного переноса пыли с хвостохранилища АНОФ-2 ограничиться частицами, размер которых не превышает 70 мкм. В ряде других работ, цитируемых ниже, также можно найти указание на ограничение по крупности пыли, подверженной распространению посредством механизма турбулентного переноса.

Согласно терминологии, в вопросах описания процессов пыления различают горизонтальный (G) и вертикальный (F) потоки массы (ГПМ — горизонтальный поток массы и ВПМ — вертикальный поток массы). Они имеют разные размерности: горизонтальный — [$\text{кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$] и вертикальный — [$\text{кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$]. Для задачи, решаемой авторами, интересен именно вертикальный поток массы пыли, который в уравнениях конвективно-диффузионного переноса примеси на границе моделируемой области называют интенсивностью пыления. В ряде работ ВПМ и ГПМ связывают линейным соотношением $F = \alpha \cdot G$ [10], где коэффициент пропорциональности имеет размерность [см^{-1}], а его значение зависит от содержания глины в пылящей почве [11, 12], например, при нулевом содержании глины $\alpha = 10^{-6}$ [см^{-1}]. Авторы публикации [13] определяют коэффициент α как массовую эффективность обдуваемости потоком. По мнению авторов цитируемой работы, обсуждаемый коэффициент является мерой того, как эффективно сальтирующие частицы способны бомбардировать поверхность с высвобождением большого количества мелкодисперсного материала.

В работе [14] предпринята попытка обобщить известные подходы моделирования процессов пыления. Из 16 приведенных моделей 15 используют кубическую зависимость потока массы

от скорости ветра (в таблице и тексте не указано, о какой скорости идет речь, а наибольшей популярностью пользуется с некоторыми модификациями модель, описанная в работе [11]), и лишь одна — самая «старая» (от 1990 г.) является линейной функцией. Знакомство с другими иностранными публикациями также подтверждает, что именно кубическая зависимость потока массы пыли от скорости является наиболее применимой и теоретически обоснованной.

Ниже представлено перечисление некоторых используемых подходов с небольшими пояснениями по основным параметрам.

1. В подходе, который называют схема GOCART (Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport) [15–19], ВПМ F_p класса p размера частиц пыли с поверхности пыления определяется через горизонтальную скорость ветра на высоте +10 м над пылящей поверхностью u_{10} примерно в 3-й степени и пороговую скорость для ветровой эрозии частицы размером класса p u_*^{tp} [14]. Пороговая скорость трения является функцией различных свойств поверхности и размера частицы [11, 17, 20, 21]. Эксперименты показали, что u_*^{tp} возрастает, как только увеличиваются размеры частицы, поскольку требуется больше энергии по преодолению силы гравитации, чтобы мобилизовать тяжелую частицу. Тот же самый эксперимент показывает, что u_*^{tp} возрастает для очень маленьких частиц, так как они являются связанными вместе посредством сильных сил сцепления между частицами [21–23].

2. В подходе, который называют схема DEAD (Dust Entrainment And Deposition) [10, 15, 24], мобилизация описывается через динамическую скорость или скорость трения u_* (ветровое напряжение на поверхности) на высоте пылящей поверхности в 3-й степени, которая является функцией скорости ветра, размера шероховатости и устойчивости атмосферы. Поток массы сальтирующих частиц (горизонтальный поток массы) зависит от превышения ветровой скорости трения над пороговой скоростью трения ветра (в терминологии О. Е. Семенова [25] — критическая скорость начала переноса). Значение динамической скорости u_* предлагается вычислять с помощью известного соотношения [7]

$$u_* = u_{10} \frac{k}{\ln(H_{10} / z_0)}, \quad (1)$$

где нижний индекс 10 отнесен к высоте +10 м (H_{10}) над поверхностью пыления, т. е. u_{10} ; z_0 — параметр шероховатости, м; k — постоянная Кармана.

3. В диссертации "A comparison of the NAVY Aerosol Analysis and Prediction System to in situ aerosol measurements in the continental U.S.: transport vs. Local production of soil dust aerosol" [26] при разработке системы анализа и предсказания аэрозолей (NAAPS) автор успешно использовал модель Westphal et al. [27]. Указанная модель, при условии выполнения двух критериев эмиссии (влажность не более 0,3, динамическая скорость не менее 0,6 м/с), для частиц песка размером от 0,2 до 160 мкм предлагает для вычисления ВПМ опираться на динамическую скорость u_* в 4-й степени. Указанная зависимость интенсивности пыления от динамической скорости в 4-й степени имеет своих сторонников среди советских исследователей [3, 28–30].

4. Известный исследователь процессов пыления в пустынях О. Е. Семенов [25] для описания ВПМ над поверхностью, сложенной из мелкого песка, предложил аппроксимирующую зависимость как функцию динамической скорости u_* в степени 6,5. Для определения динамической скорости им предложена эмпирическая формула [25]

$$u_* = 0,0125u_9^{1.5}, \quad (2)$$

где нижний индекс 9 отнесен к высоте +9 м (H_9) над поверхностью пыления, т. е. u_9 .

5. В 1980-е и 1990-е годы под руководством А. А. Бакланова в Горном институте и Институте проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН (ранее КФАН СССР) была проведена большая работа по анализу эмпирических зависимостей горизонтального и вертикального потоков массы пыли в зависимости от скорости ветра [31, 32]. Анализ эмпирических зависимостей, предложенных отечественными исследователями (А. А. Комаров, З. Е. Альтшулер, О. Е. Семенов, Б. Н. Сенкевич, С. М. Талалаев, Б. В. Иванов, А. К. Дюнин,

В. Г. Борисов, Д. М. Мельник, Р. С. Закиров), после приведения скорости ветра к одной высоте (в соответствии с логарифмическим профилем) и интенсивности пыления к единым единицам измерения ($\text{г}/(\text{м} \cdot \text{с})$) позволил сделать вывод о том, что они, при наличии общих закономерностей степенного увеличения интенсивности пыления от скорости ветра, дают количественно достаточно большой разброс значений. Указанный разброс может быть объяснен различными условиями натурных наблюдений, различной плотностью переносимого материала, используемыми приборами, а также высотой измерения скорости ветра.

Оказалось, что большинство формул, предложенных указанными выше исследователями, могут быть объединены в обобщенную зависимость интенсивности пыления (горизонтальный поток массы) от скорости ветра и влажности песков:

$$G = a_0 V_{10}^{a_1} f^{a_2} + a_3 \quad (\text{г}/\text{м} \cdot \text{с}), \quad (3)$$

где V_{10} — скорость ветра на высоте измерения 10 м; f — влажность песков; коэффициенты a_0 , a_1 , a_2 и a_3 определяются характеристиками песков и состоянием пылящей поверхности хвостохранилища или других объектов пыления. Например, для хвостохранилища угольного производства [32, 33], по данным измерений, эти коэффициенты полагались равными:

$$a_0 = 0,0268, a_1 = 4,61, a_2 = 0,872 \text{ и } a_3 = 0.$$

В 2000-е гг. проблема пыления хвостохранилищ и пустынь по-прежнему оставалась в поле зрения российских ученых, преподавателей вузов горного профиля, производственников и других специалистов. Заметный вклад в обоснование модельных представлений интенсивности пыления с поверхности указанных объектов, разработку мониторинга пыльных бурь, развитие геоинформационных моделей загрязнения пограничного слоя атмосферы внесли следующие специалисты: О. Е. Семенов, Т. В. Дедова, Э. А. Закарин, И. Г. Гранберг с коллегами из Института физики атмосферы им. А. М. Обухова, Ю. В. Шувалов, А. П. Бульбашев, О. С. Галаева, С. К. Камалов и др.

Из последних российских публикаций по проблеме пыления на горнопромышленных предприятиях авторам известна, например, диссертационная работа А. В. Иванова [34], посвященная снижению аэрозольного загрязнения атмосферного воздуха от производственных объектов ОАО «Ковдорский ГОК» на Колском п-ове. В оценках интенсивности пыления используется выражение, подобное формуле (3), в котором скорость ветра V_{10} имеет степень 3,05, а влияние влажности описывается экспоненциальной функцией, которая равна единице в сухом состоянии пыли.

Таким образом, выполненный анализ подходов по формализации вертикального потока массы свидетельствует об отсутствии одного общепринятого взгляда на данную проблему. Единым положением является утверждение, что вертикальный поток массы является функцией скорости (либо динамической, либо некоторой, фиксируемой на референтной (чаще всего 10 м) высоте). Причем показатель степени у скорости варьируется в широком диапазоне.

При использовании компьютерных программ по численному моделированию процессов распространения мелкодисперсной примеси авторы при отработке методического подхода остановились в своих оценках на четырех вариантах:

- 1) подход GOCART (через скорость ветра u_{10} на высоте +10 м над пылящей поверхностью в степени 3 с учетом класса p крупности пыли);
- 2) подход DEAD (через динамическую скорость u_* на высоте пылящей поверхности в степени 3 с учетом класса p крупности пыли и формулу (1));
- 3) подход Westphal et al. (через динамическую скорость u_* на высоте пылящей поверхности, но в степени 4 и формулу (1));
- 4) подход О. Е. Семенова (через динамическую скорость «по Семенову О. Е.» на высоте пылящей поверхности в степени 6,5 и формулу (2)).

Практическая реализация подхода и обсуждение результатов расчетов

На рис. 1 представлена схема модели, которая принимается для обоснования величины скорости, необходимой для последующей оценки вертикального потока массы частиц (интенсивности пыления): 1) динамическая скорость на высоте пылящей поверхности; 2) горизонтальная компонента скорости ветра на высоте +10 и +9 м над пылящей поверхностью. Подчеркнем, что речь идет о приподнятой пылящей поверхности, причем высота дамбы может быть варьируемой в соответствии с проектом хвостохранилища.

На входной границе модели имеем значение референтной скорости ветра u_{ref} на высоте 10 м над основанием модели (от 5 до 23 м/с, например, с шагом 3 м/с). Задавая логарифмический профиль скорости на входной границе (шероховатость принимается на уровне 0,05 м) выполняем расчет аэродинамики на базе стационарной стандартной ($k - \varepsilon$)-модели [35–39]. Далее проводим обработку расчетных аэродинамических параметров вдоль пунктирной линии (+9 м или +10 м над поверхностью хвостов (рис. 1)) : операцию осреднения горизонтальной компоненты скорости, т. е. получаем u_9 или u_{10} , необходимые для последующих расчетов.



Рис. 1. Схема модели под обоснование методики определения интенсивности пыления

Fig. 1. The scheme of the model to justify a method for determining the dusting intensity

На рис. 2 представлено распределение горизонтальной компоненты скорости вдоль оси X на высоте +10 м над пылящей поверхностью для минимальной референтной скорости ветра u_{ref} (5 м/с). Для остальных референтных скоростей ветра вид распределения горизонтальной компоненты скорости будет подобным, но с более высокими числовыми значениями.

Результаты обработки численных экспериментов для горизонтальной скорости на высоте +10 м над пылящей поверхностью, а также результаты перехода с использованием формул (1) и (2) к динамической скорости обобщены в табл. 1. Поскольку осредненные значения горизонтальных скоростей на высотах +9 и +10 м над пылящей поверхностью близки, в табл. 1 приведены только значения скорости на высоте +10 м.

Обращают на себя внимание различия в значениях динамической скорости, рассчитанные по формулам (1) и (2) при скорости ветра до 20 м/с.

На рис. 3 представлены графические результаты оценок ВПМ, выполненные по приведенным выше подходам для частиц пыли диаметром 35 мкм:

- | | |
|---|--|
| I — зависимость Семенова (ud9); | IV — зависимость Westphal et al. (ud10); |
| II — зависимость Westphal et al. (ud9); | V — схема DEAD (ud10); |
| III — схема DEAD (ud9); | VI — схема GOCART (u10). |

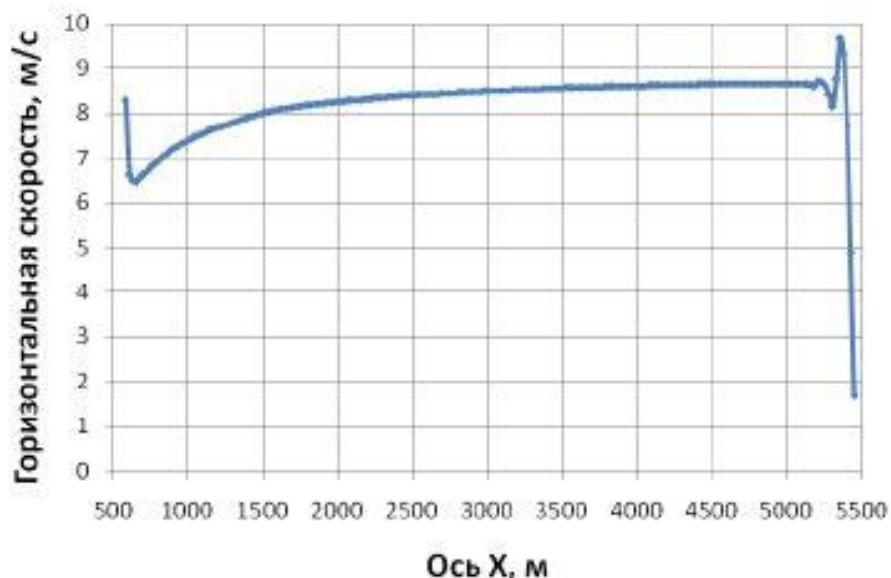


Рис. 2. Пространственное распределение горизонтальной компоненты скорости вдоль оси X на высоте +10 м над пылящей поверхностью для референтной скорости ветра 5 м/с

Fig. 2. The spatial distribution of the horizontal component of velocity along the X axis at a height of +10 m above the dusting surface for the wind's reference velocity of 5 m/sec

Таблица I
Table 1

Осредненные значения горизонтальной скорости на высоте +10 м, соответствующие им значения динамической скорости, вычисленные по формулам (1) и (2)

The averaged values of the horizontal velocity at a height of +10 m, the corresponding values of the dynamic velocity, calculated from formulas (1) and (2)

u_{ref} , м/с	u^* , м/с		$u_{10}(u10)$, м/с	u_{ref} , м/с	u^* , м/с		$u_{10}(u10)$, м/с
	(ud9)	(ud10)			(ud9)	(ud10)	
5	0,296	0,623	8,246	17	1,855	2,117	28,04
8	0,599	0,996	13,19	20	2,367	2,490	32,98
11	0,965	1,370	18,14	23	2,919	2,863	37,93
14	1,386	1,743	23,09				

Анализ поведения кривых (рис. 3) свидетельствует о том, что особым образом ведут себя кривые I и VI:

- первая (подход О. Е. Семенова) имеет самый большой интервал изменения от 10^{-7} до 10^{-1} кг/(м²·с), что объясняется высоким значением показателя степени скорости;

- вторая (подход GOCART) располагается примерно на декаду ниже, чем остальные 4 графика, что, в принципе, может быть исправлено корректирующим (но обоснованным!) коэффициентом.

- Попарно могут быть рассмотрены кривые II–III и IV–V соответственно. Указанные пары ведут себя похожим образом, что естественно, поскольку используются те же самые зависимости (Westphal et al. и DEAD) на базе динамической скорости, которые получены разными способами. Поскольку переход к динамической скорости для графиков IV и V выполнен по общепризнанной формуле (1), представляется, что более весомо в дальнейших исследованиях по переносу пыли в районе хвостохранилища АНОФ-2 ориентироваться на зависимость Westphal et al. и схему

DEAD. Именно эти зависимости дают минимальное расхождение результатов, что хорошо видно на рис. 3 на всем рассмотренном диапазоне референтной скорости ветра (см. табл. 2).

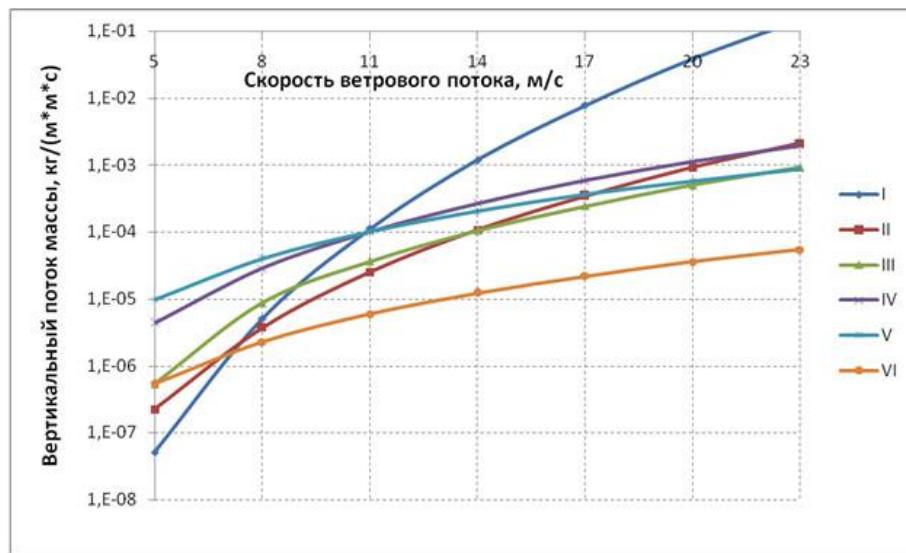


Рис. 3. Расчетные зависимости вертикального потока массы от скорости ветрового потока:
I — зависимость Семенова (ud9); II — зависимость Westphal et al. (ud9); III — схема DEAD (ud9);
IV — зависимость Westphal et al. (ud10); V — схема DEAD (ud10); VI — схема GOCART (u10).
Зависимости I–III получены для динамической скорости с использованием выражения (2) (ud9);
зависимости IV–V — через формулу (1) (ud10)

Fig. 3. Calculated dependencies of the vertical flow of mass on the wind's velocity:
I — dependence of Semenov (ud9); II — dependence of Westphal et al. (ud9); III — scheme DEAD (ud9);
IV — dependence of Westphal et al. (ud10); V — scheme DEAD (ud10); VI — scheme GOCART (u10).
The dependencies I–III were calculated for dynamic velocity from formula (2) (ud9); the dependencies IV–V were
calculated from formula (1) (ud10)

Таблица 2
Table 2

Расчетные оценки ВПМ для зависимости Westphal et al. (ud10) IV
и схемы DEAD (ud10) V, кг/(м²·с)

Calculated estimates of the vertical flow of mass for dependence of Westphal et al. (ud10) IV
and scheme DEAD (ud10) V, kg/(m²·sec)

u_{ref} , м/с	Зависимость Dependence		u_{ref} , м/с	Зависимость Dependence	
	IV	V		IV	IV
5	$0,4356 \cdot 10^{-5}$	$0,9769 \cdot 10^{-5}$	17	5	$0,4356 \cdot 10^{-5}$
8	$0,2855 \cdot 10^{-4}$	$0,3972 \cdot 10^{-4}$	20	8	$0,2855 \cdot 10^{-4}$
11	$0,1021 \cdot 10^{-3}$	$0,1007 \cdot 10^{-3}$	23	11	$0,1021 \cdot 10^{-3}$
14	$0,2677 \cdot 10^{-3}$	$0,2033 \cdot 10^{-3}$		14	$0,2677 \cdot 10^{-3}$

Проверка достоверности полученных значений выполнена по данным специалистов ЗАО «Механобр Инжиниринг», которые в своих подходах по реконструкции хвостохранилища АНОФ-2 до высотной отметки 200 м применяют показатель «максимальная удельная сдуваемость пыли» и в оценках воздействия на окружающую среду используют значение $5,29 \cdot 10^{-6}$ кг/(м²·с). К указанной величине наиболее близкими при минимальной скорости ветрового потока, достаточного

для выноса пыли в сухом состоянии, находятся значения ВПМ, полученные по формулам зависимости Westphal et al. и схемы DEAD.

Таким образом, есть определенные основания утверждать, что предлагаемый методический подход позволит получить достаточно объективные значения интенсивности пыления при высоких скоростях ветра и сухого состояния пыли. При этом, естественно, авторы понимают, что для окончательного вывода о том, какой подход является наилучшим, требуется проведение трудоемких экспериментальных исследований на объекте пыления, что, по-видимому, затруднительно в современных социально-экономических условиях.

Гранулометрический состав отвальных хвостов с поверхности устоявшегося пляжа хвостохранилища АНОФ-2 (в графической форме) приведен в диссертационной работе А. В. Стриженок [40]. Обработка информации позволила авторам получить количественные показатели по долям («вес» интервала) каждого моделируемого интервала размера частиц пыли.

В табл. 3 приведены значения пороговой скорости u_*^{tp} для пыли интервала крупности p до 70 мкм в диаметре с шагом 10 мкм, рассчитанные по методике авторов работы [11], а также «вес» интервала и скорости оседания w_g разнокалиберной пыли, вычисленные в приближении Стокса и необходимые для последующих вычислений конвективно-диффузационного переноса.

Таблица 3
Table 3

Значения пороговой скорости, «веса» интервала и скорости оседания
в зависимости от срединного диаметра частиц пыли

The values of the threshold velocity, the "weight" of the interval and the settling velocity,
depending on the median diameter of the dust particles

Срединный диаметр (диапазон интервала), мкм Median diameter (range of the interval), μm	u_*^{tp} , м/с	«Вес» интервала “Weight” of the interval	w_g , м/с
5 (0–10)	0,951	0,022	0,00195
15 (10–20)	0,420	0,083	0,0175
25 (20–30)	0,295	0,142	0,0487
35 (30–40)	0,243	0,194	0,0955
45 (40–50)	0,218	0,209	0,1580
55 (50–60)	0,206	0,189	0,2360
65 (60–70)	0,201	0,161	0,3290

Выводы

Выполнен анализ существующих подходов по оценке горизонтального и вертикального потоков массы пыли с пылящих поверхностей (пустыни, хвостохранилища и др.), которые необходимы для прогнозирования загрязнения приземного слоя атмосферы на базе численного моделирования.

Определен круг подходов по оценке интенсивности пыления (зависимость О. Е. Семенова, зависимость Westphal et al., схема DEAD, схема GOCART), наиболее приемлемых для решения практической задачи о влиянии скорости ветрового потока на загрязнение атмосферы для района г. Апатиты от воздействия близлежащего хвостохранилища АНОФ-2.

Предложен достаточно простой и нетрудоемкий переход к определению динамической скорости u_* и скорости на высоте +10 м над приподнятой на высоту дамбы пылящей поверхностью u_{10} . Обе указанные величины необходимы для выполнения прогнозных расчетов горизонтального и вертикального потока массы на базе созданной численной модели аэродинамики атмосферы района «хвостохранилище АНОФ-2 — г. Апатиты».

Выполнен сравнительный анализ расчетных кривых вертикального потока массы пыли на примере указанной модели аэродинамики при вариации скорости ветрового потока в широком диапазоне. Сделан предварительный вывод о том, что наиболее приемлемыми для последующих исследований загрязнения приземного слоя атмосферы вниз по ветровому потоку могут быть названы зависимость Westphal et al. и схема DEAD. Оба подхода базируются на функциональной зависимости потока массы пыли от динамической скорости на высоте пыления в 4-й и 3-й степени соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Изыскание методов техногенного и биологического закрепления нефелиновых хвостохранилищ: отчет о НИР: в 3 ч. / исполн.: Альтшуллер В. М. [и др.]; рук. Мельников Н. Н.; Горн. ин-т КФАН СССР Апатиты, 1982. Ч. 1. 80 с.
2. Разработка научных основ закрепления нефелиновых хвостохранилищ: отчет о НИР / исполн.: Раменская М. Л., Перееворзев В. Н., Подлесная Н. И. // Научные фонды ПАБСИ КФАН СССР. Апатиты, 1975. 80 с.
3. Баренблatt Г. И., Голицын Г. С. Локальная структура развитых пыльных бурь. М.: Изд-во МГУ, 1973. 44 с.
4. Бютнер Э. К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 158 с.
5. Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS): Science and Implementation Plan 2015-2020 / S. Nickovic [et al.]; World Meteorological Organization, WMO WWRP 2015-5. Geneva, Switzerland, 2015. 37 p.
6. WMO Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS). URL: http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/Sand_and_Dust_Storm.html (дата обращения: 22.11.2013).
7. Tegen I. Atmospheric Dust Sources. 2005. URL: <http://www.solas-int.org/summerschool/lectures/2005lectures/Tegen.pdf> (дата обращения: 22.11.2013).
8. Pye K. Aeolian Dust and Dust Deposits. London, Academic Press Inc., 1987. 334 p.
9. Dust sources and atmospheric dust process. 2015. URL: <https://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/source.html> (дата обращения: 23.11.2013).
10. Dust modeling and forecasting in the BSC / S. Basart [et al.]. 2012. URL: http://bobcat.aero.und.edu/jzhang/ICAP/AERP/MeetingPDFs/Overviews/Basart_ES-BSC_Dust_modelling.pdf (дата обращения: 12.12.2013).
11. Marticorena B., Bergametti G. Modeling the Atmospheric Dust Cycle. 1. Design of a Soil-Derived Dust Emission Scheme // J. Geophys. Res.-Atmospheres. 1995. Vol. 100. No. D8. P. 16415–16430.
12. Woodward S. Mineral Dust in HadGEM2. 2011. URL: www.metoffice.gov.uk/media/pdf/l/p/HCTN_87.pdf (дата обращения: 10.11.2013).
13. Shao Y., Raupach M. R. Effect of Saltation Bombardment on the Entrainment of Dust by Wind // J. Geophys. Res.-Atmospheres. 1993. Vol. 98. No. D7. P. 12719–12726.
14. Shannon S. R. Modelling the atmospheric mineral dust cycle using a dynamic global vegetation model. 2009. URL: <http://www.paleo.bris.ac.uk/~ggsrs/website/thesis/thesis.pdf> (дата обращения: 02.12.2013).
15. Yoshioka M., Mahowald N. Simulation of absorbing aerosol indices for African dust // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110.
16. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model / P. Ginoux [et al.] // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 20. P. 20255–20273.
17. Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation / P. Ginoux [et al.] // J. Environmental Modelling & Software. 2004. No. 19. P. 113–128.
18. Luo C., Mahowald N. M., Corral J. Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution // J. Geophys. Res.-Atmospheres. 2003. Vol. 108, No. D15.
19. Gillette D. A., Passi R. Modeling Dust Emission Caused by Wind Erosion // J. Geophys. Res.-Atmospheres. 1988. Vol. 93, No. D11. P. 14233–14242.
20. Alzadeh Choobari O., Zawar-Reza P., Sturman A. Low level jet intensification by mineral dust aerosols // Ann. Geophys. 2013. No. 31. P. 625–632.
21. Iversen J. D., White B. R. Saltation threshold on Earth, Mars and Venus // Sedimentology. 1982. No. 29. P. 111–119.
22. Bagnold R. A. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, New York, 1954. 265 p.
23. Saltation threshold on Mars: The effect on interparticle force, surface roughness, and low atmospheric density / J. D. Iversen [et al.] // Icarus. 1976. No. 29. P. 381–393.
24. Zender C. S., Bian H. S., Newman D. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology // J. Geophys. Res.-Atmospheres. 2003. Vol. 108.
25. Семенов О. Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. Алматы, 2011. 580 с.
26. Johnson K. C. A comparison of the NAVY Aerosol Analysis and Prediction System to in situ aerosol measurements in the continental U.S.: transport vs. Local production of soil dust aerosol. 2006. URL: http://chem.atmos.colostate.edu/Thesis/Johnson_thesis_final.pdf (дата обращения: 18.12.2013).
27. Westphal D. L., Toon O. B., Carlson T. N. A Case-Study of Mobilization and Transport of Saharan Dust // J. Atmospheric Sci. 1988. No. 45. P. 2145–2175.
28. Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. М.: Наука, 1971. 400 с.
29. Barenblatt G. J., Golitsyn G. S. Local structure of mature dust storms // J. Atmosphere Sci. 1974. Vol. 31, No. 7. P. 1917–1933.
30. Сенкевич Б. Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. Ашхабад: Ылым, 1976. 183 с.
31. Изыскания методов расчета в задачах охраны воздушной среды при разработке месторождений полезных ископаемых: отчет о НИР: в 2 ч. / Горн. ин-т; Отдел экологических проблем КНЦ АН СССР; рук.: Калабин Г. В., Бакланов А. А.; исполн.: Талалаев С. М., Амосов П. В. и др. Апатиты, 1989. Ч. 1. 71 с.
32. Baklanov A., Rigina O. Environmental modeling of dusting from the mining and concentration sites in the Kola Peninsula, Northwest Russia // The XI World Clear Air and Environment Congress, 14–18 September 1998, Durban, South Africa, IUAPPA-NACA. Durban, 1998. Vol. 1. 4F-3. P. 1–18.
33. Беляновский Е. С., Беляновский А. С., Бейлин В. Н. Моделирование загрязнения атмосферы продуктами пылевой эрозии техногенных источников в рамках нормативного подхода к размещению промышленных объектов // Математическое моделирование процессов загрязнения атмосферы на объектах горной промышленности. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 30–38.
34. Иванов А. В. Снижение аэрозольного загрязнения атмосферного воздуха от производственных объектов ОАО «Ковдорский ГОК»: дис. ... канд. техн. наук / Национальный минерально-сырьевый университет «Горный». СПб., 2015. 206 с.
35. Бакланов А. А. Численное моделирование вrudничной аэрологии. Апатиты: КФАН СССР, 1988. 200 с.
36. Амосов П., Бакланов А., Ригина О. Численное моделирование процессов пыления хвостохранилищ. LAPLAMBERT

Academic Publishing, 2014. 109 с. **37.** Компьютерное моделирование процессов пыления хвостохранилища / В. А. Маслобоев [и др.] // Вестник Кольского научного центра РАН. 2013. № 3 (14). С. 44–49. **38.** Численное моделирование процессов пыления хвостохранилища АНОФ-2 / В. А. Маслобоев [и др.] // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17, № 2. С. 376–384. **39.** CFD-model development of dust transfer at a tailings dump / P. V. Amosov [et al.] // Proc. 4-th Intern. Conf. on Hazardous and Industrial Waste Management — CRETE—2014, 2–5 September 2014, Chania, Crete, Greece. Executive Summaries. Chania: Technical University of Crete, 2014. Р. 279–280. **40.** Стриженок А. В. Управление экологической безопасностью намывных техногенных массивов ОАО «Апатит» в процессе их формирования: дис. ... канд. техн. наук / Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». СПб., 2015. 184 с.

Сведения об авторах

Амосов Павел Васильевич — кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник Горного института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: vosoma@goi.kolasc.net.ru

Бакланов Александр Анатольевич — доктор физико-математических наук, профессор, сотрудник научного отдела Всемирной метеорологической организации

E-mail:aabaklanov@yahoo.com

Маслобоев Владимир Алексеевич — доктор технических наук, профессор, заместитель председателя ФИЦ «Кольский научный центр РАН»

E-mail: masloboev@ksc.ru

Author Affiliation

Pavel V. Amosov — PhD (Engineering), Leading Researcher of the Mining Institute of the KSC of the RAS
E-mail: vosoma@goi.kolasc.net.ru

Alexander A. Baklanov — Doctor of Sciences (Physics & Mathematics), Professor, Researcher at World Meteorological Organization

E-mail:aabaklanov@yahoo.com

Vladimir A. Masloboev — Doctor of Sciences (Engineering), Professor, Vice-President of the KSC of the RAS
E-mail: masloboev@ksc.ru

Библиографическое описание статьи

Амосов, П. В. Обоснование методического подхода к оценке интенсивности пыления на хвостохранилище / П. В. Амосов, А. А. Бакланов, В. А. Маслобоев // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 5–14.

Reference

Amosov Pavel V., Baklanov Alexander A., Masloboev Vladimir A. Justification of the Methodical Approach to Estimation of Dust Intensity at Tailing Dump. Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 5–14 (In Russ.).

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА ЗАКИСЛЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОД

Х. Г Асадов, С. А. Аскерова

Национальное аэрокосмическое агентство, г. Баку, Азербайджанская Республика

Аннотация

Предлагается новая математическая модель закисления океанических вод. Отмечается, что существующие методы математического моделирования процессов закисления не обладают компактностью и не позволяют получить практические выражения, пригодные для синтезирования соответствующих экологических моделей. Проанализированы основные факторы, влияющие на процесс закисления океанических вод, способствующие росту концентрации CO₂. Предложен способ построения математической модели процесса закисления океанических вод с использованием элементов теории автоматического управления и регулирования. На основе предложенной математической модели получено дифференциальное уравнение процесса закисления океанических вод и дано его решение. Проведен качественный анализ полученного решения.

Ключевые слова:

океанические воды, закисление, математическая модель, дифференциальное уравнение, загрязнение вод, экосистема.

MATHEMATICAL MODEL OF ACIDIFICATION OF OCEAN WATER

Hikmet H. Asadov, Sima A. Askerova

National Aerospace Agency, Baku, Azerbaijan Republic

Abstract

The new mathematical model of acidification of ocean water has been suggested. It is noted that the existing methods of mathematical modeling of acidification processes are not featured by compactness and don't allow to obtain the practical formulas useful for synthesis of relevant ecological models. The major factors effecting on process of acidification of ocean water and promoting increase of concentration of CO₂ have been analyzed. The technique for development of mathematical model of process of acidification of ocean water using the elements of automatic control theory was suggested. On the basis of suggested mathematical model the differential equation of the process of acidification of ocean water is derived and solution of this equation is given. The qualitative analysis of the obtained solution is given.

Keywords:

ocean water, acidification, mathematical model, differential equation, water pollution, ecosystem.

Как сообщается в работе [1], количество CO₂ в атмосфере в течение года увеличивается со скоростью 1 % в год до четырехкратной величины доиндустриального уровня 280 ppm, затем с той же скоростью уменьшается почти до прежнего уровня. Вместе с тем объективно существует тренд увеличения концентрации углекислого газа в атмосфере, достигшей к настоящему времени 400 ppm. При этом изменения в поверхностных океанических водах по времени совпадают с этими изменениями, хотя в глубинных водах процесс идет с задержкой из-за проникновения избыточного количества CO₂ в глубинные слои. Вопросы моделирования процесса закисления океанических вод рассмотрены в некоторых работах (см., например, [1–5]). Во многих моделях, которые используются в океанографии и встраиваются в более общие экологические модели, в основном учитываются описание водяных течений и физико-химические свойства воды [2, 3]. В некоторых других моделях рассмотрены гидродинамические процессы физико-химических свойств и особенностей, используемых для построения биологической эволюционной модели [4–6], при этом в качестве основных рассматриваются такие показатели, как температура и

соленость воды. В исследовании [7] предлагается математическая модель процессов закисления океанических вод с использованием метода решетчатой схемы Больцмана. В этой работе используются две независимые показатели: температура и соленость воды. Указывается, разработанная одномерная модель позволит создание в будущем более развитой модели для предсказания дальнейшей эволюции таких физико-химических показателей как pH, общее количество углерода, общее количество щелочи и т. д.

Согласно работе [8], закисление океанических вод потенциально приведет к изменениям в композиции экосистемы, в экологической структуре и потоке энергии и ресурсов.

При построении математических моделей процессов закисления океанических вод должны быть решены следующие задачи [8]:

1) предсказание развития шельфовой зоны, где развита биологическая активность;

2) включение экологических и биохимических процессов в модели, учет обратных связей и процессов ассимиляции и адаптации в системе.

Целью настоящей статьи — разработка математической модели закисления океанических вод, учитывающей как различные физико-химические процессы, приводящие к закислению, так и взаимодействие указанных процессов.

В разрабатываемой модели учитываются следующие процессы и взаимодействия:

1) влияние загрязнения и эвтрофикации на процесс закисления океанических береговых вод;

2) влияние закисления океанических вод и уменьшения pH на степень загрязненности океанических вод ионами тяжелых металлов;

3) влияние изменения общего содержания стратосферного озона на процессы закисления океанических вод;

4) влияние климатических изменений (t°) на процессы закисления океанических вод;

5) влияние процессов подъема глубинных вод на процессы закисления океанических вод.

Для рассмотрения взаимовлияния всех вышеуказанных процессов, влияющих на степень подкисления океанических вод, решено использовать элементы теории автоматического регулирования и представить все вышеуказанные процессы в виде замкнутой цепи.

Несколько подробно рассмотрим вышеуказанные процессы, влияющие на степень подкисления океанических вод. Как показано в работе [9], закисление океанических вод и их загрязнение являются взаимно связанными процессами, они оказывают совместное воздействие на функции морской экосистемы, при этом первый процесс может повысить биотоксичность тяжелых металлов путем изменения их биодоступности. Морские загрязнители, такие как тяжелые металлы и масла, могут снизить скорость фотосинтеза и повысить скорость респирации морских организмов из-за биотоксичности и эвтрофикации, что, в свою очередь, ускоряет процессы закисления океанических вод (рис. 1).

Согласно работе [10], выбросы в береговые воды различных питательных веществ, содержащих Р и N, из-за антропогенной деятельности приводят к избыточному росту различных водорослей, т. е. к процессу эвтрофикации. Потребление этой органической массы различными микробами приводит к уменьшению уровня кислорода в воде, т. е. к гипоксии. В процессе респирации микробов вырабатывается двуокись углерода, что также ведет к увеличению степени закисления вод. При этом, согласно исследованию [10], с насыщением океанических вод CO₂ уменьшается их способность к ассимиляции тех факторов, которые вызывают уменьшение pH. Следовательно, эвтрофикация повышает подверженность береговых вод к закислению. Фактор загрязнения вод имеет особое значение для зон морской нефтедобычи.

Как отмечено в работе [11], контроль загрязнения моря нефтепродуктами требует полномасштабного их мониторинга с применением как наземных, так и аэрокосмических средств наблюдения. Здесь полезно отметить, что карта распределения пленок нефти и нефтепродуктов на поверхности Каспийского моря на базе данных аэрокосмических и контактных наблюдений была разработана специалистами Института экологии Национального аэрокосмического агентства Азербайджана за первую половину мая 2004 г.

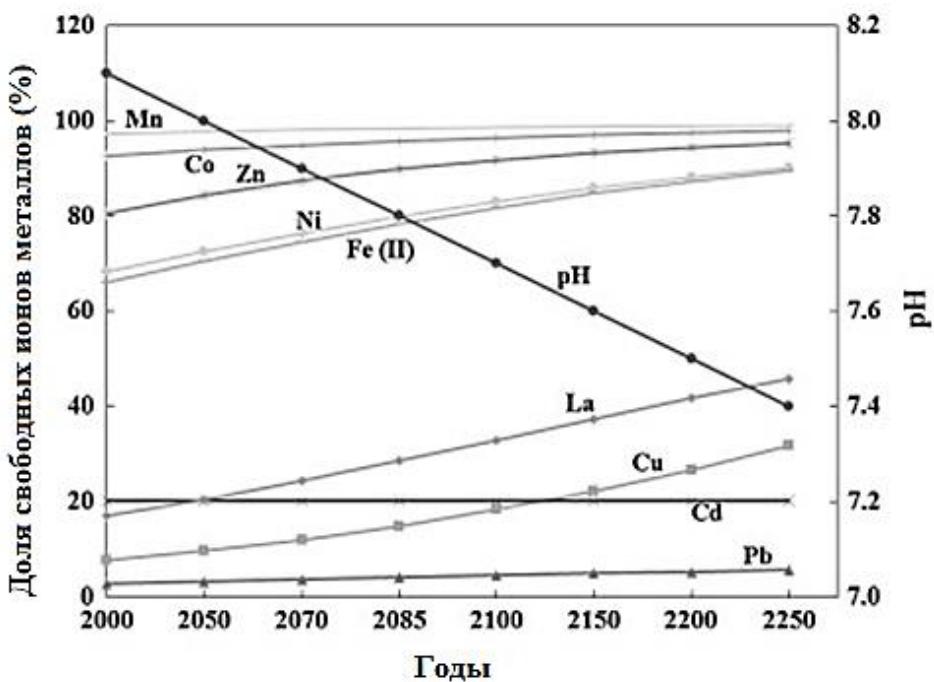


Рис. 1. Графическое отображение изменения во времени pH океанических вод и доли свободных ионов тяжелых металлов среди истинно растворенных форм металлов в океанических водах

Fig. 1. Graphic presentation of ocean water pH change in time and share of free ions of heavy metals among truly dissolved forms of metals in ocean water

Согласно статье [12], существует определенная положительная корреляция между уменьшением озона в стратосфере и увеличением объема парниковых газов. При этом уменьшение общего количества озона совместно с парниковыми газами приводит к усилению ветров, которые, в свою очередь, приводят к подъему глубинных вод насыщенных углеродом. Все это в итоге уменьшает pH и увеличивает степень закисления океанических вод.

Как указывается в работе [13], повышение температуры поверхностных вод из-за глобального потепления практически не приводит к увеличению степени закисления океанических вод, так как эффект уменьшения pH из-за глобального потепления компенсируется увеличением pH из-за уменьшения концентрации растворенного углерода благодаря уменьшению растворимости CO₂ при потеплении вод.

Как было отмечено выше, одним из факторов, воздействующих на степень закисления вод, является подъем глубинных вод, или апвеллинг (upwelling), который, согласно работе [14], приводит к ослаблению степени закисления океанических вод. При этом, как указывается в работе [15], в то время как апвеллинг приводит к уменьшению степени закисления, событие даунвеллинг (downwelling) — уход поверхностных вод в глубинный слой приводит к усилению закисления вод. В качестве примера приведены графики изменения парциального давления CO₂ в зависимости от температуры в течение летнего сезона апвеллинга (*a*) и в зимнем сезоне даунвеллинга (*b*) (рис. 2).

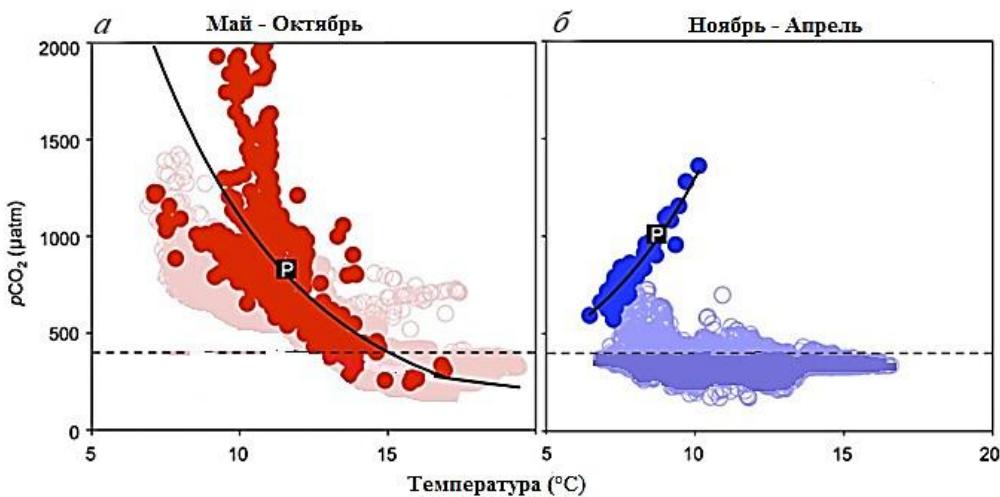


Рис. 2. Зависимость парциального давления $p\text{CO}_2$ от температуры в верхнем водном слое воды толщиной 50 м в течение летнего сезона — апвеллинга (α) и зимнего сезона — даунвельлинга (β) [15]

Fig. 2. Dependence of partial pressure $p\text{CO}_2$ on temperature of the upper water layer with the thickness of 50 m during the summer period — upwelling (α) and winter period — downwelling (β) [15]

Таким образом, относительно большое количество воздействующих факторов применительно к процессу закисления океанических вод диктует необходимость подбора такого математического аппарата, который, будучи компактным в отношении получаемых математических выкладок, позволил бы учесть все взаимосвязи, существующие в комплексном процессе закисления океанических вод. В результате анализа возможных математических методов моделирования и существующих математических моделей было решено отдать предпочтение принципу моделирования, используемому в теории автоматического управления и регулирования, путем представления всех вышерассмотренных факторов и процессов в качестве элементов сложной замкнутой эквивалентной системы контроля процесса закисления океанических вод. Структурная схема предлагаемой эквивалентной системы контроля показана на рис. 3.

Следует отметить, что предлагаемая эквивалентная система является системой с положительной обратной связью, отображающей генерацию приращения ΔCO_2 . Процессами, частично воспрепятствующими генерации ΔCO_2 , являются ассимиляция загрязнений и апвеллинг.

Хорошо известно, что передаточная функция систем с положительной обратной связью определяется как:

$$W(P)_{n.c} = \frac{W(P)_4}{1 - W(P)_4 \cdot W(P)_1 \cdot W(P)_3 \cdot W(P)_5 \cdot W(P)_6}. \quad (1)$$

Передаточные функции $W(P_i)$ узлов $i = 1-6$ эквивалентной системы определяются следующим образом:

$$W(P)_1 = \frac{X(\Delta\text{CO}_2)}{X(P_c)}, \quad (2)$$

где $X(\Delta\text{CO}_2)$ — выходной показатель первого звена; $X(P_c)$ — входной показатель первого звена; p — оператор преобразования.

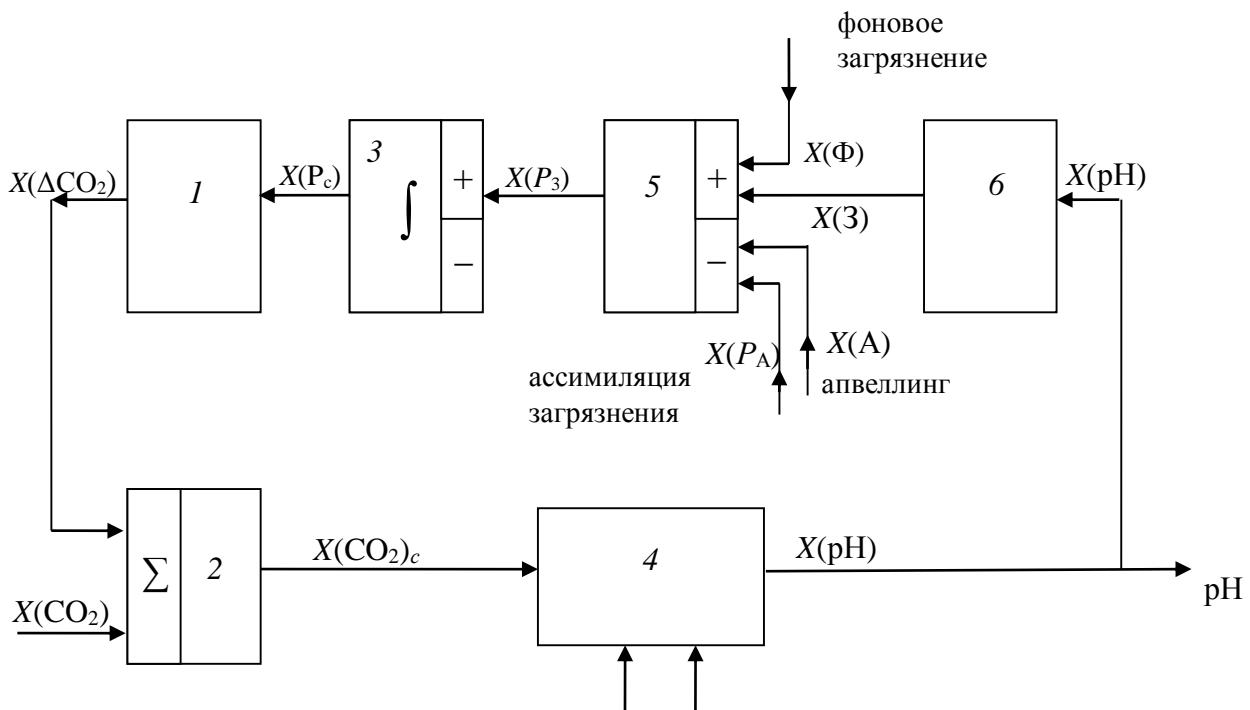


Рис. 3. Структурная схема предлагаемой эквивалентной системы математической модели процесса закисления океанических вод.

Цифрами обозначены: 1 — узел, моделирующий процесс появления приращения ΔCO_2 из-за суммарного загрязнения океанических вод; 2 — узел суммирования нарастающей во времени атмосферной составляющей $\text{CO}_2(t)$ и приращения ΔCO_2 , вызываемого различными воздействующими факторами, приводящими к суммарному загрязнению вод; 3 — интегрирующий узел, моделирующий процесс интегрирования загрязнения в океанических водах; 4 — узел, моделирующий прямое преобразование суммарного количества CO_2 на выходе узла 2 в показатель pH ; 5 — узел, моделирующий суммирование фонового загрязнения с дополнительным загрязнением, возникающим из-за уменьшения pH , моделируемым узлом 6, на выходе которого возникает дополнительное загрязнение

Fig. 3. Structural scheme of the proposed equivalent system of the mathematical model of the ocean water acidification process. The numbers are:

1 — node which models the process of appearance of ΔCO_2 augmentation due to ocean water total pollution; 2 — node which sums atmospheric component $\text{CO}_2(t)$ increasing in time and increment of ΔCO_2 caused by various affecting factors which lead to total water pollution; 3 — integrated node which models the ocean water pollution integration process; 4 — node which models direct conversion of CO_2 total amount at the output of the node 2 into the indicator pH ; 5 — node which models the summing of background pollution and additional pollution caused by pH decreasing and modelled by the node 6 at which output the additional pollution occurs

$$W(P)_2 = \frac{X(\text{CO}_2)_c}{X(\Delta\text{CO}_2) + X(\text{CO}_2)}, \quad (3)$$

где $X(\text{CO}_2)_c$ — суммарная концентрация CO_2 в системе; $X(\Delta\text{CO}_2)$ — дополнительная концентрация CO_2 , возникающая из-за процессов загрязнения.

$W(P)_3$ является передаточной функцией интегрирующего звена, характеризуемого дифференциальным уравнением

$$\frac{dX(P_c)}{dt} = k[X(P_3)], \quad (4)$$

где $X(P_3)$ — суммарное загрязнение на выходе звена 5.

При этом передаточная функция третьего звена имеет вид:

$$W(P)_3 = \frac{k}{P}, \quad (5)$$

где k — постоянная интегрирующего звена;

$$W(P)_4 = \frac{X(\text{pH})}{X(\text{CO}_2)_c}, \quad (6)$$

где $X(\text{pH})$ — результирующий показатель кислотности океанических вод; $X(\text{pH}) = A_0 - \text{pH}$; $A_0 = \text{const.}$

$$W(P)_5 = \frac{X(P_3)}{[X(\Phi) + X(3) - X(A) - X(P_A)]}, \quad (7)$$

где $X(3)$ — загрязнение вод, соответствующее конкретной величине pH на выходе эквивалентной системы; $X(\Phi)$ — фоновое загрязнение; $X(A)$ — загрязнение, уменьшающееся за счет апвеллинга; $X(P_A)$ — показатель ассимиляции загрязнения.

$$W(P)_6 = \frac{X(3)}{X(\text{pH})}, \quad (8)$$

с учетом выражений (1)–(7) получаем:

$$W(P)_{\text{n.c.}} = \frac{X(\text{pH})}{X(\text{CO}_2)_c \left[1 - \frac{X(\text{pH})}{X(\text{CO}_2)_c} \cdot \frac{X(\Delta \text{CO}_2)}{X(P_c)} \cdot \frac{k}{P} \cdot \frac{X(P_3)}{[X(\Phi) + X(3) - X(A) - X(P_A)]} \right]} \cdot \frac{X(3)}{X(\text{pH})} = \frac{B_1}{1 - B_2 / P}, \quad (9)$$

$$\text{где } B_1 = \frac{X(\text{pH})}{X(\text{CO}_2)_c}; \quad (10)$$

$$B_2 = \frac{X(\text{pH}) \cdot (\Delta \text{CO}_2) \cdot k \cdot X(P_3) \cdot X(3)}{X(\text{CO}_2)_c \cdot X(P_c) \cdot [X(\Phi) + X(3) - X(A) - X(P_A)] \cdot X(\text{pH})}. \quad (11)$$

Осуществим переход от передаточной функции (9) к дифференциальному уравнению:

$$\frac{Y(P)}{X(P)} = \frac{B_1 \cdot P}{P - B_2}. \quad (12)$$

Для дифференциального уравнения, соответствующего функции (12), примем следующие нулевые начальные условия:

$$y^{(1)}(0) = 0; \quad y(0) = 0; \quad y(0) = 0; \quad x(t) = 1(t); \quad (13)$$

$$X(P) = L[1(t)] = \frac{1}{P}. \quad (14)$$

С учетом (12) и (14) получим:

$$Y(P) = \frac{B_1}{(P - B_2)}. \quad (15)$$

Уравнение (15) соответствует дифференциальному уравнению:

$$\frac{dy}{dt} - yB_2 = B_1. \quad (16)$$

Уравнение (16) представляет собой линейное неоднородное дифференциальное уравнение первого порядка с нулевой правой стороной. Для решения уравнения (16) запишем:

$$\frac{dy}{dt} - yB_2 = 0. \quad (17)$$

Из (17) получим:

$$\frac{dy}{y} = B_2 \cdot dt. \quad (18)$$

Из (18) находим:

$$y = C \cdot e^{\int B_2 dt}, \quad (19)$$

где $C = \text{const.}$

В принципе, общее решение уравнения (16) повторяет по форме решение (19) и здесь не приводится. Как видно из выражений (11) и (19), при

$$X(A) + X(P_A) > X(\Phi) + X(3) \quad (20)$$

получим:

$$y < C, \quad (21)$$

$$\text{а при } X(A) + X(P_A) < X(\Phi) + X(3) \quad (22)$$

имеем:

$$y > C. \quad (23)$$

Следовательно, при условии (20) с учетом $X(\text{pH}) = A_0 - \text{pH}$ приходим к заключению о том, что с ростом B_2 степень кислотности будет расти, а при уменьшении B_2 и далее при переходе B_2 на отрицательные значения при выполнении условия (22) степень кислотности будет уменьшаться.

Выводы

Подводя итог проведенному исследованию математического моделирования процесса закисления океанических вод, сформулируем следующие выводы:

1. Существующие методы математического моделирования процессов закисления не обладают компактностью и позволяют получить практические выражения, пригодные для синтезирования соответствующих экологических моделей.

2. Проанализированы основные факторы, влияющие на процесс закисления океанических вод, содействующие росту концентрации CO_2 .

3. Предложен способ построения математической модели процесса закисления океанических вод с использованием элементов теории автоматического управления и регулирования.

4. На основе предложенной математической модели получено дифференциальное уравнение процесса закисления океанических вод и дано его решение. Проведен качественный анализ полученного решения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Cao L. Response of ocean acidification to a gradual increase and decrease of atmospheric CO_2 // Environ. Res. Lett. 2014. 9. 024012.
2. Gaspar P. Modeling the seasonal cycle of the upper ocean. 1988. No. 18. P. 161–180.
3. Gaspar Y. G. P., Lefevre J.-M. A simple eddy kinetic energy model for simulation of the oceanic vertical mixing: test at station Papa and Long — term upper ocean study site // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95, No. 16. P. 179–193.
4. Antonie D., Morel A. Modelling the seasonal course of upper ocean $p\text{CO}_2$ (i) // Development of a one — dimensional model. 1995. 47 b. P. 103–121.
5. Antonie D., Morel A. Modelling the seasonal course of upper ocean $p\text{CO}_2$ (II) // Validation of the model and sensitivity studies. 1995. 47B. P. 122–144.
6. Blum C. R. Mathematical modelling of the lingurian sea ecosystem using models if different complexities application of a kalman filter to improve models reliability: Ph.D. thesis, Universe de Lienge. 2006.
7. 1D Lattice Boltzmann model for ocean acidification / P. Geri [et al.] // Procedia Computer Sci.: Intern. Conf. on Computational Sci. 2013. 18. P. 2444–2453.
8. Blackford J. C. Predicting the impacts of ocean acidification: Challenges from an ecosystem perspective // J. Marine Systems. 2010. 81. P. 12–18.
9. Zeng X., Chen X., Zhuang J. The positive relationship between ocean acidification and pollution // Marine Pollution Bull. 2015. 91. P. 14–21.
10. Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication / W. J. Cai [et al.] // Nature Geoscience. 2011. Vol. 4, November.
11. Оценка загрязнения Каспийского моря нефтепродуктами по данным ИСЗ / Т. М. Татарбаев [и др.] // Известия Бакинского ун-та. 2010. № 3. С. 167–171. (Естественные науки).
12. Stratospheric ozone depletion reduces ocean uptake and enhances ocean acidification / A. Lenton [et al.] // Geophys. Res. Letters. 2009. Vol. 36, L122606.
13. Mcneil B. I., Matear R. J. Climate change feedbacks on future oceanic acidification // Tellus. 2007. 59B. P. 191–198.
14. Lachkar Z. Effects of upwelling increase on ocean acidification in the California and Canary Current Systems //

Geophys. Res. Letters. 2014. Vol. 4. P. 90–95. **15.** Interpretation and design of ocean acidification experiments in upwelling systems in the context of carbonate chemistry co-variation with temperature and oxygen / *J. Reum [et al.]* // ICES J. Marine Sci. 2016. 73(3). P. 582–595.

Сведения об авторах

Асадов Хикмет Гамидович — доктор технических наук, профессор Национального аэрокосмического агентства, Баку, Азербайджанская Республика

E-mail: asadzade@rambler.ru

Аскерова Сима Аждаргызы — докторант Национального аэрокосмического агентства, Баку, Азербайджанская Республика

E-mail: abiyeva_s@mail.ru

Author Affiliation

Hikmet G. Asadov — Doctor of Sciences (Engineering), Professor at National Aerospace Agency, Baku, Azerbaijan Republic

E-mail: asadzade@rambler.ru

Sima A. Askerova — Dissertator of National Aerospace Agency, Baku, Azerbaijan Republic

E-mail: abiyeva_s@mail.ru

Библиографическое описание статьи

Асадов, Х. Г. Разработка Математической модели процесса подкисления океанических вод / Х. Г. Асадов, С. А. Аскерова // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 16–22.

Reference

Asadov Hikmet H., Askerova Sima A. Mathematical Model of Acidification of Ocean Water. Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 16–22 (In Russ.).

ВОДОРОСЛЕВЫЕ СООБЩЕСТВА И МАКРОЗООБЕНТОС ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМ ХИБИНСКОГО ГОРНОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Д. Б. Денисов, С. А. Валькова, Н. А. Кашулин

ФГБУН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН

Аннотация

Анализируются экологические особенности альгоценозов и макрозообентоса, развивающихся в водоемах и водотоках Хибин, в аспектах сезонной и пространственной динамики. Выделены два типа сообществ водорослей: 1 — с высокой долей нитчатых зеленых водорослей, характерных для загрязняемых вод; 2 — с доминированием харовых и золотистых водорослей, развивающихся в условно фоновых водных экосистемах. Озера характеризуются высокими значениями численности и биомассы зообентоса и олигодоминантной структурой сообществ. По уровню развития бентофауны озера соответствуют а-эвтрофному типу.

Ключевые слова:

Хибинский горный массив, малые реки, бентос, фитоперифитон, биоиндикация.

ALGAE AND MACROZOOBENTHOS COMMUNITIES OF THE Khibiny MASSIF'S WATER ECOSYSTEMS (KOLA PENINSULA)

Dmitriy B. Denisov, Svetlana A. Valkova, Nikolay A. Kashulin

Institute of North Industrial Ecology Problems of the KSC of the RAS

Abstract

The ecological features of algocoenoses and macrozoobenthos communities of the Khibiny massif freshwaters in the aspects of seasonal and spatial dynamics have been analyzed. The species composition, seasonal dynamics were studied; the role of the landscape component and hydrochemical factors in the species composition and structure of hydrobionts was shown. Two types of algae communities are distinguished: 1 — with a high amount of filamentous green algae (*Ulothrix zonata*) in the polluted waters, and 2 — with domination of Charophyta (*Zygnea* sp.) and Chrysophyta (*Hydrurus fuentidus*) algae in reference aquatic ecosystems. Lakes are characterized by high values of zoobenthos abundance and biomass and oligodominant structure of communities with predominance of oligochaetes in the Bolshoy Vudjavr Lake and chironomids in the Malii Vudjavr Lake. The lake's benthos fauna corresponds to the α-eutrophic type.

Keywords:

Khibiny massif, small rivers, benthos, phytoperyphyton, bioindication.



Введение

Антропогенная трансформация водных экосистем промышленных регионов Кольского Севера является объектом экологических исследований ни одно десятилетие [1, 2]. Показано, что происходящие изменения различных структурно-функциональных элементов в последние годы вызваны не только

долговременным промышленным загрязнением, но и нарушением ландшафтов, режима стока, температурных параметров, что неизбежно сказалось на трофических сетях и потоках энергии в экосистемах [3]. Сложность в интерпретации последствий антропогенных преобразований водоемов Кольского региона определяется большой вариабельностью индивидуальных условий формирования качества вод: микроклиматических, батиметрических, гидрохимических,

геоморфологических, ландшафтно-географических и др. Поэтому для понимания происходящих процессов наиболее целесообразным представляется использовать в качестве объектов исследования малые модельные водные экосистемы. В этом отношении наиболее показательны озерно-речные системы Хибинского горного массива, характеризующегося наличием целого спектра разнообразных ландшафтно-географических условий на фоне антропогенной нагрузки различной интенсивности. Это дает возможность выделить комплекс факторов, определяющих природные условия развития водных экосистем, и оценить их уязвимость к техногенному загрязнению. Наилучшим образом получить представление о режиме современных природных процессов в субарктических водоемах позволяет применение бассейнового подхода, когда для оценки качества вод конкретного водного объекта учитываются процессы, происходящие на всей его водосборной площади.

Последствия антропогенной трансформации водных экосистем в результате деятельности предприятий по добыче и переработке апатитового сырья в Хибинах анализируются в целом ряде работ [4–9]. В то же время в исследованиях незаслуженно мало внимания уделяется малым водотокам различного ранга, играющим определяющую роль в формировании качества вод на водосборной площади. В качестве надежного показателя, отражающего условия существования организмов в озерных экосистемах, и особенно водотоков различного типа, являются сообщества фитоперифитона и бентоса [10, 11]. Разовый отбор проб для анализа химических элементов не всегда может быть использован для оценки качества вод, в то время как сравнительно стабильные сообщества донных организмов предоставляют интегральную информацию, благодаря приуроченности к субстрату и нахождению под действием факторов в течение определенного времени. Несмотря на многочисленные исследования водорослей Арктики и Субарктики [12–14], в литературе практически отсутствует информация о фитоперифитоне Хибинского горного массива.

В статье предпринята попытка оценить условия формирования качества вод в пределах одного водосборного бассейна на основе гидробиологических показателей — фитоперифитона и бентоса. Анализируется смена видового состава и структуры сообществ гидробионтов в зависимости от комплексов естественно-природных и антропогенных факторов.

Материал и методика исследований

Исследования были сосредоточены в южной части Хибинского горного массива в период с 2007 по 2012 гг. Основными объектами исследования являлись водоемы и водотоки, расположенные на территории водосборного бассейна оз. Большой Вудъяvr (рис. 1). Особенности исследованных водных объектов детально описаны в предыдущих работах [4, 7, 15]. Озеро Большой Вудъяvr интенсивно загрязняется стоками апатитового производства, поступающего в водоем с током рек Саамка и Юкспоррйок. Водные объекты, расположенные на территории оз. Малый Вудъяvr, а также верховья рек прямого антропогенного загрязнения не испытывают (рис. 1).

В водоемах и водотоках были выбраны точки отбора проб, которые включали приусььевые зоны и различные участки русла (нижнее, среднее и верхнее течение), литораль озер, а также места поступления сточных вод и впадения притоков (рис. 1). На территории водосбора отобраны образцы фитоперифитона и зообентоса, а также пробы воды для гидрохимического анализа. В зоне профундали озер Малый и Большой Вудъяvr отобраны донные отложения с целью изучения сообществ макрозообентоса. Отбор и анализ образцов осуществлялся согласно стандартным рекомендованным методикам [10, 11, 16, 17] по описанной ранее схеме [15]. Микрофотографии водорослей были выполнены с помощью светового микроскопа Motic BA300, оснащенного цифровой видеокамерой. Таксономическая принадлежность водорослей уточнялась с использованием международной обновляемой электронной базы данных [18]. Для оценки качества вод по гидрохимическим показателям была использована эколого-санитарная классификация качества поверхностных вод суши [19], а также Правила контроля качества воды водоемов и водотоков [20].

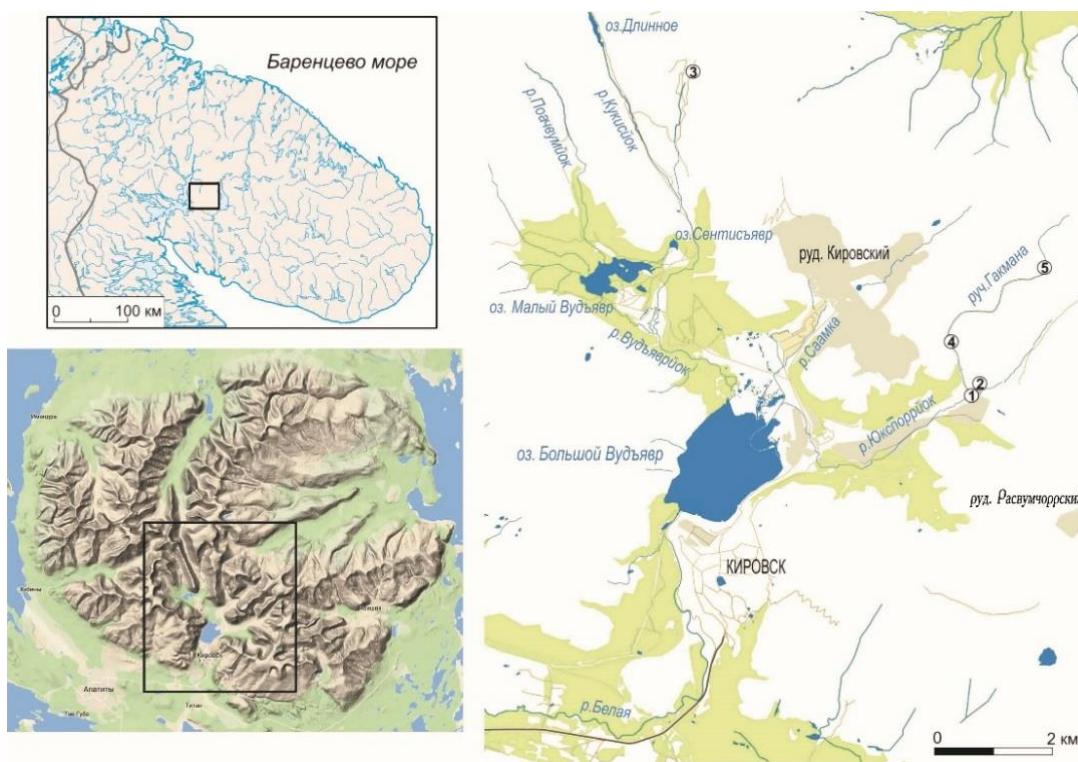


Рис. 1. Карта-схема района работ. Цифрами обозначены самоизливающиеся скважины (табл. 1)

Fig. 1. Map-scheme of the study area. The self-pouring boreholes marked by the figures (Table 1)

Результаты и обсуждение

Гидрохимические параметры

В ходе экспедиционных работ были получены данные о качестве вод в различные сезоны; большая часть отборов была приурочена к периоду гидробиологического лета (июль–август) и половодья (апрель–июнь). Это позволило выявить диапазоны колебаний различных гидрохимических параметров водных объектов исследованного района (табл. 1). Сезонная динамика проявляется в ярких изменениях гидрологического режима, что в конечном итоге определяет химический состав вод. В верхнем течении рек половодье запаздывает относительно нижних участков, бровки низких пойм находятся под водой, совпадает и запаздывание фенологических фаз развития растительности на водосборе, вследствие перепадов высот [15].

Водные объекты, не подверженные непосредственному загрязнению, характеризуются существенными различиями гидрохимических характеристик в течение сезона. В период весеннего половодья наблюдается повышенное содержание нитратов в воде (до 110 мг/л), которые, очевидно, имеют аэробиогенное происхождение. Накопленные в снеговом покрове нитраты активно насыщают талые воды [7]. Наиболее резкие сезонные отличия проявляются в малых истоковых озерах. Так, концентрация фосфатов в оз. Длинное в половодье предельно мала (1 мкгР/л), а к меженному периоду может возрасти на два порядка (до 207 мкгР/л), что соответствует IV классу качества вод [19] и характерно для эвтрофируемых водоемов.

Качество вод рек претерпевает существенные изменения вдоль речного континуума (рис. 1, табл. 1). Наиболее вариабельны концентрации биогенных элементов и алюминия. В р. Поачвумйок наблюдалось повышенное содержание фосфатов — на уровне III класса качества вод, что соответствует мезотрофному трофическому статусу. В период весеннего таяния снега отмечены значительные концентрации ионов алюминия в нижнем течении р. Вудъярйок — до 1220 мкг/л, при некотором увеличении содержания марганца и железа. Выраженной кислой реакцией среды и повышения цветности воды при этом не наблюдалось. На этом участке река пересекает морену с обводненными и заболоченными участками. Было отмечено уменьшение нитратных ионов и содержания общего азота в р. Куксийок в районе пойменного участка реки, где происходило

наиболее интенсивное развитие фитоперифитона. Кроме того, на поверхности поймы отмечено скопление листового опада и развитие более мощного почвенного покрова, имеющего гидроморфный режим увлажнения.

Таблица 1
Table 1

Некоторые гидрохимические характеристики водоемов, водотоков (с притоками) и подземных вод бассейна оз. Бол. Вудъярв (2007–2012 гг.)
Some hydrochemical characteristics of water bodies, streams (with tributaries) and underground waters of the Bolshoy Vudjavr Lake basin (2007–2012)

Объект Object	pH	Минерализация Mineralization mg/l	NO ₃ (мкгN/л)	PO ₄ (мкгР/л)	Al (мкг/л)	Sr (мкг/л)	Cu (мкг/л)
Озера							
Длинное Dlinnoe	7,06 (6,80-7,31)	35,35 (21,58-43,74)	29 (2,2-110)	95 (1-207)	7 (1-24)	15 (0,7-56)	5,4 (1,0-8,4)
Купальное Kupal'noe	5,69	3,91	1	2	31	9,4	0,9
Малый Вудъярв Maliy Vudjavr	6,92 (6,90-6,94)	19,52 (17,52-20,87)	59 (56-65)	1	40 (32-47)	46 (44-48)	0,8 (0,2-1,6)
Большой Вудъярв Bolshoy Vudjavr	8,70 (7,50-9,42)	101,90 (82,57-118,98)	2248 (1430-3310)	650 (477-1708)	380 (27-875)	142 (115-187)	4,5 (1,4-7,2)
Водотоки Streams							
Кукисйок Kukisjok	6,80 (6,69-7,05)	20,10 (16,02-24,34)	73 (51-88)	1	89 (24-112)	46 (42-53)	0,6 (0,4-1,0)
Вудъярвйок Vudjavrijok	7,95 (6,90-7,00)	20,50 (20,20-21,05)	69 (63-82)	1,3 (1-2)	606,7 (284-1220)	60 (55-65)	1,3 (0,9-1,8)
Сентисйок Sentisjok	7,30	31,72	23	1	164	35	0,2
Поачвумйок Poachvumjok	7,12 (6,92-7,32)	53,74 (39,18-68,30)	1,5 (1-2)	70 (60-81)	2,5 (2-3)	0,5 (0,4-0,6)	3,2 (1,7-4,6)
Ручей Гакмана Gakman's Stream	6,94 (6,67-7,08)	13,73 (6,39-17,54)	37 (24-46)	1	13 (8-18)	39 (15-49)	0,15 (0,1-0,2)
Саамка Saamka	7,46 (7,21-7,84)	83,62 (20,05-144,01)	2240 (31-5370)	49 (4-140)	1274 (6,9-4300)	352 (46-884)	3,6 (0,8-10,5)
Юкспоррйок Yuksporrijok	9,06 (8,60-9,78)	337,47 (126,40-868,14)	10153 (2760-23800)	6842 (540-17500)	4233 (880-9000)	395 (220-780)	16,6 (5,4-34,0)
Белая Belaya	7,50 (7,37-7,60)	100,53 (85,44-115,61)	3103 (1950-4740)	532 (345-787)	558 (310-683)	150 (120-170)	3,9 (3,0-4,9)
Буровые скважины* Boreholes*							
1	9,46	47,01	145	36	65	11	0,3
2	7,10	43,02	1	4	4	45	0,1
3	8,41	25,26	46	1	89	40	0,1
4	7,28	21,84	63	5	25	28	0,1
5	9,68	66,75	45	5	121	30	0,3

* Расположение буровых скважин показано на рис. 1.

* The boreholes location is shown in Fig. 1.

Фитоперифитон

Следует отметить вклад самоизливающихся буровых скважин в формирование качества вод малых водотоков. Подземные воды характеризуются щелочной средой (рН от 7,10 до 9,68), которую обеспечивают подстилающие породы щелочного состава. Порядок распределения преобладающих ионов определяется геохимическим фоном территории [15].

Таким образом, гидробионты исследованных водных объектов развиваются в крайне неустойчивых и резко меняющихся условиях, при этом в отдельные периоды фотоавтотрофы с избытком могут быть обеспечены элементами биогенного питания. Очевидно, существенную роль в формировании гидрохимических условий вод условно фоновых территорий играет тесный контакт с подстилающими породами и прямая зависимость от состава атмосферных осадков.

Воды рек, вмещающих рудничные воды, характеризуются низкой прозрачностью и высоким содержанием взвеси. Концентрация биогенных элементов, в первую очередь нитратов и фосфатов, на несколько порядков превышает фоновые значения (табл. 1). Это создает специфические условия для водных организмов. С одной стороны, биогенные элементы присутствуют в избытке, с другой — проявляется световое голодаание из-за большого количества взвеси. Очевидно, негативно сказываются на гидробионтах повышенные концентрации стронция и алюминия.

Водоросли перифитона исследованной территории характеризуются целым рядом специфических черт. Обрастания отличаются значительным видовым разнообразием: всего был выявлен 201 таксон водорослей рангом ниже рода (рис. 2). Фитоперифитон олиготрофных проточных водоемов (оз. Мал. Вудъяр) и водотоков (Кукийок, Поачвумйок, Вудъярйок) активно развивается начиная с апреля [15, 8] (рис. 2, 3). Показано, что этот весенний максимум развития обусловлен повышенным содержанием нитратов в период начала половодья [8].

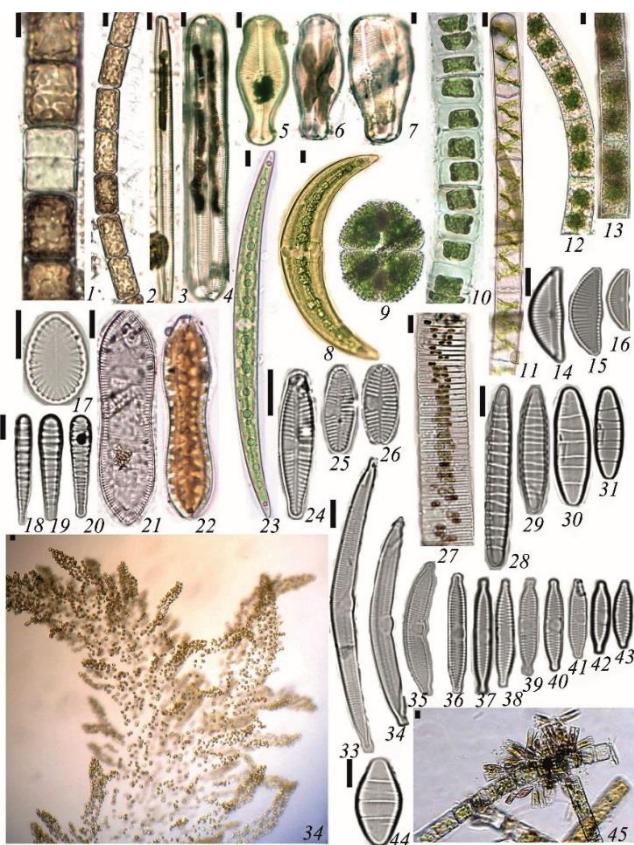


Рис. 2. Некоторые типичные представители

фитоперифитона бассейна оз. Большой Вудъяр:

1, 2 — *Melosira varians*; 3 — *Ulnaria ulna*; 4 — *Pinnularia nobilis*; 5—7 — *Didymosphenia geminata*; 8 — *Closterium moniliferum* Ehrb. ex Ralfs; 9 — *Cosmarium hornavanense*; 10 — *Ulothrix zonata*; 11 — *Spirogyra* sp.; 12, 13 — *Zygnema* sp.; 14—16 — *Encyonema minutum*; 17 — *Surirella brebissonii*; 18—20 — *Meridion cyrcculare*; 21, 22 — *Surirella librile*; 23 — *Closterium acerosum*; 24—26 — *Planothidium lanceolatum*; 27 — *Fragillaria capucina*; 28—31 — *Odontidium hyemale*; 32 — *Hydrurus fuentidus*; 33—35 — *Hannaea arcus*; 36—43 — *Fragilaria vaucheriae*; 44 — *Odontidium mesodon*; 45 — *F. vaucheriae*
растет на *M. varians* (линейка — 10 мкм)

Fig. 2. Some typical phytoperyphyton species of the Bolshoy Vudjavr Lake basin:
Vudjavr Lake basin:

1, 2 — *Melosira varians*; 3 — *Ulnaria ulna*; 4 — *Pinnularia nobilis*; 5—7 — *Didymosphenia geminata*; 8 — *Closterium moniliferum* Ehrb. ex Ralfs; 9 — *Cosmarium hornavanense*; 10 — *Ulothrix zonata*; 11 — *Spirogyra* sp.; 12, 13 — *Zygnema* sp.; 14—16 — *Encyonema minutum*; 17 — *Surirella brebissonii*; 18—20 — *Meridion cyrcculare*; 21, 22 — *Surirella librile*; 23 — *Closterium acerosum*; 24—26 — *Planothidium lanceolatum*; 27 — *Fragillaria capucina*; 28—31 — *Odontidium hyemale*; 32 — *Hydrurus fuentidus*; 33—35 — *Hannaea arcus*; 36—43 — *Fragilaria vaucheriae*; 44 — *Odontidium mesodon*; 45 — *F. vaucheriae* grows on *M. varians* (skale — 10 μm)

26 — *Planothidium lanceolatum*; 27 — *Fragillaria capucina*; 28—31 — *Odontidium hyemale*; 32 — *Hydrurus fuentidus*; 33—35 — *Hannaea arcus*;

36—43 — *Fragilaria vaucheriae*; 44 — *Odontidium mesodon*; 45 — *F. vaucheriae* grows on *M. varians* (skale — 10 μm)



Рис. 3. *Hydrurus foetidus* в водных объектах Хибин весной:
а — типичное местообитание; б, в — внешний вид обрастаний

Fig. 3. *Hydrurus foetidus* in the Khibiny water bodies in spring:
а — the typical habitat; б, в — the fouling colony

Внешний вид типичных обрастаний литорали олиготрофных проточных озер представлен на рис. 4. В зависимости от динамики уровня воды и типа субстрата водоросли могут формировать как непрерывный слой обрастаний, что характерно в первую очередь для диатомовых водорослей (рис. 4, а), так и отдельные дерновинки, которые образуют зеленые и харовые водоросли (рис. 4, б). Литораль малых горных озер (оз. Длинное) может быть полностью лишена обрастаний (рис. 4, в), что особенно характерно для начала и середины гидробиологического лета. Многочисленные представители бентосных водорослей часто ассоциированы с верхним слоем иловых отложений и частицами детрита: диатомовые рода *Surirella*, десмидиевые родов *Cosmarium*, *Closterium* (рис. 2).



Рис. 4. Внешний вид литорали олиготрофных проточных озер:
а — обильный диатомовый перифитон; б — дерновинки зеленых водорослей;
в — свободная от обрастаний литораль

Fig. 4. Appearance of the littoral in oligotrophic flow lakes:
а — abundant diatom periphyton; б — the green algae turfs;
в — littoral free from the fouling

Типичные реофильные обрастатели, требовательные к высокому содержанию кислорода, развиваются на перекатах рек и в проточных озерах в районе стока. В конце лета (август-сентябрь) это, как правило, нитчатые харовые рода *Zygnema*, образующие плотные маты на каменистом субстрате пороговых участков рек (р. Поачвумйок, Куписйок) и стоках

проточных олиготрофных озер (оз. Мал. Вудъяр) (рис. 5, *a*-*в*). Толщина таких обрастаний достигает 1–2 см, длина нитей — до 10 и более см, проективное покрытие — до 100 % площади субстрата.

Вегетация этого фитоперифитона прекращается незадолго до ледостава и, как правило, заканчивается в октябре. На порожистых участках рек нитчатые харовые водоросли часто ассоциированы с водными мохообразными, которые они также используют в качестве субстрата. Наименее обильны обрастания на участках рек с мелким гравием, а также песчаным дном, особенно при сравнительно высоких скоростях течения.

В заводях со скоростью течения менее 0,5 м/с на песчаном дне иногда формируются дерновинки *Oedogonium* sp., чаще всего не закрепляющиеся на субстрате. В состав альгоценозов также входят представители десмидиевых водорослей: *Closterium moniliferum* Ehrb. ex Ralfs; *C. acerosum* Ehrb. ex Ralfs; *Cosmarium hornavanense* Gutw. (рис. 2). В горных олиготрофных проточных водах перифитон наиболее интенсивно развивается в пределах пойменных участков [8].



Рис. 5. Обрастания водотоков «фоновых» участков водосбора оз. Бол. Вудъяр:
a, б — *Zygnema* sp. (в сентябре); *в, г* — *Ulothrix zonata* (в апреле)

Fig. 5. Algae fouling in “reference” parts of the Bolshoy Vudjavr Lake basin:
a, б — *Zygnema* sp. (in September); *в, г* — *Ulothrix zonata* (in April)

Очевидно, рост водорослей обеспечивают поступающие с этого участка водосбора биогенные элементы, их источником дополнительно являются временные лужи с гниющими растительными остатками (листья и пр.). Изучение функционирования подобных систем в горных реках с малым содержанием биогенов (фосфатов и нитратов) важно в аспектах их потенциальных возможностей и роли в процессах самоочищения. Установлено, что перифитон способен развиваться в условиях высокогорных плато на высоте около 1000 м над ур. м.: *Staurastrum aversum* Lund., *Achnanthidium minutissimum* (Kütz.) Czarn. — доминирующие таксоны во временных моховых лужах на плато горы Кукисумчорр. На поверхности снежников Хибин в июле интенсивно развивается *Chlamydomonas nivalis* (Bauer) Wille, придавая снегу красноватый цвет.

В зоне поступления подземных вод самоизливающихся гидрогеологических скважин (рис. 1, табл. 1) обильно развиваются нитчатые зеленые водоросли (*Ulothrix zonata* (Weber et Mohr) Kütz. и *Stigeoclonium* sp.) (рис. 5, *б, в*). В эвтрофируемых проточных водах обрастания

присутствуют в течение всего года (р. Белая) [15]. Массовые виды: *U. zonata*, *Melosira varians* Ag., *Fragilaria capucina* Desm. *F. vaucheriae* (Kütz.) Peters, *Ulnaria ulna* (Nitzsch) Comp., *Hannaea arcus* (Ehrb.) Patr. (рис. 2, 6). Позиции субдоминантов занимают: *Planothidium lanceolatum* (Bréb. ex Kütz.) Lange-Bert.; *Meridion circulare* (Greville) Ag.; *Gomphonema acuminatum* Ehrb., + var. *coronatum* (Ehrb.) Ehrb.; *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) Schmidt; *Encyonema minutum* (Hilse) Mann; *Surirella brebissonii* Kramm. & Lange-Bert.; *Odontidium hyemale* (Roth) Kütz.; *O. mesodon* (Kütz.) Kütz. и разнообразные представители порядка Fragilariales. Реже встречается *Pinnularia nobilis* (Ehrb.) Ehrb. и *Surirella librile* (Ehrb.) Ehrb. (рис. 2).



Рис. 6. Обрастания эвтрофируемых вод:

a — лitorаль озера Бол. Вудъяvr в начале июля; *б* — скопления нитчатых водорослей в р. Белая (*Ulothrix zonata*, *Melosira varians*, *Ulnaria ulna*); *в* — массовое развитие *Hannaea arcus* в апреле (р. Белая)

Fig. 6. Algae fouling of eutrophicated waters:

a — the littoral of the Bolshoy Vudjavr Lake in early July; *б* — the mass of filamentous algae in the Belaya River (*Ulothrix zonata*, *Melosira varians*, *Ulnaria ulna*); *в* — *Hannaea arcus* blooming in April (the Belaya River)

В пределах водосбора оз. Бол. Вудъяvr сообщества летнего фитоперифитона можно разделить на два типа. Первый — со значительной долей нитчатых зеленых водорослей (*U. zonata*), характеризующихся высоким обилием и проективным покрытием субстрата. Обрастания такого типа характерны для лitorали оз. Бол. Вудъяvr, некоторых притоков в его приозерной низменности, а также для р. Белая, где ярко выражены процессы антропогенного загрязнения и эвтрофирования. Второй — с доминированием в составе сообществ золотистых водорослей (*H. foetidus*). Перифитон этого типа характерен для незагрязняемых проточных вод — рек Куксийок, Вудъяврийок, Поачвумйок, верховья Юкспоррийок и руч. Гакмана. В течение гидробиологического лета от половодья до осени водорослевые обрастания претерпевают следующие изменения: в сообществах первого типа увеличивается доля диатомовых водорослей и снижается обилие зеленых; второй тип характеризуется снижением доли золотистых и обильным развитием нитчатых харовых (*Zygnema sp.*). Пространственное распределение основных таксономических групп водорослей в пределах водосборной площади оз. Бол. Вудъяvr, их соотношение и обилие представлено на рис. 7.

Макрозобентос

Среди исследованных водотоков водосбора оз. Бол. Вудъяvr наиболее неблагоприятная экологическая ситуация для развития зообентоса складывалась в основном русле р. Саамка: донная фауна не обнаружена в течение всего периода исследований. В эвтрофируемых проточных водах (р. Б. Белая) возрастила доля олигохет и эврибионтных видов, в составе макрозообентоса олиготофных водотоков (Вудъяврийок, Поачвумйок, Тахтарвумйок, Куна) доминировали амфибиотические насекомые — поденки, веснянки, ручейники, личинки жесткокрылых [7, 15].

Макрозообентос оз. Бол. Вудъяvr был представлен олигохетами (Oligochaeta), двустворчатьми (Bivalvia) и брюхоногими (Gastropoda) моллюсками, личинками двукрылых (Diptera, Chironomidae, Ceratopogonidae), на лitorали отмечены ручейники (Trichoptera) и поденки (Ephemeroptera).

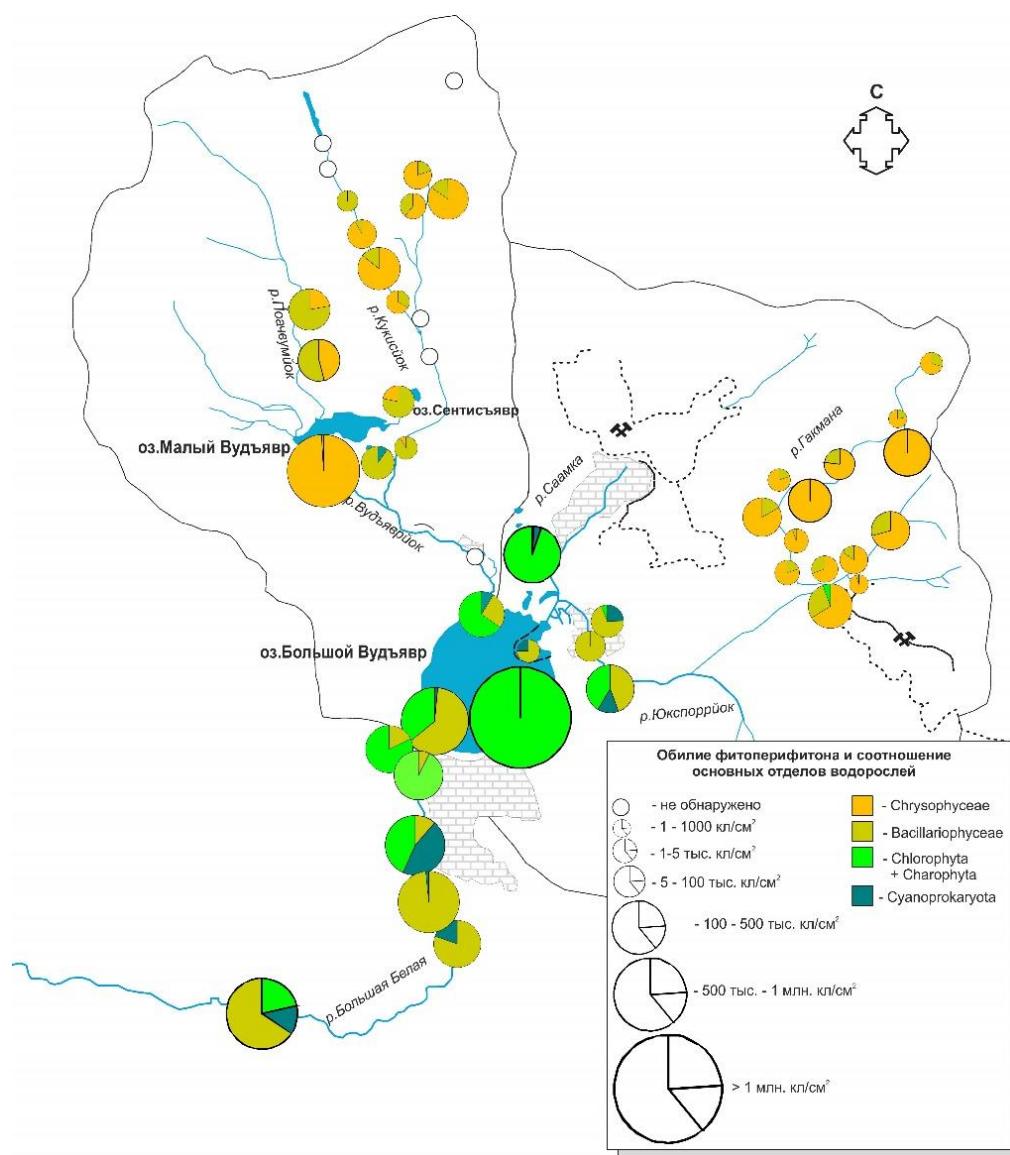


Рис. 7. Соотношение доминирующих таксономических групп водорослей фитоперифитона (%) и их численность (клеток на квадратный сантиметр) в различных участках водосбора оз. Бол. Вудъяvr
Fig. 7. The dominant taxonomic groups of phytoperyphyton algae ratio (%) and their abundance (cells per square centimeter) in different parts of the Bolshoy Vudjavr Lake basin

Численность макрозообентоса водоема в 2008–2010 гг. составляла в среднем 1800 ± 302 экз./м², биомасса — $14,2 \pm 4,1$ г/м². Доминировали в донных сообществах олигохеты, двустворчатые моллюски и хирономиды, доля которых составляла 56, 26 и 11 % соответственно от общего количества беспозвоночных. По уровню развития зообентоса озеро соответствует а-эвтрофному типу водоемов по шкале трофности С. П. Китаева [23]. Олигохетный индекс Гуднайта — Уитли составлял 71 %, что в отношении органического загрязнения характеризует водоем как «грязный». Это обусловлено интенсивным поступлением биогенных элементов (N, P) в составе стоков апатитовых рудников и накоплением в поверхностных слоях донных отложений органического вещества.

В трофической структуре макрозообентоса преобладали грунтозаглатыватели, собиратели-детритофаги и фильтраторы, группировка хищников развита слабо. Такая структура сообществ, направленная на утилизацию избыточного органического вещества и биогенов, свидетельствует о преобладании детритных пищевых цепей в водоеме.

В прибрежной зоне озера (глубина до 10 м) на каменисто-галечных грунтах наиболее многочисленны личинки ручейников и двустворчатые моллюски. С увеличением глубины возрастала плотность олигохет *Tubifex tubifex*, доля которых в наиболее глубокой зоне водоема (30–35 м) достигала 94 % [7].

Состав и структура макрозообентоса оз. Бол. Вудъяр разничились по акватории водоема. Максимальные значения численности и биомассы наблюдались в центральной части озера, где в составе фауны преобладали олигохеты-тубифициды, что характерно для илистых грунтов на относительно больших глубинах. Минимальными количественными показателями характеризовалась восточная часть озера, здесь в сообществах доминировали личинки хирономид. Это обусловлено особенностями грунта (каменисто-галечный) и небольшими глубинами, которые благоприятны для развития личинок комаров-звонцов и комаров-мокрецов. Сообщества зообентоса технологического отстойника отличались низким таксономическим разнообразием и количественными показателями, уровень численности макробентоса здесь не превышал 800 экз/м², биомассы — 1,5 г/м², преобладали в составе бентофауны олигохеты семейства Lumbriculidae (рис. 8).

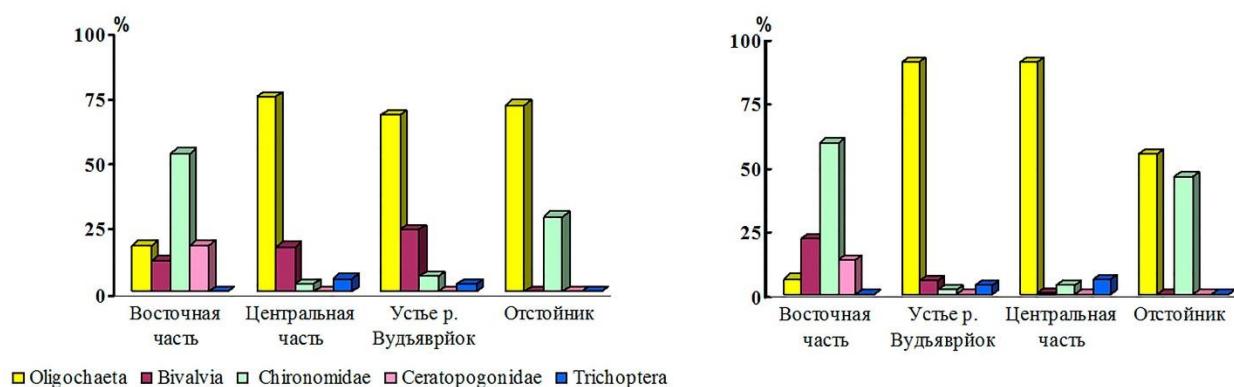


Рис. 8. Структура сообществ зообентоса различных участков акватории оз. Бол. Вудъяр

Fig. 8. The zoobenthos communities structure in different parts of the water area of the Bolshoy Vudjavr Lake

Малый Вудъяр

В составе макрозообентоса оз. Мал. Вудъяр отмечены олигохеты, круглые черви (Nematoda), двустворчатые и брюхоногие моллюски, хирономиды (Chironomidae), на литорали встречались вислокрылые (Sialidae), личинки и имаго жуков (Coleoptera), веснянки (Plecoptera) и поденки (Ephemeroptera). Таксономическая структура бентосных сообществ на литорали и в глубоководной зоне водоема сходна. Одной из определяющих причин этого, вероятно, служит наличие источников подземных вод в глубоководной зоне озера, которые, поступая в озеро, перемешивают придонные слои воды и обогащают их кислородом, что способствует формированию в зоне профундации газового режима, близкого к таковому зоны мелководий [5].

В донных сообществах преобладали хирономиды, определяя на 80 % уровень численности и биомассы зообентоса. Хирономиды комплексы озера Мал. Вудъяр были представлены 12 видами, принадлежащими 5 подсемействам: *Stempellina bausei* Kieff., 1911, *Corynocera ambigua* Zett., 1837, *Paratanytarsus* sp., *Tanytarsus* sp., *Sergentia coracina* gr., *Chironomus* sp. 1, *Chironomus* sp. 2, *Tanypodinae* sp., *Orthocladiinae* sp., *Microtendipes* sp., *Psectrocladius* sp., *Monodiamesa bathyphila* Kieff., 1918. Доминировали и на литорали, и в глубоководной зоне водоема эврибионтные личинки *Chironomus* sp., широко распространенные в водоемах Голарктики и Неарктики [24], субдоминантом были олигосапробные *M. bathyphila*, также многочисленны *Microtendipes* sp. и *Psectrocladius* sp. и *S. bausei*, остальные виды были малочисленны или встречались единично.

Численность бентофауны оз. Малый Вудъяр за период 2010–2012 гг. составляла в среднем 1770 ± 209 экз/м², биомасса — $16,1 \pm 0,6$ г/м². Распределение макрозообентоса вдоль градиента

глубин неравномерно: на глубине 8–10 м численность зообентоса составляла в среднем 2300 экз/м², биомасса — 9,7 г/м², в зоне мелководий (до 5 м) показатели обилия бентофауны были ниже (табл. 2).

Таблица 2
Table 2

Численность (N) и биомасса (B) зообентоса (средние значения)
оз. Малый Вудъяр в 2011–2012 гг.

The average zoobenthos abundance (N) and biomass (B) in Maliy Vudjavr lake (2011–2012)

Глубина, м Depth, m	2011 г.		2012 г.	
	B , г/м ²	N , экз/м ²	B , г/м ²	N , экз/м ²
	$n = 10$			
0–5	950	3,2	550	2,4
8–10	3400	10,6	1240	8,9
Озеро в целом Total	2205	18,3	934	15,7

По уровню развития зообентоса и «шкале трофности» С. П. Китаева (1984) трофический статус водоема варьирует от эвтрофного класса (10–20 г/м²) в профундальной зоне до мезотрофного (5–10 г/м²) в литоральной, а в целом оз. Мал. Вудъяр в настоящее время соответствует а-эвтрофному типу водоемов.

В 2012 г. исследована сезонная динамика показателей зообентоса профундальной зоны оз. Мал. Вудъяр. В зимний период численность беспозвоночных составляла в среднем 1620 экз/м², биомасса — 6,5 г/м², возрастая в июле–августе до 2220 экз/м² и 11,5 г/м². В структуре зообентоса на протяжении всего года преобладали хирономиды *Chironomus* sp., доля которых составляла 75–85 % от общей численности и биомассы зимой и 65–80 % летом. Изменение плотности бентосной фауны на протяжении года обусловлено частичной гибелью организмов макрозообентоса в подледный период, выеданием ихтиофауной и вылетом имаго некоторых амфибионтных форм в весенне–летний период. В частности, вылет имаго *Chironomus* sp., как правило, приурочен к концу мая, однако сроки вылета могут варьировать в зависимости от температуры воды [24].

Выводы

Водные объекты Хибинского горного массива, подверженные непосредственному влиянию загрязнителей, поступающих со стоками апатитового производства, характеризуются кардинальными изменениями гидрохимических условий, по сравнению с условно фоновыми водами. Повышенные концентрации биогенных элементов способствуют интенсивному развитию процессов эвтрофикации. Отмечены сезонные увеличения содержания фосфатов и нитратов в горных озерах, не подверженных прямому загрязнению. Гидробионты исследованных водных объектов развиваются в крайне динамичных условиях среды с резкими изменениями гидрохимических показателей.

Водорослевые обрастания характеризуются значительным таксономическим разнообразием, в силу наличия широкого спектра условий в различных водных объектах в структуре сообществ резко выделяются доминанты. Пространственное распределение сообществ фитоперифитона в пределах водосборного бассейна оз. Бол. Вудъяр позволяет четко выделить загрязняемые и эвтрофируемые водные объекты, с высокой долей нитчатых зеленых водорослей (*Ulothrix zonata*), и условно фоновые, олиготрофные — с доминированием харовых (*Zygnema* sp.) и золотистых (*Hydrurus fuentidus*) водорослей.

Сообщества зообентоса исследованных водоемов характеризуются относительно небогатым таксономическим разнообразием и олигодоминантной структурой на фоне высоких значений численности и биомассы. Несмотря на то, что оз. Мал. Вудъяр не подвергается прямому антропогенному воздействию, в настоящее время его трофический статус оценивается

как эвтрофный, количественные показатели макрозообентоса сопоставимы с таковыми для оз. Бол. Вудъяvr, которое загрязняется промышленными сточными водами. Повышению трофического статуса водоемов способствует поступление биогенных элементов со сточными водами и аэротехногенными выпадениями от промышленных предприятий и их хвостохранилищ на акваторию и прилегающую водосборную территорию, а также глобальные факторы, обусловленные изменениями климата.

Благодарности

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории аналитической химии ИППЭС ФИЦ КНЦ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kashulin N. A. Selected aspects of the current state of freshwater resources in the Murmansk region, Russia / N. A. Kashulin [et al.] // J. Environmental Science and Health. 2017. Part A, May. P. 1–9.
2. Moiseenko T. I., Bazova M. M. Effects of water acidification on element concentrations in natural waters of the Kola North // Geochemistry International. 2016. Vol. 54, No. 1. P. 112–125.
3. Некоторые аспекты современного состояния пресноводных ресурсов Мурманской области / Н. А. Кашулин [и др.] // Вестник МГТУ. 2013. Т. 16, № 1. С. 98–107.
4. Антропогенные изменения водных систем Хибинского горного массива (Мурманская область): в 2 т. Т. 1 / Н. А. Кашулин [и др.]. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. 250 с.
5. Антропогенные изменения водных систем Хибинского горного массива (Мурманская область): в 2 т. Т. 2 / [Н. А. Кашулин и др.]. Апатиты: КНЦ РАН. 2009. 282 с.
6. Денисов Д. Б. Изменения гидрохимического состава и диатомовой флоры донных отложений в зоне воздействия горнорудного производства (Кольский полуостров) // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 6. С. 719–730.
7. Современные тенденции изменения биоты пресноводных экосистем Мурманской области / Д. Б. Денисов [и др.] // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12, № 3. С. 525–538.
8. Денисов Д. Б. Экологические особенности водорослевых сообществ разнотипных субарктических водоемов // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010. № 1. С. 48–55.
9. Анисимова Л. А., Ефимов Л. Е., Тананаев Н. И. Оценка гидроэкологического состояния водных объектов Хибинского полигона МГУ // Современные экологические проблемы Севера (к 100-летию со дня рождения О. И. Семёнова-Тян-Шанского): материалы междунар. конф. (Апатиты, 10–12 ноября 2006). Апатиты: КНЦ РАН, 2006. Ч. 1. С. 140–142.
10. Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 320 с.
11. Комулайнен С. Ф. Методические рекомендации по изучению фитоперифитона в малых реках. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. 43 с.
12. Флора и фауна водоемов Европейского Севера. Л.: Наука, 1978. 192 с.
13. Генкал С. И., Вехов Н. В. Диатомовые водоросли Русской Арктики. М.: Наука, 2007. 64 с.
14. Комулайнен С. Ф. Фитоперифитон рек Кандалакшского берега Белого моря // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 6. С. 29–47.
14. Денисов Д. Б., Валькова С. А., Кашулин Н. А. Экологические особенности перифитона и бентоса водных экосистем Хибинского горного массива (Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19, № 1/2. С. 165–175.
15. Руководство по методам химического анализа морских вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 208 с.
16. Методическое руководство по биотестированию воды. РД 118-0290. М., 1991. 48 с.
17. Guiry M. D., Guiry G. M. AlgaeBase // World-wide electronic publication. National University of Ireland. Galway, 2017. URL: <http://www.algaebase.org>.
18. Экологическая оценка воздействия гидротехнического строительства на водные объекты. Киев: Наука думка, 1990. 256 с.
19. ГОСТ 17.1.3.07-82. Охрана природы. Гидросфера. Правила контроля качества воды водоемов и водотоков. Дата введения: 01.01.1983 (с изм. 16.01.2015).
20. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год. М., 2011. 66 с.
21. Денисов Д. Б. Явления массового развития водорослей в разнотипных пресноводных водоемах Кольского полуострова как результат глобальных преобразований окружающей среды // Глобальные климатические процессы и их влияние на экосистемы арктических и субарктических регионов: тез. докл. междунар. науч. конф. (Мурманск, 9–11 ноября 2011 г.). Апатиты: КНЦ РАН, 2011. С. 45–47.
22. Китаев С. П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. М.: Наука, 1984. 309 с.
23. Зинченко Т. Д. Эколо-фаунистическая характеристика хирономид (Diptera, Chironomidae) малых рек бассейна средней и нижней Волги (Атлас). Тольятти: Кассандра, 2011. 258 с.

Сведения об авторах

Денисов Дмитрий Борисович — кандидат биологических наук, старший научный сотрудник Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: denisow@inep.ksc.ru

Валькова Светлана Александровна — кандидат биологических наук, научный сотрудник Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: valkova@inep.ksc.ru

Кашулин Николай Александрович — доктор биологических наук, профессор, главный научный сотрудник Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН
E-mail: nikolay@inep.ksc.ru

Author Affiliation

Dmitriy B. Denisov — PhD (Biology), Senior Researcher of the Institute of North Industrial Ecology Problems of the KSC of the RAS

E-mail: denisow@inep.ksc.ru

Svetlana A. Valkova — PhD (Biology), Researcher of the Institute of North Industrial Ecology Problems of the KSC of the RAS

E-mail: valkova@inep.ksc.ru

Nikolay A. Kashulin — Doctor of Sciences (Biology), Professor, Chief Researcher of the Institute of North Industrial Ecology Problems of the KSC of the RAS

E-mail: nikolay@inep.ksc.ru

Библиографическое описание статьи

Денисов, Д. Б. Водорослевые сообщества и макрозообентос водных экосистем Хибинского горного массива (Кольский полуостров) / Д. Б. Денисов, С. А. Валькова, Н. А. Кашулин // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 23–35.

Reference

Denisov Dmitriy B., Valkova Svetlana A., Kashulin Nikolay A. Algae and Macrozoobenthos Communities of the Khibiny Massif's Water Ecosystems (Kola Peninsula). Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 23–35 (In Russ.).

Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: КРАТКИЙ ОБЗОР И НОВЫЕ ДАННЫЕ*

В. И. Пожиленко¹, П. А. Серов¹, В. П. Петров²

¹Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

²Центр гуманитарных проблем Баренц-региона ФИЦ КНЦ РАН

Аннотация

В данной работе приводятся в кратком виде обобщенные результаты Sm-Nd-анализа раннедокембрийских пород и их интерпретация по литературным источникам. Кроме того, рассматриваются неопубликованные Sm-Nd-данные (с сопутствующей интерпретацией) по мезо-неоархейским и протерозойским кристаллическим породам ряда структур Кольского региона: Терского, Стрельнинского, Кейвского и Кольско-Норвежского террейнов, Мурманского составного террейна и Имандра-Варзугской зоны палеопротерозойского рифта.

Ключевые слова:

Sm-Nd модельный возраст, архей, палеопротерозой, террейн, Кольский регион.

Sm-Nd ISOTOPE STUDIES OF EARLY PRECAMBRIAN ROCKS OF THE KOLA REGION: A BRIEF OVERVIEW AND NEW DATA

Vladimir I. Pozhilenko¹, Pavel A. Serov¹, Valentin P. Petrov²

¹Geological Institute of the KSC of the RAS

²Center for humanitarian problems of Barents Region of the KSC of the RAS

Abstractct

This paper presents the summarized results of the Sm-Nd analysis of the Early Precambrian rocks in brief terms and their interpretation by literature sources. In addition, consideration is being given to the unpublished Sm-Nd data (with concomitant interpretation) on Mesoneoarchaeon and Proterozoic crystalline rocks of a number of structures in the Kola region: Tersky, Strelny, Keivsky and Kola-Norwegian terranes, Murmansk composite terrane and Imandra-Varzuga zone of the Palaeoproterozoic rift.

Keywords:

Sm-Nd model age, Archaean, Palaeoproterozoic, terrane, Kola region.



1. Введение

На основании общих геологических предпосылок и согласно принятой стратиграфической шкале [1] до конца 1980-х гг. в северо-восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита выделялись архейские, включая саамские (или раннеархейские), и раннепротерозойские образования (эоархейские, палеоархейские и палеопротерозойские соответственно (по современной хроностратиграфической шкале)) [2 и др.], при этом прямые и косвенные геохронологические данные о столь древнем архейском возрасте пород отсутствовали.

* Исследование выполнено в рамках тем НИР ГИ КНЦ РАН № 0231–2015–0004 и № 0231–2015–0005.

В 1990-е гг. ученые ГИ КНЦ РАН стали проводить активное изотопное (U-Pb-метод, циркон) датирование интрузивных и метаморфических пород Кольского региона. Наиболее достоверные данные были приведены в работе, включающей также результаты, полученные другими исследователями [3]. Самые древние датировки, определяющие возраст интрузивных пород и метаморфизма, находились в интервале 2,8–2,9 млрд лет, и лишь несколько определений превышали значение 2,9 млрд лет [4–6 и др.]. Предполагалось, что возраст интенсивно и неоднократно метаморфизованных интрузивных, вулканогенных и осадочных пород, относимых к наиболее древним образованиям, может быть древнее 3,0 млрд лет. Прежде всего, речь идет о комплексе основания, сложенном тоналит-трондемит-гранодиоритовыми (ТТГ) породами, и реликтах гнейсов и амфиболитов в нем, а также о гнейсах «кольско-беломорского» комплекса [2]. Косвенным подтверждением наличия саамских образований в Кольском регионе были палеоархейские U-Pb-возрасты дегритовых цирконов в архейских и даже палеопротерозойских метаосадках [7, 8], а также палеоархейские Sm-Nd модельные возрасты этих пород.

Приведенные данные, тем не менее, не дают оснований говорить о наличии мезо- и палеоархейских образований в Кольском регионе, так как дегритовые цирконы могли быть привнесены из удаленных областей размыва, расположенных за пределами рассматриваемой части Балтийского щита. В то же время эффективным инструментом оценки возраста земной коры является Sm-Nd изотопный метод, позволяющий на основе Sm-Nd модельных возрастов пород в сочетании с U-Pb-возрастами цирконов определить возраст корообразующих событий [9, 10]. Результаты применения этого методического подхода сотрудниками Дублинского университетского колледжа в сотрудничестве с учеными ГИ КНЦ РАН позволили внести заметные корректировки в представления о времени образования древнейших ТТГ комплексов основания кольского докембра и залегающих на них супракrustальных комплексов архея и палеопротерозоя [11–14 и др.]. Появление в 2000 г. в ГИ КНЦ РАН возможности проведения планомерных Sm-Nd изотопных исследований привело к накоплению большого объема Sm-Nd изотопных данных. Все перечисленные исследования комплексов раннего докембра Кольского региона преследовали следующие цели:

- 1) выявление в кольском архее мезо-, палео- и эоархейских пород;
- 2) определение объема архейского и палеопротерозойского ювенильного материала в земной коре региона;

В предлагаемой работе дается краткий обзор результатов этих исследований и приводятся новые Sm-Nd изотопные данные для ряда тектонических структур Кольского региона.

2. Методика исследований

Для химического разложения проб брали навеску массой 50–100 мг, к которой добавлялось соответствующее количество раствора смешанного трассера ^{149}Sm - ^{150}Nd . Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5–0 мл) и выдерживали 1,5–2 часа при комнатной температуре. Далее навеску помещали в тефлоновый вкладыш автоклава и проводили разложение в сушильном шкафу при температуре 170 °C в течение нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2–3 раза в 4,5–6N HCl. Сухой остаток растворяли в 1 мл 2,3N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200–400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчатого элюирования 2,3 и 4,5N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0,1N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа.

Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla за период измерений составило $0,512078 \pm 5$ ($N = 11$), при этом величина ошибки не превышала $\pm 0,003\%$. Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -отношениях составляет $0,2\%$ (2σ) — среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-1 [15]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе — до $0,005\%$. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0,3 нг, по Sm — 0,06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0,5\%$. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla $= 0,511858 \pm 7$ [16]. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{(\text{DM})}$ использованы современные значения CHUR по [17] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1960$) и DM по [18] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$).

3. Материалы

Sm и Nd изотопный анализ был выполнен для широкого спектра пород, среди которых: 1 — породы массивов неоархейских субщелочных и щелочных гранитов и габбро-анортозитов; 2 — гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты и гранитоиды Мурманского составного террейна; 3 — палеопротерозойские породы расслоенных массивов базит-гипербазитов и массивов габбро-анортозитов; 4 — разнообразные гнейсы северо-западной части Беломорского составного террейна; 5 — гнейсы, амфиболиты, метагабброиды, диориты и эндербиты центральной части Кольского региона (Кольско-Норвежского террейна); 6 — гнейсы Кейвского, Терского и Стрельнинского террейнов; 7 — метавулканиты и метаосадки Печенгской и Имандра-Варзугской зон палеопротерозойского рифта Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга и др. (рис.).

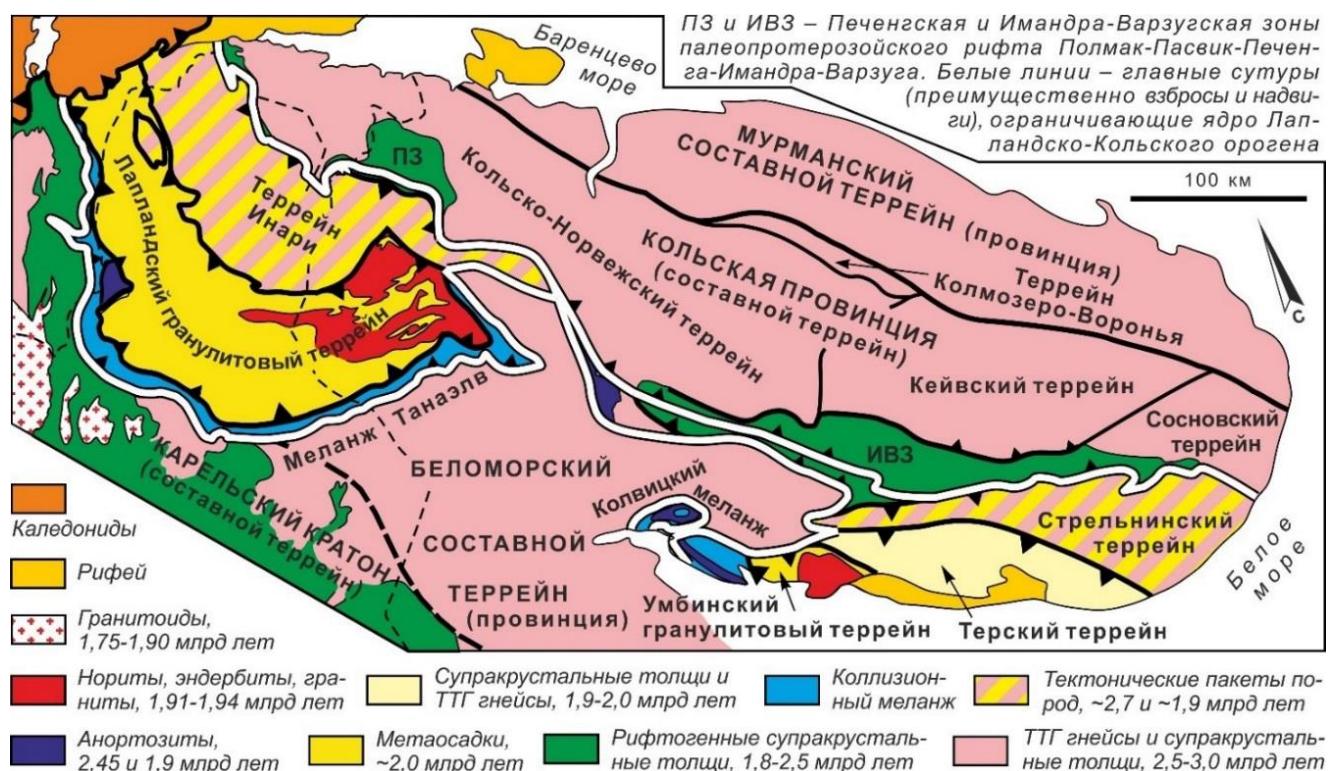


Схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита
(по В. В. Балаганскому [19] с учетом данных по проекту FIRE 2001–2005 [20])

Scheme of tectonic zoning of the north-eastern part of the Baltic Shield
(according to V. V. Balaganskii [19], taking into account data on the FIRE project 2001–2005 [20])

4. Результаты

Мезоархей (3,2–2,8 млрд лет)

Несмотря на то, что большое количество палеопротерозойских и неоархейских пород Кольского региона имеют мезоархейские Sm-Nd модельные возрасты протолитов и отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, на эрозионном срезе мезоархейские образования не имеют широкого распространения. К мезоархейским образованиям можно отнести редкие реликты в комплексе архейского основания, ряд пород террейна Колмозеро-Воронья (рис.). Некоторые исследователи относят к мезоархею пространственно связанные с этой зоной габбро-анортозитовые массивы Патчеварек и Северный (2,92 и 2,93 млрд лет соответственно [21]). Sm-Nd модельный возраст анортозитов составляет 2,9–3,1 млрд лет, а ϵ_{Nd} (2935 млн лет) равен +2,65 [21]. В то же время в работе [22] показано, что возраст массива Патчеварек равен $2661,8 \pm 7,1$ млн лет, значения ϵ_{Nd} (2660) варьируют от +0,7 до –0,2, а мезоархейские цирконы являются ксеногенными. Мезоархейские U-Pb-датировки по цирконам получены для протолитов амфиболитов с реликтами эклогитовых минеральных парагенезисов [23–28], адакитов в эклогитах [29] и для ТТГ гнейсов комплекса основания в северной части Беломорского подвижного пояса [30–32].

Неоархей (2,8–2,5 млрд лет)

Неоархейские кристаллические породы слагают большую часть территории Кольского региона [33]. Sm-Nd модельные возрасты неоархейских разновозрастных эндербитов и гранитоидов Мурманского составного террейна (рис.) от 2,7 до 2,95 млрд лет [12], а значения ϵ_{Nd} варьируют от –3,0 до +3,0. Разница между возрастом кристаллизации и Sm-Nd модельным возрастом пород колеблется в небольших пределах, но для некоторых массивов достигает 400 млн лет. По результатам Sm-Nd изотопных исследований разнообразных неоархейских пород Мурманского составного террейна (плагиограниты, реликты гнейсов и амфиболитов в гранитах, эндербиты, диориты и др.), их Sm-Nd модельные возрасты находятся в пределах 2,73–3,07 млрд лет, а величины ϵ_{Nd} (2750) лежат в интервале от +3,24 до –2,58 [34, табл. 2.7].

Sm-Nd модельные возрасты неоархейских амфиболитов и плагиогнейсов Кольско-Норвежского террейна, обнажающихся к северо-западу от Печенгской зоны, большей частью мезоархейские (3,2–2,74 млрд лет), а значения ϵ_{Nd} (2900 млн лет) в основном положительные — от +0,9 до +5,7 [35]. Для пород Пулозерского участка Кольско-Норвежского террейна Sm-Nd модельные возрасты (t_{DM}) неоархейских парагнейсов, эндербитов, диоритов и плагиогранитов укладываются в интервал 2,77–2,95 млрд лет, а значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t_{\text{zr}})$ отрицательные — от –0,40 до –3,1 [36]. Подобные результаты известны и для пород Центрально-Кольского блока Кольско-Норвежского террейна по работе [12], по материалам О. А. Беляева (табл. 1, № 30–39) Sm-Nd модельные возрасты пород данного блока составляют 2,92–3,10 млрд лет, ϵ_{Nd} колеблется от –0,32 до +1,48.

В Ингозерском блоке северо-восточной части Беломорского составного террейна были исследованы ТТГ биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы комплекса основания [33] и реликты амфиболитов в них. Sm-Nd модельные возрасты изученных пород варьируют от 3,08 до 2,87 млрд лет. Значения ϵ_{Nd} , рассчитанные на предполагаемый U-Pb-возраст 2,88 млрд лет, попадают в интервал от –1,73 до +0,98 [34, табл. 2.7], а рассчитанные на измеренный U-Pb-возраст — от +1,02 до +2,08 [32].

По неоархейским габбро-анортозитам габбро-лабрадоритовой формации, расположенным в обрамлении Кейвского террейна (2,66–2,68 млрд лет [37, 38]), получены Sm-Nd модельные возрасты от 2,85 до 3,05 млрд лет, а значения ϵ_{Nd} (2,67 млрд лет) варьируют от –0,23 до +0,20 [34, табл. 2.4; 39]. Формирование габбро-анортозитов сближено во времени с формированием в Кейвах массивов анорогенных щелочных гранитов и сиенитов (2,62–2,68 млрд лет [38, 40]),

Sm-Nd модельный возраст которых изменяется от 2,71 до 3,33 млрд лет с высоким разбросом $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ — от +0,6 до −9,0 [34, табл. 2.4; 38].

Таблица 1
Table 1

Sm-Nd изотопные данные для пород Кольского региона (образцы О. А. Беляева)

Sm-Nd isotopic data for rocks of the Kola region (samples of O. A. Belyaev)

№ п/п	Номер пробы Sample	Порода Rock	Концентрация, мкг/г Concentration, mcg / g		Изотопные отношения Isotopic ratios		T_{DM} , млн лет Ma	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (T , млн лет) (T , Ma)
			Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Стрельнинский террейн Strelninsky Terrane								
1	1694	Биотитовый плагиогнейс Biotite plagiogneiss	6,31	36,1	0,1057	$0,510981 \pm 15$	3045	-0,21 (2750*)
2	1692		4,82	27,7	0,1053	$0,510958 \pm 15$	3066	-0,52 (2750*)
3	1792-2		2,50	15,47	0,0977	$0,511259 \pm 8$	2476	-2,02 (1960)
4	1766	Амф-Би тоналитогнейс Amp-Bi tonalite gneiss	4,04	21,5	0,1139	$0,511731 \pm 12$	2163	+3,14 (1960)
5	1817	Биотитовый плагиогнейс Biotite plagiogneiss	19,15	123,8	0,0935	$0,510761 \pm 14$	3013	-0,18 (2750*)
6	1826	Амф-Би тоналитогнейс Amp-Bi tonalite gneiss	2,38	11,76	0,1225	$0,511363 \pm 14$	2972	+1,31 (2750*)
7	1820		6,45	35,83	0,1088	$0,511002 \pm 18$	3104	-0,90 (2750*)
8	1844	Биотитовый гранитогнейс Bi granite gneiss	0,970	5,19	0,1130	$0,511131 \pm 19$	3040	+0,14 (2750*)
9	1826-4	Амф-Би тоналитогнейс Amp-Bi tonalite gneiss	2,08	10,24	0,1227	$0,511326 \pm 6$	3040	+0,51 (2750*)
10	1826-2	Полевошпатовый амфиболит Feldspar amphibolite	1,323	5,15	0,1552	$0,511959 \pm 8$	3090	+1,36 (2750*)
11	1855	Амф-Би тоналитогнейс Amp-Bi tonalite gneiss	3,64	20,8	0,1060	$0,511111 \pm 14$	2872	+2,24 (2750*)
12	1857	Биотитовый гранитогнейс Bi granite gneiss	3,07	18,22	0,1018	$0,510898 \pm 17$	3051	-0,45 (2750*)
13	3020-1		1,428	7,48	0,1154	$0,511180 \pm 11$	3039	+0,25 (2750*)
14	3045	Амф-Би диоритогнейс Amp-Bi diorite gneiss	4,90	28,3	0,1047	$0,510968 \pm 16$	3035	-0,11 (2750*)
15	3019	Биотитовый гранитогнейс Bi granite gneiss	0,808	5,24	0,0933	$0,510965 \pm 10$	2754	+3,90 (2750*)
16	3051	Амф-Би тоналитогнейс Amp-Bi tonalite gneiss	1,362	5,02	0,1640	$0,512049 \pm 11$	3361	—
17	3021-2	Амфиболит Amphibolite	4,65	17,43	0,1611	$0,511995 \pm 10$	3331	—
18	3349-1	Амф-Би гранитогнейс Amp-Bi granite gneiss	1,444	10,15	0,0860	$0,510756 \pm 10$	3330	-0,17 (2700*)
19	3350	Би плагиогранитогнейс Bi plagiogranite gneiss	1,008	6,24	0,0977	$0,511073 \pm 11$	2843	+1,77 (2700*)
Терский террейн Tersky Terrane								
20	1564	Би плагиогранитогнейс Bi plagiogranite gneiss	3,62	20,1	0,1090	$0,511539 \pm 16$	2339	+0,61 (1960)
21	1548	Би плагиогранитогнейс Bi plagiogranite gneiss	2,61	17,07	0,0925	$0,511391 \pm 13$	2207	+1,88 (1960)

Окончание таблицы 1
Table 1 (Continued)

22	1813	Биотитовый плагиогнейс Biotite plagiogneiss	8,06 5,39	36,8 25,0	0,1323 0,1303	0,511837±12 0,511799±19	2452 2462	+0,56 (1960) +0,32 (1960)
23	1953-1	Амф-Би тоналитогнейс Amp-Bi tonalite gneiss	5,70	28,1	0,1228	0,511764±20	2318	+1,53 (1960)
25	1988	Биотитовый гранитогнейс Bi granite gneiss	6,69	36,2	0,1116	0,511631±16	2262	+1,76 (1960)
Мурманский составной террейн Murmansky Composite Terrane								
26	2076-2	Биотитовый плагиогнейс Biotite plagiogneiss	6,80	39,9	0,1029	0,510977±19	2974	+0,71 (2750*)
27	2028-2	Амф-Би плагиогнейс Amp-Bi plagiogneiss	6,79	39,5	0,1038	0,510906±15	3095	-1,00 (2750*)
28	2071	Биотитовый плагиогнейс Biotite plagiogneiss	1,959 5,19	15,12 36,4	0,0783 0,0863	0,510513±17 0,510622±12	2953 3008	-0,40 (2700*) -0,34 (2750*)
Центрально-Кольский блок Кольско-Норвежского террейна Central-Kola block of the Kola-Norwegian Terrane								
30	3190	Биотитовый гнейс Biotite gneiss	1,199	6,99	0,1037	0,510963±14	3015	-0,45 (2700*)
31	3557	Гиперстеновый диорит Hypersthene diorite	6,62	41,5	0,0964	0,510875±12	2941	+0,37 (2700*)
32	3202	Гиперстеновый диоритогнейс Hypersthene diorite gneiss	12,57	63,1	0,1204	0,511240±12	3104	-0,65 (2720)
33	3216	Гиперстеновый трондьемит Hypersthene trondhjemite	1,725	12,98	0,0805	0,510586±12	2919	+0,87 (2740)
34	3221	Амф-Би диоритогнейс Amp-Bi diorite gneiss	3,57	23,0	0,0937	0,510745±13	3038	-1,23 (2700*)
35	3564	Плагиогранитогнейс Plagiogranite gneiss	2,42	20,9	0,0700	0,510332±11	2973	-1,05 (2700*)
36	3578	Гиперстеновый гранодиорит Hypersthene granodiorite	5,60	38,6	0,0876	0,510683±16	2966	-0,32 (2700)
37	3327	Амф-Би диоритогнейс Amp-Bi diorite gneiss	3,71	18,00	0,1246	0,511394±11	2990	+0,70 (2700*)
38	3335	Амф диоритогнейс Amp diorite gneiss	3,96	19,46	0,1231	0,511407±17	2919	+1,48 (2700*)
39	3523	Биотитовый плагиогнейс Biotite plagiogneiss	2,91	17,95	0,0979	0,510890±15	2960	+0,14 (2700*)
Террейн Инари Terrain Inari								
40	363	Амф-Би гранитогнейс Amp-Bi granite gneiss	1,110	5,00	0,1343	0,511877±15	2437	+0,84 (1960)
41	Б-903	Метапелит Metapelite	6,78	38,1	0,1078	0,511372	2550	-2,36 (1960)
42	Б-872-II	Метаграувакка Metagreywacke	2,50	11,26	0,1099	0,511470	2459	-0,97 (1960)

Примечание. Районы отбора проб по порядковым номерам: 1–2 — междуречье р. Стрельна, р. Чапома; 3–4 — р. Стрельна; 5 — р. Сосновка; 6–10 — р. Пулоныга; 11–12 — р. Бабья; 13–17 — р. Пялица; 18–19 — р. Глубокая; 20–21 — р. Серьга; 22 — р. Стрельна; 23 — р. Туломболка; 24–25 — р. Чаваньга; 26–29 — р. Иоканьга; 30–31 — г. Кинтпахк; 32 — г. Рамозеро; 33 — г. Шошенкурбаш; 34 — оз. Чудзявл;

35–36 — оз. Пятнъярв; 37–38 — оз. Реттъярв; 39 — р. Воронья; 40 — гнейсы основания; 41 — тальинская толща; 42 — вырнимская толща.

Здесь и в табл. 2 и 3: Амф — амфибол, Би — биотит.

Notes. Areas of sampling by serial numbers: 1–2 — interfluve r. Strelna, r. Chapoma; 3–4 — r. Strelna; 5 — r. Sosnovka; 6–10 — r. Pulonga; 11–12 — r. Babia; 13–17 — r. Pyalitsa; 18, 19 — r. Glubokaya; 20–21 — r. Serga; 22 — r. Strelna; 23 — r. Tulombolka; 24–25 — r. Chavanga; 26–29 — r. Iokanga; 30–31 — mt. Kintpakh; 32 — mt. Ramozero; 33 — mt. Shoshenkurbash; 34 — Lake Chudesavr; 35–36 — Lake Piatnjavr; 37–38 — Lake Rettiaavr; 39 — r. Voronya; 40 — gneisses of the basement; 41 — Tal'inskaya sequence; 42 — Vyrnimskaya sequence.

Here and in Tables 2 and 3: Amp — amphibole, Bi — biotite.

* Предполагаемый возраст пород или метаморфизма.

* Assumed age of rocks or metamorphism.

Sm-Nd модельные возраста матаосадков неоархейского нестратифицированного и стратифицированного комплексов (гнейсы волшпахской, риколатвинской, лоухской и других толщ и свит) [33] не превышают 3,1 млрд лет при отрицательных значениях ϵ_{Nd} . Sm-Nd модельные возраста лебяжинских метавулканитов Кейвского террейна, за одним исключением, лежат в интервале 3,0–3,2 млрд лет, а величина ϵ_{Nd} , рассчитанная для возраста 2,68 млрд лет [41], варьирует от 0,0 до –2,6 (табл. 3, № 1–5). Sm-Nd модельные возраста метапелитов Кейвского террейна составляют 3,0–3,5 млрд лет, а величина ϵ_{Nd} варьирует от –8,8 до –11,3 (табл. 3, № 10–12). По данным работы [7], в кейвских парасланцах возраста детритовых цирконов не превышают 2,8 млрд лет.

В Стрельниковом террейне Sm-Nd модельные возраста гранитогнейсов, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов комплекса основания лежат в интервале от 2,59 до 3,10 млрд лет (табл. 1, № 1, 2; табл. 2, № 1, 7, 9, 12). Вариации величины ϵ_{Nd} от –5,2 до 4,5, что указывает на происхождение протолитов из разновозрастных архейских источников со значительным преобладанием неоархейского ювелирного материала.

Таблица 2
Table 2

Sm-Nd изотопные данные для пород Терского и Стрельникового террейнов (образцы А. А. Иванова)

Sm-Nd isotopic data for the rocks of the Tersky and Strelinsky terranes (samples of A. A. Ivanov)

№ п/п	Номер пробы Sample	Порода Rock	Концентрация, мкг/г Concentration, mcg / g		Изотопные отношения Isotopic ratios		T_{DM} , млн лет Ma	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (T , млн лет) (T , Ma)
			Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
1	1512	Гранитогнейс Granite gneiss	5,63	21,3	0,1602	0,512103±4	2972	+2,2 (2700)
2	1552	Би-Амф гнейс Bi-Amp gneiss	5,59	29,1	0,1161	0,511592±6	2426	–0,1 (1960)
3	1554		3,34	17,66	0,1144	0,511522±3	2491	–1,1 (1960)
4	1566		6,10	34,7	0,1063	0,511321±6	2586	–3,0 (1960)
5	1581		7,28	36,9	0,1195	0,511747±5	2265	+2,0 (1960)
6	1595		6,20	33,3	0,1124	0,511682±4	2204	+2,6 (1960)
7	1625	Амфиболит Amphibolite	3,39	12,86	0,1595	0,512152±13	2798	+3,4 (2700)
8	1632	Би-Амф гнейс Bi-Amp gneiss	3,58	16,04	0,1348	0,511970±9	2275	+2,5 (1960)
9	1640		1,460	6,96	0,1272	0,511634±6	2662	+4,5 (2700)
10	1647		4,01	19,48	0,1244	0,511832±6	2245	+2,5 (1960)
11	1624		5,76	30,1	0,1158	0,511720±7	2221	+2,4 (1960)
12	1679	Гранитогнейс Granite gneiss	3,12	17,72	0,1066	0,510957±7	3104	–1,6 (2700)
13	1641	Би-Амф гнейс Bi-Amp gneiss	2,90	10,20	0,1718	0,512513±12	2317	+3,8 (1960)
14	1576	Гранитогнейс Granite gneiss	1,860	6,09	0,1850	0,512615±7	–	–

Примечание. 1 — неоархейский гранитогнейс из района верховья р. Варзуги; 2–6 — гнейсы сергозерской толщи по [33]: 2–4 — район р. Кривец-Варзуга; 5–6 — район среднего течения р. Варзуга; 7–11, 13 — гнейсы и амфиболиты песчаноозерской толщи по [33]: 7–9, 11, 13 — район г. Лысая — р. Стрельна; 12, 14 — породы комплекса основания по [33]: 12 — район р. Лембуй (приток р. Стрельны); 14 — район нижнего течения р. Варзуги.

Notes. 1 — Neo-Archean granite gneiss from the upper reaches of the r. Varzuga; 2–4 — the district of the r. Krivets-Varzuga; 5–6 — gneisses of the Sergozersky sequence according to [33]; 5–6 — area of the middle reaches of the r. Varzuga; 7–11, 13 — gneisses and amphibolites of the Peschanoozerskaya sequence according to [33]; 7–9, 11, 13 — area of the mt. Lysaya — r. Strelna; 12, 14 — rocks of the basement complex according to [33]; 12 — area of the r. Lembuy (tributary of the r. Strelna); 14 — area of the lower reaches of the r. Varzuga.

Палеопротерозой (2,5–1,6 млрд лет)

В палеопротерозое происходило формирование разнообразных по генезису и составу пород, слагающих ныне Лапландский гранулитовый террейн, Печенгскую и Имандра-Варзугскую зоны палеорифтогена и ряд других структур. За период около 700 млн лет были накоплены мощные толщи (до 18 км суммарного разреза в Имандра-Варзугской зоне) вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, внедрилось большое количество разновозрастных массивов габбро-анортозитов, расслоенных интрузий базит-гипербазитового состава, а также интрузий гранитов, гранодиоритов, диоритов и т. д. и огромное количество разнообразных даек.

Для вулканогенных и осадочных пород Печенгской и Имандра-Варзугской зон палеорифтогена характерны в основном неоархейские Sm-Nd-возрасты и отрицательные значения ϵ_{Nd} с тенденцией их уменьшения снизу вверх по разрезу. Sm-Nd модельный возраст сариолийских вулканитов первой вулканогенной толщи (ВТ) Печенгской зоны — 2,84–3,02 млрд лет, а ϵ_{Nd} (2,32 млрд лет) — от -3,39 до -6,26. Sm-Nd модельный возраст ятулийских вулканитов второй ВТ равен 2,59–2,79 млрд лет, а ϵ_{Nd} (2,21 млрд лет) варьирует от -1,56 до -2,69; третьей ВТ — 2,3–2,5 млрд лет и ϵ_{Nd} (2,11 млрд лет) ~ от -1,0 до +2,0. Sm-Nd модельный возраст людиковийских вулканитов четвертой ВТ составляет 2,14–2,42 млрд лет, а ϵ_{Nd} (1,98 млрд лет) — от -0,14 до +2,28. Для туфосилицитов ϵ_{Nd} (1,72 млрд лет) варьирует от -2,00 до -2,85, а для филлитов ϵ_{Nd} (1,72 млрд лет) равен -5,63. Sm-Nd модельные возрасты дакитов и риолитов экструзии г. Порыташ — 2,63–2,82 млрд лет, ϵ_{Nd} (1,86 млрд лет) колеблется от -3,32 до -4,55. Sm-Nd модельный возраст калевийских вулканитов Южной Печенги составляет ~2,5–2,6 млрд лет, а ϵ_{Nd} (1,86 млрд лет) — от -1,74 до -2,84 [42, табл. 1, 2; 43].

К югу от Печенги были проанализированы метапелиты тальинской толши и метаграувакки вырнимской толщи террейна Инари, относившиеся к неоархейским образованиям [33]. Sm-Nd модельный возраст этих пород равен 2,44–2,55 млрд лет, а ϵ_{Nd} (1,96 млрд лет) составляет +0,8–2,4 (табл. 1, № 40–42).

Модельный Sm-Nd-возраст сейдореченских вулканитов Имандра-Варзугской зоны палеопротерозойского палеорифтогена составляет 2,79–3,00 млрд лет, а ϵ_{Nd} (2448 млн лет) — +0,24–2,9 (табл. 3, № 15–19). По метариодицитам панареческой свиты томингской серии из Панареченской структуры проседания южной подзоны Имандра-Варзугской зоны, U-Pb-возраст которых равен 1907 ± 18 млн лет, получен Sm-Nd модельный возраст 2,02 млрд лет при величине ϵ_{Nd} (1,9 млрд лет) +2,89 [44]. Метавулканиты позднеятулийского возраста хребта Серповидный, по данным в работе [45], имеют Sm-Nd модельные возрасты в интервале 2,37–2,58 млрд лет, по нашим данным, они составляют 2,71 и 2,84 млрд лет при величине ϵ_{Nd} (2058 млн лет) от -1,8 и -2,62 соответственно (табл. 3, № 13, 14).

Таблица 3

Table 3

Sm-Nd изотопные данные для пород Кольского региона
Sm-Nd isotope data for rocks of the Kola region

№ п/п	Номер пробы Sample	Порода Rock	Концентрация, мкг/г Concentration, mcg / g		Изотопные отношения Isotopic ratios		T_{DM} , млн лет Ma	$\epsilon_{Nd}(T)$ (T , млн лет) (T , Ma)
			Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
Кейвский террейн (образцы В. П. Петрова) Keivskiy Terrane (samples of V. P. Petrov)								
1	П-3-1	Метариодазит Metarhyodacite	2,44	11,83	0,1245	$0,511281 \pm 10$	3176	-1,67 (2680)
2	П-3-2		1,58	6,69	0,1430	$0,511191 \pm 7$	4188	-9,86 (2680)
3	П-10-1		10,68	57,2	0,1129	$0,511026 \pm 20$	3194	-2,65 (2680)
4	726	Амф-Би гнейс Amp-Bi gneiss	8,07	42,6	0,1145	$0,511189 \pm 12$	2998	0,00 (2680)
5	П-10	Метариодазит Metarhyodacite	12,17	66,6	0,1106	$0,511092 \pm 5$	3027	-0,55 (2680)
6	П-5	Гранитогнейс Granite gneiss	1,611	10,59	0,0919	$0,510666 \pm 15$	3091	-1,48 (2750)
7	П-2207	Галька гранитов Pebbles of granites	1,673	6,51	0,1555	$0,511223 \pm 12$	4992	-
8	П-11	Метагаббро Metagabbro	4,72	25,1	0,1137	$0,511196 \pm 14$	2964	0,30 (2670)
9	П-15		3,44	12,72	0,1636	$0,512058 \pm 7$	3307	-
10	П-1255	Метапелит Metapelite	4,47	26,2	0,1032	$0,510972 \pm 12$	2989	-8,80 (1980)
11	П-1256		5,87	27,3	0,1301	$0,511194 \pm 12$	3543	-11,32 (1980)
12	П-1244-2		0,876	4,851	0,1092	$0,510935 \pm 8$	3212	-11,05 (1980)
13	П-13-1	Метабазальт Metabasalt	6,27	28,5	0,1331	$0,511644 \pm 3$	2836	-2,62 (2058)
14	П-13а		5,95	28,2	0,1275	$0,511609 \pm 5$	2715	-1,82 (2058)
Имандра-Варзугская зона (образцы Т. Б. Баяновой) Imandra-Varzuga Zone (samples of T. B. Vajanova)								
15	БТ-8/90	Метавулканит Metavolcanic rocks	9,22	48,7	0,1146	$0,511209 \pm 5$	2971	-2,25 (2435)
16	БТ-9/91		10,36	53,6	0,1169	$0,511268 \pm 5$	2949	-1,76 (2440)
17	БТ-100/91		8,21	43,6	0,1139	$0,511190 \pm 4$	2979	-2,26 (2448)
18	10891		8,80	48,5	0,1097	$0,511091 \pm 14$	3002	-2,87 (2448)
19	10548		3,12	16,92	0,1135	$0,511310 \pm 9$	2787	0,24 (2450*)

Примечание. Районы отбора проб по порядковым номерам: 1–4 — Б. Кейвы; 5–11 — Зап. Кейвы; 12–14 — хребет Серповидный, 15–19 — сейдореченская свита.

Notes. Sampling regions by serial numbers: 1–4 — Bolshie Keivy; 5–11 — Western Keivy; 12–14 — Serpovidny Range, 15–19 — seydorechensky suite.

Преобладающее большинство пород западной части Лапландского гранулитового пояса имеют палеопротерозойские Sm-Nd модельные возрасты (2,18–2,56 млрд лет) при положительных в основном значениях ϵ_{Nd} [14]. Аналогичные результаты опубликованы в работах [46, 47]:

- гнейсы кондитового комплекса и ортосланцы с Sm-Nd модельными возрастами в интервале 2,2–2,6 млрд лет имеют положительные значения ϵ_{Nd} (1950 млн лет) — от +0,58 до +5,2;
- у разновозрастных эндербитов с Sm-Nd модельными возрастами 2,16–2,36 млрд лет значения ϵ_{Nd} , рассчитанные на U-Pb-возраст 1,89–1,93 млрд лет, варьируют от +0,48 до -2,76, что свидетельствует о разном вкладе в ювенильный источник корового материала.

Sm-Nd изотопное исследование пород западной части пояса Тана (породы корватундовской, карекатундовской и других толщ по [33]), примыкающего с юга

к Лапландскому гранулитовому террейну, выявило значительный разброс их Sm-Nd модельных возрастов — от 3,1–3,3 млрд лет для парагнейсов и 2,9–2,8 млрд лет — для диорито- и гранитогнейсов, до 2,3–2,2 млрд лет — для метавулканитов и вариации величины ϵ_{Nd} от −4,5 до +4,4 [46]. Такие результаты подтверждают известные представления многих исследователей о поясе Тана как зоне тектонического меланжа, фрагменты которого сложены различными по составу, природе и возрасту (неоархейскими и палеопротерозойскими) породами.

Sm-Nd модельные возрасты пород Умбинского блока как фрагмента Лапландского гранулитового пояса также являются палеопротерозойскими (2,13–2,46 млрд лет), а значения ϵ_{Nd} (1,9 млрд лет) варьируют от −3,9 до +1,1 для кондалитов (глиноземистых гнейсов и кислых гранулитов), в то время как Sm-Nd модельные возрасты метавулканитов кандалакшской толщи Колвицкой структуры 2,7–2,6 млрд лет и ϵ_{Nd} (2,45 млрд лет) — от +0,1 до −0,4 для [13, 14].

К югу от Имандра-Варзугской структуры в пределах Терского и Стрельнинского террейнов все проблематичные и супракrustальные образования рассматривались как архейские; это комплекс древнейшего основания: сергозерская толща, а также песчаноозерская, высокоземельская и безымянная свиты по [33]. Согласно Sm-Nd-данным, полученным разными исследователями [12, 48], и нашим данным (табл. 1 и 2), породы с мезо- и неоархейскими Sm-Nd модельными возрастами 2,59–3,10 млрд лет (ТГ гнейсы комплекса основания) располагаются в пределах Стрельнинского террейна. По литературным данным [12] и материалам О. А. Беляева (табл. 1, № 20–25) и А. А. Иванова (табл. 2, № 3–6, 10 и 13), кислые и средние метавулканиты и метаосадки серговской толщи Терского террейна имеют только палеопротерозойские Sm-Nd модельные возрасты (2,20–2,49 млрд лет). При этом из 12 образцов 10 имеют положительные величины ϵ_{Nd} (1960 млн лет) от 1,9 до 3,8, а 2 образца имеют величины −1,1 и −3,0, что указывает на заметную примесь архейского материала. Эти данные вместе с U-Pb-возрастами магматических цирконов 1,96–1,97 млрд лет, причем не только серговских метавулканитов, но и гранитогнейсов, позволяют рассматривать их в качестве палеопротерозойских (людиковийских) образований [48]. Палеопротерозойский ювенильный материал также был выявлен в Стрельнинском террейне (табл. 2, № 8, 11, 13), что согласуется с литературными данными [12]. Таким образом, подтверждено, что Стрельнинский террейн состоит как из архейских, так и из палеопротерозойских пород (рис.).

По палеопротерозойским сумий-сариолийским расслоенным базит-гипербазитовым интрузиям Кольского региона с возрастом 2,47–2,51 млрд лет получено большое количество Sm-Nd изотопных данных. Sm-Nd модельные возрасты пород мезоархейские (2,90–3,29 млрд лет), а значения ϵ_{Nd} отрицательные (от −0,63 до −6,06) [38; 49 (табл. 10,5 и 10,6) и др.]. У более поздних (людиковийских с возрастом 1,96 млрд лет) базит-гипербазитов с Sm-Nd модельным возрастом 2,2 млрд лет значения ϵ_{Nd} положительные (+1,21) [50].

Формирование палеопротерозойских ранних массивов габбро-анортозитовой формации связывается с сумийским этапом континентального рифтогенеза в условиях растяжения. Sm-Nd модельные возрасты пород Мончетундринского массива (рассчитаны только для небольшого количества образцов с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -отношением меньше 0,14) 2,74–3,2 млрд лет, а ϵ_{Nd} , рассчитанные на возрасты 2450, 2470 и 2500 млн лет соответственно, в основном отрицательные (от −0,7 до −3,48). Получено также и несколько положительных значений ϵ_{Nd} (от +0,32 до +2,03) [51, 52]. Было высказано предположение о том, что данный массив сформировался «в результате неоднократного внедрения, дифференциации и кристаллизации расплавов, образовавшихся из единого эволюционирующего обогащенного мантийного источника с небольшой долей контаминированного корового материала и при возможном небольшом вкладе деплетированного мантийного источника» [51, с. 107].

Sm-Nd модельный возраст пород Мончеплутона от 3,09 до 2,91 млрд лет (при $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +1,18 до −2,98), пород массива Главного хребта от 3,08 до 2,84 млрд лет (при $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от −0,48 до −1,58) [49].

Сумийские (раннепалеопротерозойские) анортозиты Лапландского гранулитового террейна для большинства образцов имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} (от −0,3 до −2,1) и указывают на некоторую обогащенность мантийного источника. В анортозитах возраста 2,10–1,95 млрд лет

отмечаются положительные значения ϵ_{Nd} (от +1,2 до +3,65) для большинства образцов, что указывает на деплетированный источник этих анортозитов [39]. Отрицательные значения ϵ_{Nd} для отдельных образцов и обогащение анортозитов более позднего массива Вулвара лиофильными элементами можно объяснить коровой контаминацией [39].

Для преобладающего большинства гранитоидов ранних фаз палеопротерозойского возраста присущи в основном палеопротерозойские Sm-Nd модельные возрасты, в том числе как положительные, так и отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Sm-Nd-возрасты гранитоидов более поздних фаз от мезоархейских до палеопротерозойских имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} , которые варьируют в широких пределах.

Умбинский гранитоидный комплекс представлен тремя разновозрастными сериями — эндербитовой, чарнокитовой и гранитной, Sm-Nd модельные возрасты которых соответственно: 2,14–2,21 (ϵ_{Nd} (1941) от +0,5 до +1,2), 1,92–1,94 (ϵ_{Nd} (1912) от +3,2 до +3,6) и 2,25–2,50 млрд лет (ϵ_{Nd} (1912) от -0,9 до -1,5) [53]. Это свидетельствует о том, что «первые две серии произошли из деплетированных мантийных источников», в то время как «порфировидные граниты обнаружили заметную примесь материалов коры» [54, с. 152].

В состав массивов гранитоидов каскельярского комплекса, расположенных на границе террейна Инари и Южной зоны Печенгской структуры, входят гранитоиды двух близких по возрасту интрузивных фаз. Sm-Nd модельные возрасты большинства пород первой фазы 2,1–2,3 млрд лет, а значения ϵ_{Nd} (1950) в основном положительные (от +2,7 до +0,9), тогда как для гранитоидов второй фазы с модельным возрастом 2,4–2,7 млрд лет значения ϵ_{Nd} (1950) в основном отрицательные [55]. Эти данные позволяют утверждать, что расплавы мантийного генезиса были более существенно контаминированы верхнекоровым сиалическим веществом на момент формирования гранитоидов второй фазы [55].

Посторогенные граниты лицко-арагубского комплекса, сформированные в мезо- и гипабиссальных фациях глубинности в четыре фазы (в интервале 1772–1762 млн лет назад), имеют палеопротерозойские (сумийские) и нео-мезоархейские (2,37–2,62 и 2,58–3,23 млрд лет) Sm-Nd модельные возрасты и высокие отрицательные значения ϵ_{Nd} (от -5,0 до -11,9), рассчитанные на возраст 1765 млн лет [35]. Исходя из этих данных «предполагается анатектический генезис исходных расплавов первых трех фаз при плавлении метасоматически измененных гранулитов нижней коры», а высокие отрицательные значения ϵ_{Nd} для гранитов четвертой фазы могут указывать на «неоархейский сиалический источник или на контаминацию палеопротерозойских расплавов веществом позднеархейской верхней коры» [35, с. 1173].

5. Обсуждение и выводы

1. Sm-Nd модельные возрасты наиболее древних пород раннего докембрия Кольского региона не превышают 3,1 млрд лет (за исключением одного анализа в табл. 3), то есть возраст их образования является более молодым. Это означает, что палео- и эоархейские образования в сколько-нибудь значимых объемах не обнажены на современной эрозионной поверхности региона. Вполне вероятно, что они могут залегать на более глубинных уровнях земной коры. Sm-Nd модельные возрасты метапелитов Кейвского террейна 3,0–3,5 млрд лет свидетельствуют о значительном вкладе в них привнесенного вещества из мезо-палеоархейских источников.

2. Очень часто отмечается большой разрыв между Sm-Nd модельными возрастами (t_{DM}) и U-Pb-возрастами неоархейских (до 200 млн лет) и палеопротерозойских (до 500 млн лет) интрузивных пород. В первом случае это свидетельствует об отсутствии или незначительном вкладе в эти породы материала из палеоархейских и тем более эоархейских источников, во втором — о значительном вкладе в палеопротерозойские породы вещества из архейского фундамента.

3. Согласно Sm-Nd изотопным данным и U-Pb возрастам цирконов, породы кондилитового комплекса Лапландского гранулитового террейна, Умбинского гранулитового террейна, породы серговской толщи и комплекса основания по [33] Терского террейна, а также каскамской и

тальинской толщ по [33] террейна Инари имеют палеопротерозойские Sm-Nd модельные возраста и представляют собой продукты новообразованной палеопротерозойской ювенильной коры.

4. В палеопротерозое уменьшается роль контаминации палеопротерозойских расплавов (как основного, так и кислого состава) коровыми материалами от суми до людиковия (от 2,5 до 2,1 млрд лет), и только в калевии и вепсии (1,9–1,7 млрд лет) она увеличивается, что, вероятно, связано с орогеническими процессами.

Благодарности

Авторы признательны В. В. Балаганскому за плодотворное обсуждение результатов и конструктивные замечания по поводу изложения материала, положенного в основу работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Проблемы геологии докембрая Карело-Кольского региона / отв. ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: КарФАН СССР. 1976. 72 с.
2. Геологическая карта-схема Кольского полуострова, масштаба 1:1 000 000 / гл. ред. Г. И. Горбунов, сост.: В. Г. Загородный, В. И. Пожиленко, А. Т. Радченко. Л.: Аэрогеология, 1980.
3. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Т. Б. Баянова [и др.]. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.
4. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины / Е. В. Бибикова [и др.] // ДАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 360–363.
5. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia / O. A. Levchenkov [et al.] // Geology of the eastern Finnmark — western Kola Peninsula region. Norg. geol. unders. 1995. Spec. Publ. 7. Р. 29–48.
6. Кудряшов Н. М., Гавриленко Б. В., Апанасевич Е. А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb-данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада России. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.
7. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам ^{207}Pb / ^{206}Pb -датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом / Д. Бриджуотер [и др.] // ДАН. 1999. Т. 336, № 5. С. 664–668.
8. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) / Т. А. Мыскова [и др.] // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 82–86.
9. Arndt N. T., Goldstein S. L. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. Vol. 15, No. 10. P. 893–895.
10. De Paolo D. J., Linn A. M. and Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, B 2. P. 2071–2088.
11. Daly J. S., Mitrofanov F. P., Morozova L. N. Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 189–195.
12. Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. Vol. 72. P. 97–107.
13. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса, Кольский полуостров) / В. В. Балаганский [и др.] // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 19–32.
14. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield / J. S. Daly [et al.] // Precambrian Research. 2001. 105. P. 289–314.
15. Raczek I., Jochum K. P., Hofmann A. W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // Geostandards and Geoanalytical Research. 2003. Vol. 27. P. 173–179.
16. Lugmair G. W., Carlson R. W. The Sm-Nd history of KREEP // Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf. 1978. P. 689–704.
17. Bouvier A., Vervoort J. D., Patchett P. J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 273 (1–2). P. 48–57.
18. Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Plan. Sci. Letters. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
19. The Lapland_Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / J. S. Daly [et al.] // European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 579–598.
20. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into Crustal Structure of Northern Finland from Ranua to Näätämö / N. L. Patison [et al.]; FIRE Working group // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43 / T. Kukkonen, R. Lahtinen (eds). Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 2006. P. 161–222.
21. Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В., Елизаров Д. В. Древнейший габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: геохимические и изотопно-геохронологические данные // Изотопные системы и времена образования геологических процессов: материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2009. Т. I. С. 291–293.
22. Врееский А. Б., Львов П. А. Изотопный возраст и гетерогенность источников габбро-анортозитов массива Патчевварек (Кольский полуостров) // ДАН. 2016. Т. 469, № 2. С. 204–209.
23. Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция: интерпретация геохронологических данных / М. В. Минц [и др.] // Изотопные системы и времена геологических процессов: материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии (2–4 июня 2009 г. Санкт-Петербург). 2009. Т. II. С. 25–28.
24. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии / М. В. Минц [и др.] // ДАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 776–781.
25. Щипанский А. А., Конилов А. Н. Эклогиты Беломорского мобильного пояса на Кольском полуострове // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарФАН РАН, 2009. С. 62–74.
26. Эклогиты Беломорского пояса / А. А. Щипанский [и др.] // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 3–29.
27. Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН,

2010. 144 с. **28.** Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст / Т. В. Каулина [и др.] // Геохимия. 2010. № 9. С. 879–890. **29.** U-Pb Dating and Hf-isotope Analysis of Zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia (PART I) / Е. А. Белусова [et al.] // GEMOC Report IMP-2005/1 GEMOC. 2004. **30.** Морозова Л. Н., Баянова Т. Б., Серов П. А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14–26. **31.** Гомологи архейских пород разреза сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) / Л. Н. Морозова [и др.] // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218. **32.** Ниткина Е. А. Изотопное U-Pb-датирование древнейших пород комплекса ТТГ Ингозерского блока (Кольский полуостров) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геэкологии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 45–47. **33.** Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500 000 / В. В. Балаганский [и др.]; гл. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты, 1996. **34.** Геология архея Балтийского щита / Н. Е. Козлов [и др.]. СПб.: Наука, 2006. 329 с. **35.** Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Sm-Nd-систематика и петрология посторогенных гранитоидов северной части Балтийского щита // Геохимия. 2008, № 11. С. 1158–1175. **36.** Неоархейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро — Полнек-тундра Центрально-Кольского блока: этапы и термодинамические режимы развития (Кольский полуостров) / Л. С. Петровская [и др.]. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 78 с. **37.** Автономные анортозиты северо-восточной части Балтийского щита / Ф. П. Митрофанов [и др.] // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы науч. конф. Томск: ЦНТИ, 2000. С. 46–50. **38.** Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / под ред. акад. Ф. П. Митрофанова. СПб.: Наука, 2004. 174 с. **39.** Анортозиты северо-восточной части Балтийского щита / Ф. П. Митрофанов [и др.] // Эволюция петрогенеза и дифференциации вещества Земли: материалы X Всерос. петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты: КНЦ РАН, 2005. Т. 1. С. 149–153. **40.** Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 578–600. **41.** Балаганский В. В., Мыскова Т. А., Скублов С. Г. О возрасте кислых метавулканитов лебяжинской толщи архея, Кольский полуостров, Балтийский щит // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах: материалы Всерос. конф. Апатиты, 2013. С. 17–20. **42.** Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / В. Ф. Смолькин [и др.]. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с. **43.** Скуфын П. К., Баянова Т. Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 683–701. **44.** Скуфын П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулканотектонической структуры (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 805–809. **45.** Первые изотопные данные о палеопротерозое возрасте амфиболитов хребта Серповидный (Кейвский террейн, Балтийский щит) / Т. А. Мыскова [и др.] // ДАН. 2014. Т. 459, № 4. С. 484–489. **46.** Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr-данные / Т. В. Каулина [и др.] // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 34–53. **47.** Последовательность геологических процессов в центральной и северо-восточной части Лапландского гранулитового пояса: изотопно-геохимические данные по циркону и результаты геолого-петрологических исследований / Т. В. Каулина [и др.] // Геохимия. 2014. № 7. С. 625–645. **48.** The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / J. S. Daly [et al.] // European Lithosphere Dynamics Geological Society / D. G. Gee, R. A. Stephenson. London, 2006. Memoirs 32. Р. 561–578. **49.** Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / В. Ф. Смолькин [и др.]; под ред. Ф. П. Митрофanova, В. Ф. Смолькина. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. Ч. 2. 177 с. **50.** Минерагения Ондомозёрского гипреbazит-базитового интрузива юго-восточного обрамления Имандра-Варзугского проторифта (Кольский регион) / Ф. П. Митрофанов [и др.] // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 105–123. **51.** Мончетундринский массив: геология, петрография, геохронология, геохимия, ЭПГ-минерализация (новые данные) / Л. И. Нерович [и др.] // Проект Интеррэг-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии — основа устойчивого развития Севера (на рус. и англ. яз.). Апатиты: КНЦ РАН, 2009. Вып. II. С. 97–112. **52.** Новые Nd-Sr изотопно-геохимические исследования пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит) / Е. Л. Кунакузин [и др.] // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18, № 2. С. 269–279. **53.** Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Umba granitoid complex, Kola Peninsula, Russia / R. V. Kislytsyn [et al.] // Abstr. of the 4th SVEKAIAPKO workshop. Lammi, 1999. Р. 34. **54.** Балаганский В. В., Глебовицкий В. А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрый Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 124–175. **55.** Ветрин В. Р., Туркина О. М., Родионов Н. В. U-Pb-возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // ДАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 806–810.

Сведения об авторах

Пожиленко Владимир Иванович — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru

Серов Павел Александрович — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: serov@geoksc.apatity.ru

Петров Валентин Петрович — доктор геолого-минералогических наук, директор Центра гуманитарных проблем Баренц-региона ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: petrov@admksc.apatity.ru

Author Affiliation

Vladimir I. Pozhilenko — PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: pozhil@geoksc.apatity.ru

Pavel A. Serov — PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: serov@geoksc.apatity.ru

Valentin P. Petrov — Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Director of Center for Humanitarian Problems of the Barents Region of the KSC of the RAS

E-mail: petrov@admksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Пожиленко, В. И. Sm-Nd изотопные исследования раннедокембрийских пород Кольского региона: краткий обзор и новые данные / В. И. Пожиленко, П. А. Серов, В. П. Петров // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2017. — № 1 (10). — С. 37–49.

Reference

Pozhilenko Vladimir I., Serov Paul A., Petrov Valentin P. Sm-Nd Isotope Studies of Early Precambrian Rocks of the Kola Region: a Brief Overview and New Data. *Herald of the Kola Science Centre of the RAS*, 2018, vol. 1 (10), pp. 37–49 (In Russ.).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В ПОРОДАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РАННЕНПРОТЕРОЗОЙСКОГО МОНЧЕГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)*

Т. В. Рундквист¹, А. В. Мокрушин¹, М. Хубер²,
П. В. Припачкин¹, А. В. Базай¹, Я. А. Мирошникова¹

¹Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

²Университет Марии Кюри-Склодовской, Люблин (Польша)

Аннотация

Жильные и акцессорные хромшпинелиды изучены в основных породах юго-восточной части Мончегорского раннепротерозойского расслоенного комплекса (массивы Морошковое озеро и Южносопчинский). Хромшпинелиды из пироксенитовых жил на участке Морошковое озеро характеризуются высоким содержанием железа и титана, внутреннее строение зерен представляет собой структуру распада твердого раствора с образованием ильменита, хроммагнетита и ульвошпинели. В жилах обнаружены единичные выделения ирасита и сперрилита размером несколько микрон. Аксессорные хромшпинелиды из норита и гарцбургита Южносопчинского массива также отличаются повышенной железистостью по сравнению с хромшпинелидами Сопчезерского месторождения Мончеплутона, рудными и акцессорными хромшпинелидами других расслоенных интрузий Балтийского щита. Как жильные, так и акцессорные хромшпинелиды характеризуются высокой железистостью и низкой глиноземистостью, что выделяет их на фоне развитых в других интрузиях Кольского региона.

Ключевые слова:

хромшпинелиды, мафиты, ультрамафиты, расслоенные интрузии, мончегорский комплекс, Кольский регион.

NEW DATA ON THE COMPOSITION OF CHROME-SPINELLIDES IN THE ROCKS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF THE EARLY PROTEROZOIC MONCHEGORSK COMPLEX (KOLA REGION)

Tatiana V. Rundqvist¹, Artem V. Mokrushin¹, Milosz Huber²,
Pavel V. Pripachkin¹, Aya V. Bazai¹, Yana A. Miroshnikova¹

¹Geological Institute of the KSC of the RAS

²Marie Curie-Sklodowska University in Lublin (Poland)

Abstract

Vein and accessory chrome-spinellides are studied in the main rocks of the South-eastern part of the Monchegorsk Early Proterozoic layered complex (Moroshkovoe Lake and South Sopchinsky massifs). Chrome-spinellides from pyroxenite veins in the Moroshkovoye Lake target are characterized by a high content of iron and titanium, the internal structure of their grains is characterized by the structure of decomposition of the solid solution with the formation of ilmenite, chromium magnetite and ulvöspinel. In the veins, single grains of irarsite and sperrylite with a size of several microns were found. The accessory chrome-spinellides from norite and harzburgite of the South Sopchinsky massif are also distinguished by increased iron content in comparison with the chrome-spinellides of the Sopchezero deposit of Monchepluton, ore and accessory chrome-spinellides of other layered intrusions of the Baltic Shield. Both vein and accessory chrome-spinellides are characterized by high iron content and low alumina content, which distinguishes them from chrome-spinellides in other intrusions of the Kola region.

Keywords:

chrome-spinellides, mafites, ultramafites, layered intrusions, Monchegorsk complex, Kola region.

Введение

Хромшпинелиды — минералы группы шпинели, содержащие более 5 мас. % Cr_2O_3 , постоянно присутствуют в магматических ультраосновных и основных породах в качестве

* Работа выполнена в рамках темы НИР № 0231–2015–0002.

акцессорных минералов. Химический состав минералов группы шпинели изменяется в широких пределах. Шпинелиды представляют собой твердые растворы оксидов двух- и трехвалентных металлов с общей формулой AB_2O_4 или $A(A, B)O_4$, где A — Mg, Zn, Mn, Fe^{2+} , Co, Ni; B — Al, Fe^{3+} , Cr, Mn, Ti^{4+} , V^{3+} . Высокотемпературные минералы группы шпинели демонстрируют практически полную смесимость и непрерывные ряды твердых растворов между минеральными видами. В группе шпинели выделяют несколько серий: шпинели, хромита, магнетита, ульвошпинели и некоторые другие.

Возможности широкого спектра изоморфных замещений в группе шпинели определили интерес к шпинелидам как к типоморфным минералам, в частности, в мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузиях [1]. Во многих таких массивах хромшпинелиды находятся не только в акцессорном виде, но и образуют промышленные скопления. В пределах Фенноскандинавского щита в настоящее время известно несколько месторождений хромита, связанных с раннепротерозойскими расслоенными интрузиями. Так, в Финляндии разрабатывается крупнейшее в Европе хромитовое месторождение Кеми, в Карелии разведано Аганозерское месторождение в составе бураковского комплекса, в Кольском регионе находится Сопчезерское месторождение, связанное с Мончегорским комплексом, и месторождение Большая Варака — в составе имандровского интрузивного расслоенного комплекса.

Следует отметить, что на сегодняшний день состав акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах и мафитах Мончегорского комплекса, а также хромшпинелидов из рудных пластов Сопчезерского месторождения, расположенного в пределах Дунитового блока, достаточно полно изучен [2, 3]. Что касается хромитов из мелких жильных тел и акцессорных хромитов в массивах Мончегорского комплекса, то они до настоящего времени были изучены крайне слабо. В данной статье рассмотрены результаты исследования хромшпинелидов из жильных тел массива Морошковое озеро и акцессорных хромшпинелидов в норитах и гарцбургитах массива Южносопчинский.

Геологическое строение массивов Морошковое озеро и Южносопчинский

Раннепротерозойский расслоенный мафит-ультрамафитовый мончегорский комплекс (МК) в западной части Кольского п-ова представлен двумя крупными интрузивными образованиями — массивом габбро-анортозитов Главного хребта и мафит-ультрамафитовым Мончегорским комплексом. В юго-восточной части МК находятся массивы основных пород: Морошковое озеро, Южносопчинский (рис. 1). Овальный по форме массив Морошковое озеро, сложенный норитами и пироксенитами, по-видимому, представляет собой крупный тектонический блок массива Нюд-Поаз, породы которого здесь представлены средне-, мелко- и неравномернозернистыми мезократовыми и меланократовыми норитами, переходящими в ортопироксениты и метаморфизованные разновидности этих пород. Данные породы пересечены пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-амфиболовыми жилами. Видимая мощность наиболее крупных жил достигает 2 м, мощность большинства жил не превышает 1 м. Многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму. Общий для всех типов жил является присутствие оксидной и сульфидной вкрапленности и платинометалльной минерализации [4]. В двух амфиболовых жилах были ранее обнаружены шлировидные скопления густовкрапленных хромититов [5].

Южносопчинский массив (ЮСМ) в плане представляет собой крупное магматическое тело длиной около 6 км и шириной около 2 км, протягивающееся с северо-запада на юго-восток (рис. 1). С запада ЮСМ примыкает к Мончегорскому массиву комплекса Главного хребта. По данным ряда авторов [6, 7], ЮСМ является частью Мончегорского массива. По геологическому строению ЮСМ разделяется на две зоны (нижнюю и верхнюю): нижняя имеет мощность 250–300 м и сложена переслаивающимися метаноритами, метапироксенитами и метапериодитами; верхняя представлена лейко-мезократовыми метагабброноритами и метагаббро. Породы вблизи контакта

между этими зонами интенсивно рассланцованны. Кроме того, в зоне контакта проявлены магматические брекчии, пегматоидные и жильные тела, содержится платинометалльная минерализация [8].

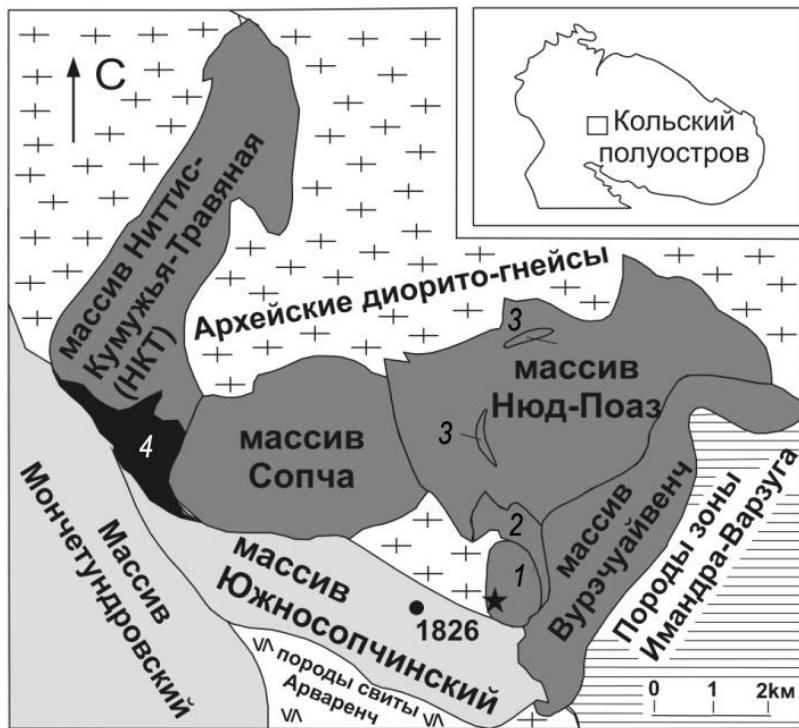


Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского комплекса.

Цифрами обозначены: 1 — участок Морошковое озеро; 2 — массив «Габбро десятой аномалии» (Габбро-10); 3 — выходы пород критического горизонта Нюда (КГН); 4 — Дунитовый блок (включает Сопчеозерское месторождение хромита). Звездочкой показано положение пироксенитовых жил с хромшпинелидами на участке Морошковое озеро

Fig. 1. Scheme of the geological setting of the Monchegorsk complex.

The numbers indicate: 1 — the Moroshkovoe Lake target; 2 — massif of the "Gabbro of the tenth anomaly" (Gabbro-10 massif); 3 — outcrops of the critical horizon of the Nyud massif; 4 — Dunite block (includes Sopcheozerskoe chromite deposit). The asterisk shows the position of pyroxenite veins with chrome spinels in the Moroshkovoe Lake target

Фактический материал и методы исследования

Хромшпинелиды из шлировидных скоплений в амфиболовых жилах отобраны из коренного обнажения (обр. 1/16.06.11) и близкоренной глыбы (обр. 2a/16.06.11) массива Морошковое озеро. Образцы исследованы в полированных аншлифах на электронном микроскопе Hitachi SU6600 с аналитической приставкой EDS на кафедре геологии и защиты литосферы факультета наук о Земле Университета Марии Кюри-Склодовской в г. Люблине (Польша).

Аксессорные хромшпинелиды из норита и гарцбургита ЮОСМ исследованы в образцах из керна скважины 1826, пробуренной ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в ходе поисково-разведочных работ на платинометалльное оруденение в восточной части Мончегорского комплекса [9] и расположенной в центральной части ЮОСМ (рис. 1). Скважина пересекла зону контакта крупнозернистых габброноритов с серией пород, включающей пироксениты, нориты, оливиновые пироксениты и гарцбургиты. Анализ минералов выполнен на волнодисперсном электронно-зондовом микроанализаторе MS-46 Cameca и на сканирующем электронном микроскопе LEO1450 с помощью энергодисперсионного анализатора Quantax200.

Хромшпинелиды в жильных телах массива Морошковое озеро

Хромшпинелид в жильных телах слагает шлировидные выделения. Силикатная часть жильной массы представлена амфиболами, хлоритом и минералами группы эпидота. Хромшпинелид представлен овальными зернами без четких кристаллографических очертаний, края зерен резорбированы. Характерный размер зерен от 100 до 400 мкм, по своему внутреннему строению зерна являются продуктом распада твердых растворов. В их составе присутствуют: ильменит, магнетит, хроммагнетит, субалюмохроммагнетит и ульвошпинель (рис. 2, табл. 1). Для классификации хромшпинелидов применялась диаграмма Н. В. Павлова [10]. Ильменит представлен пластинчатыми, округлыми или неправильной формы выделениями, различного размера и ориентировки (рис. 2, б). Основную массу зерен слагают тонкие закономерные срастания хроммагнетита и ульвошпинели (рис. 2, б и в). В образце также присутствуют скелетные кристаллы магнетита с содержанием Cr до 0,6 мас. % (рис. 2, а, табл. 1). Редкие сульфидные зерна в породе представлены преимущественно халькопиритом (рис. 2, а).

В силикатах в непосредственной близости от зерен хромшпинелидов обнаружены выделения минералов платиноидов — сперрилита и ирарсита (рис. 2, д, е; табл. 2). Размер выделений минералов платиноидов не превышает первых микрон. Морфология выделения сперрилита — в виде цепочки зерен в трещинках хромшпинелида и силикатов — указывает на его более позднее образование по отношению к минералам матрицы.

*Таблица 1
Table 1*

Результаты анализа оксидных минералов из хромитовых жил массива Морошковое озеро, мас. %

The results of analysis of oxide minerals from chromite veins of the southeastern part of the Monchegorsk complex (mass %)

№ п/п	O	Mg	Al	Si	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Cu	S	Сумма Sum
1	19,67	3,26	1,30	6,92	—	—	0,60		65,57	1,75	0,93	100,00
2	19,55	3,42	1,32	6,90	—	—	0,47		65,79	1,71	0,84	100,00
3	19,58	3,17	1,28	6,97	—	—	0,37		66,26	1,58	0,80	100,01
4	32,33	2,70	1,45	5,29	34,13	—	2,87	0,20	20,95	—	0,09	100,01
5	25,89	2,64	1,31	5,07	22,92	—	3,10	0,86	38,11	—	0,12	100,02
6	25,63	2,60	1,26	4,89	23,70	—	3,01	0,84	37,98	—	0,10	100,01
7	27,39	2,46	1,23	4,69	22,61	—	3,15	0,72	37,70	—	0,05	100,00
8	26,26	3,04	1,39	5,35	23,21	—	2,51	0,89	37,23	—	0,12	100,00
9	30,51	2,68	1,62	6,26	25,36	—	3,01	0,35	30,16	—	0,06	100,01
10	25,54	2,34	1,30	4,79	22,35	—	3,56	0,53	39,53	—	0,07	100,01
11	25,86	2,24	1,44	4,75	18,23	—	5,26	0,83	41,30	—	0,09	100,00
12	23,66	2,32	1,31	4,85	18,13	—	4,39	—	45,35	—	—	100,01
13	19,66	2,59	1,85	5,27	1,81	0,67	9,25	—	58,91	—	—	100,01
14	18,87	2,49	1,92	5,38	2,04	0,62	9,14	—	59,54	—	—	100,00
15	19,79	2,59	1,88	5,37	1,89	0,52	8,90	—	59,05	—	—	99,99
16	19,24	2,69	2,05	5,31	1,93	0,71	11,85	—	56,23	—	—	100,01
17	20,54	1,67	2,39	2,50	5,08	0,67	10,79	—	56,36	—	—	100,00
18	18,79	1,81	2,21	1,94	3,24	0,73	10,75	—	60,07	—	0,46	100,00
19	24,39	1,45	6,01	1,23	8,43	0,84	13,35	0,63	43,66	—	—	99,99

Примечание. Состав определен на сканирующем электронном микроскопе Hitachi SU6600 с аналитической приставкой EDS. Обр. 1/16.06.11 (№ 1–18); обр. 2а/16.06.11 (№ 19). 1–3 — магнетит (анализы 1–3 соответствуют точкам 1–3 на рис. 2, а); 4–10 — ильменит (анализы 4–9 соответствуют точкам 1–6 на рис. 2, б; анализ 10 — точка 1 на рис. 2, в); 11, 12 — ульвошпинель (соответствуют точкам 2 и 4 на рис. 2, в); 13–16 — хроммагнетит (анализы 13–16 соответствуют точкам 3, 5–7 на рис. 2, в); анализы 17, 18 — субалюмохроммагнетит, нет

фото; анализ 19 — поле 1 на рис. 2, *ε*, сканирование поверхности площадью 35×20 мкм. Содержание Si, Cu, S — за счет примеси силикатных и сульфидных минералов.

Notes. The composition is determined by Hitachi SU6600 scanning electron microscope with an EDS analyzer. Sample 1/16.06.11 (Nos. 1 to 18); sample 2a/16.06.11 (No. 19). 1–3 — magnetite (correspond to points 1–3 in Figure 2A); 4–10 — ilmenite (analysis 4–9 correspond to points 1–6 in Figure 2B, analysis 10 — point 1 in Figure 2B); 11, 12 — Ulvospinel (correspond to points 2 and 4 in Figure 2B); 13–19 — chrommagnetite (analysis 13–16 correspond to points 3, 5, 6 and 7 in Figure 2B, analysis 17, 18 — no photos, analysis 19 — point 1 in Figure 2Г, analysis 19 performed on an area of 35×20 μm). The content of Si, Cu, S — due to the impurity of silicate and sulphide minerals.

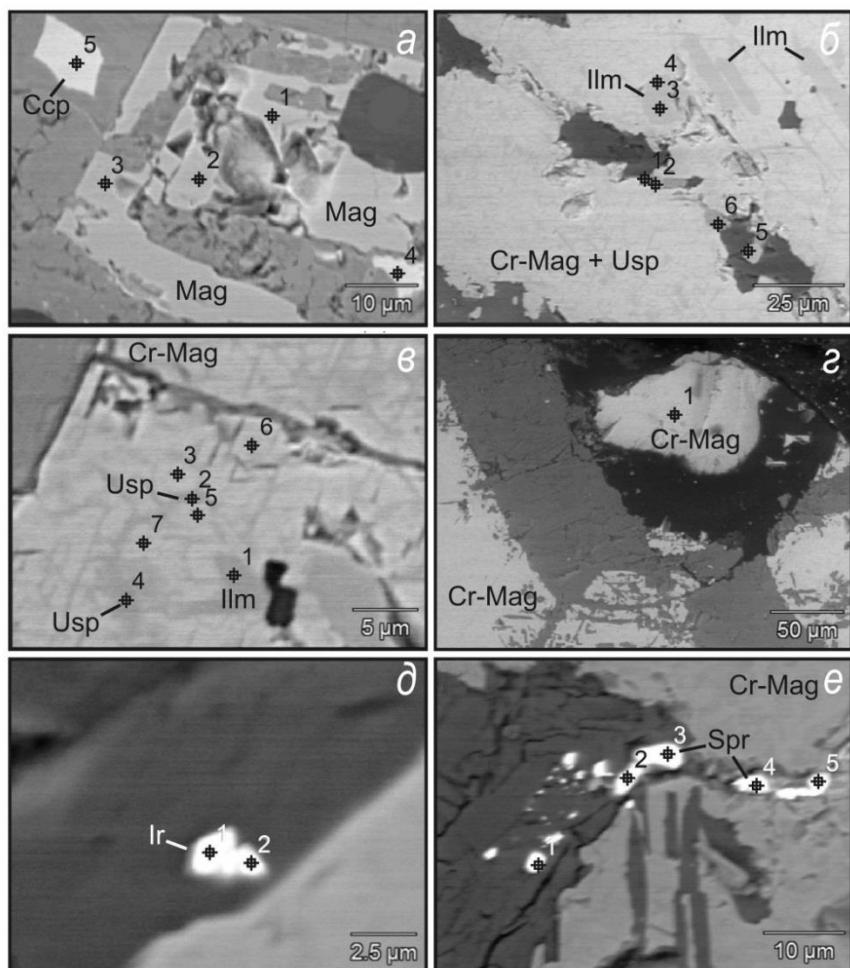


Рис. 2. Минералы хромитовых жил массива Морошковое озеро:

a — скелетный кристалл магнетита (табл. 1, № 1–3) и зерна халькопирита (табл. 2, № 8, 9);
б — удлиненные и изометричные выделения ильменита (табл. 1, № 4–9) в зерне, сложенном срастанием хроммагнетита и ульвошинели; *в* — вrostки ильменита (табл. 1, № 10) и ульвошинели (табл. 1, № 11, 12) в хроммагнетите (табл. 1, № 13–16); *г* — зерна хроммагнетита с вростками ульвошинели и ильменита (табл. 1, № 19); *д* — зерна ирарсита в силикатном минерале (табл. 2, № 6, 7); *е* — зерна сперрилита в прожилке в хроммагнетите и в силикатном минерале (табл. 2, № 1–5). Изображение в обратно-рассеянных электронах. Точками обозначены места микроанализа на сканирующем электронном микроскопе Hitachi SU6600 с аналитической приставкой EDS

Fig. 2. Minerals from chromite veins of the Moroshkovoe Lake massif:

a — a skeletal magnetite crystal (Table 1, No. 1–3) and chalcopyrite grains (Table 2, No. 8, 9);
б — elongated and isometric ilmenite grains (Table 1, No. 4–9) in a grain composed of intergrowth of chromium magnetite and and ulvospinel; *в* — ilmenite (Table 1, No. 10) and ulvospinel ingrowths (Table 1, No. 11, 12) in chromite-magnetite (Table 1, No. 13–16); *г* — grains of chrommagnetite with ingrowths of ulvospinel and ilmenite (Table 1, No. 19); *д* — grains of irarsite in a silicate mineral (Table 2, No. 6, 7); *е* — grains of sperrylite in a veinlet in chromite magnetite and in a silicate mineral (Table 2, No. 1–5). Image in back-scattered electrons. The dots denote the locations of the microanalysis by the Hitachi SU6600 scanning electron microscope with the EDS analyzer

Анализ показал, что хромшпинелиды в жилах содержат высокие концентрации Fe, Ti, а содержания Mg, Al и Cr — низкие (табл. 1). Вростки ильменита в зернах хромшпинелида в целом отвечают стехиометрическому составу и содержат незначительное количество примесей. В магнетите, слагающем скелетные кристаллы, не обнаружена примесь титана, содержатся механические примеси халькопирита и силикатов. Мелкие, тонкие вростки в хроммагнетите определенно диагностируются как ульвошпинель. Анализ 19 в табл. 1 выполнен сканированием поверхности площадью 35×20 мкм и дает усредненный состав твердого раствора хроммагнетита с вростками ульвошпинели, который соответствует ферриалюмохромиту на классификационной диаграмме Н. В. Павлова.

Эти данные совокупно с данными предыдущих исследований [5] показали, что хромшпинелиды в составе жильных тел данного массива отличаются высокой железистостью и титанистостью.

Таблица 2
Table 2

Результаты анализа минералов из хромитовых жил массива Морошковое озеро, мас. %

Results of the analysis of minerals from chromite veins of the southeastern part
of the Monchegorsk complex (mass %)

№ п/п	O	Mg	Al	Si	S	Ti	Cr	Fe	Cu	As	Rh	Ir	Pt	Сумма Sum
1	16,29		5,16	3,72	0,54	1,18	4,29	11,37		28,48	0,30		28,66	99,99
2	11,77		3,46	2,01	0,29	1,23	4,73	11,33		31,23	0,39		33,55	99,99
3	10,66		3,05	1,67	0,33	1,22	4,50	10,54		32,41	0,40		35,20	99,98
4	11,16		2,88	1,51	0,64	1,46	5,62	11,89		30,29	0,36		34,20	100,01
5	11,81		2,55	1,28	0,83	1,41	6,31	10,89		30,55	1,09		33,28	100,00
6	20,75	2,66	3,60	3,79	9,93	0,57	2,17	10,69		13,37		32,48		100,01
7	22,11	5,68	4,22	4,42	8,41	0,58	2,58	9,28		10,30		32,41		99,99
8	12,38	2,65	1,13	6,16	23,51		0,41	31,08	22,69					100,01
9	12,32	2,40	1,03	5,52	24,23		0,24	31,45	22,82					100,01

Примечание. Состав определен на сканирующем электронном микроскопе Hitachi SU6600 с аналитической приставкой EDS. Обр. 1/16.06.11 (№№ 1–7); обр. 2а/16.06.11 (№№ 8, 9). 1–5 — сперрилит (соответствуют точкам 1–5 на рис. 2, Е); 6–7 — ирарсит (соответствуют точкам 1 и 2 на рис. 2, Д); 8–9 — халькопирит (соответствуют точкам 4, 5 на рис. 2, А). Содержание O, Mg, Al, Si, Ti, Cr, Fe — за счет примеси силикатных и оксидных минералов.

Notes. The composition is determined by Hitachi SU6600 scanning electron microscope with an EDS analyzer. Sample 1/16.06.11 (Nos. 1 to 7); sample 2, a/16.06.11 (Nos. 8, 9). 1–5 — sperrylite (correspond to points 1–5 in Figure 2, E); 6–7 — irarsite (correspond to points 1 and 2 in Fig. 2, D); 8–9 — chalcopyrite (correspond to points 4, 5 in Fig. 2, A). The content of O, Mg, Al, Si, Ti, Cr, Fe — due to the impurity of silicate and oxide minerals.

Аксессорные хромшпинелиды

в норитах и гарцбургитах Южносопчинского массива

При изучении пород и рудной минерализации ЮСМ в двух полированных анишлифах из пород керна скважины 1826 обнаружены зерна хромшпинелидов, заключенные внутри кристаллов магматических минералов, — оливина и ортопироксена. Положение зерен хромита внутри зерен высокотемпературных магматических минералов позволяет считать данный хромит первичным магматическим минералом, возникшим во время кристаллизации породы из магматического расплава.

В обр. 1826/21,1 представлен гарцбургит, сложенный оливином и ортопироксеном (оливин интенсивно серпентинизирован, амфиболизирован, ортопироксен амфиболизирован по трещинам спайности и по краям зерен). Оливин в обр. 1826/21,1 был проанализирован на микроанализаторе MS-46 Cameca (аналитик А. В. Базай). Оливин содержит, мас. %: SiO_2 — 38,46; $\text{FeO}_{\text{общ}}$ — 21,38; MnO — 0,28; MgO — 40,39; NiO — 0,29; Fo — 77.

Хромшпинелид образует зерна размером от 50 до 200 мкм (рис. 3, *а–г*). Зерна изометричные или неправильной формы. Отчетливо проявлена зональность. Центральная часть (ан. 1 и 5 в табл. 3, ферриалюмохромит) сложена разновидностью с наиболее высоким содержанием хрома, а также с самой высокой примесью ганитового минала. При сильном увеличении в центральной части зерна видны тонкие структуры распада твердого раствора (рис. 3, *в*), удлиненные игольчатые кристаллы представлены, по-видимому, ульвошпинелью (ан. 4 в табл. 3). Широкая кайма вокруг центральной части зерна сложена феррихромитом с немного более высокой железистостью и пониженной хромистостью и магнезиальностью (ан. 2 в табл. 3). Тонкая кайма на границе с оливином — хроммагнетит (ан. 3 в табл. 3). По краям зерен хромшпинелида иногда заметны небольшие выделения ильменита (ан. 7 в табл. 3). Описанная зональность зерен хромшпинелида имеет метаморфический генезис. Зоны вокруг ядра образовались при метаморическом преобразовании породы.

В образце 1826/144,9 также были обнаружены выделения хромшпинелида, в данном случае порода представлена норитом, а хромшпинелид заключен в зерно ортопироксена (рис. 3, *д, е*). Ортопироксен в обр. 1826/144,9 был проанализирован на микроанализаторе MS-46 Cameca (аналитик А. В. Базай). Ортопироксен представлен энстатитом и содержит (мас. %): SiO_2 — 55,11; TiO_2 — 0,16; Al_2O_3 — 0,80; Cr_2O_3 — 0,16; $\text{FeO}_{\text{общ}}$ — 15,53; MnO — 0,32; MgO — 26,26; CaO — 2,02; NiO — 0,06. Хромшпинелид в данном образце однороден, анализ выполнен в центральной части зерна (ан. 6 в табл. 3). По составу он представлен ферриалюмохромитом, близким по составу к центральным зонам хромшпинелида в образце 1826/21,1.

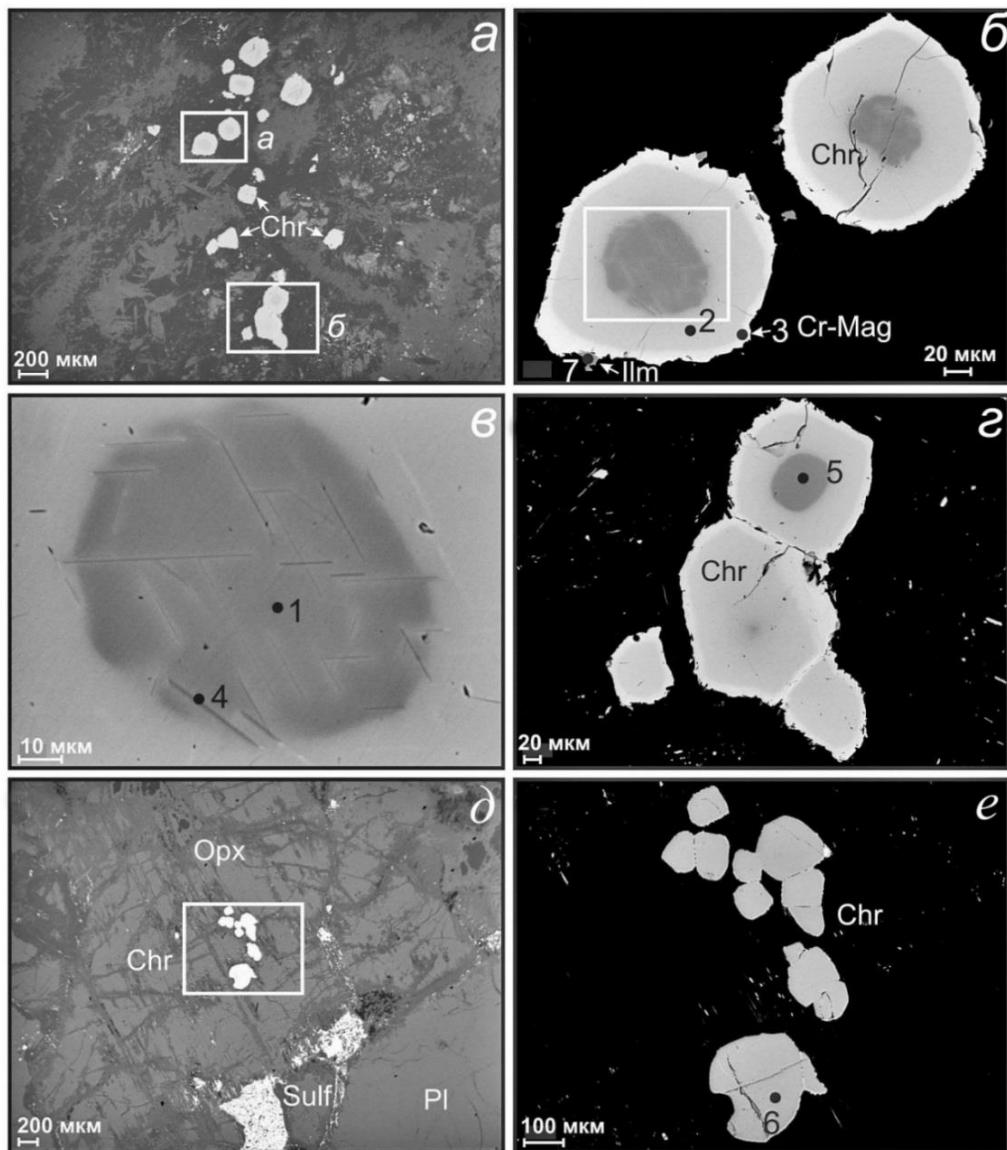


Рис. 3. Хромшпинелиды в породах Южноопчинского массива:

a — кристаллы хромшпинелида в серпентинизированном и амфиболизированном оливине, обр. 1826/21,2, (выделенные фрагменты *a* и *б* представлены на рис. *б* и *г* соответственно); *б* — зональные кристаллы хромшпинелида с мелкими выделениями ильменита по краям, выделенный фрагмент представлен на рис. 3, *в*; *в* — ядерная часть зонального кристалла хромшпинелида с решетчатой структурой распада твердого раствора; *г* — зональные кристаллы хромшпинелида; *д* — кристаллы ферриалюмохромита в амфиболизированном энстатите, обр. 1826/144,9 (выделенный фрагмент представлен на рис. *е*); *е* — кристаллы ферриалюмохромита. Изображение в обратно-рассеянных электронах. Точками обозначены места электронно-зондового анализа на MS-46 Cameca и LEO1450, номера соответствуют номерам анализов в табл. 3

Fig. 3. Chrome spinellids in the rocks of the South-Sopchinsky Massif:

a — crystals of chromospinellide in serpentinized and amphibolized olivine, sample 1826/21.2, (the selected fragments *a* and *б* are shown in Figures *б* and *г*, respectively); *б* — zonal crystals of chrome spinellide with fine grains of ilmenite at the edges, the fragment is shown in Fig. 3, *в*;

в — the nuclear part of the zonal crystal of chrome spinellide with a lattice structure of solid solution decomposition;

г — zonal crystals of chrome spinellide; *д* — crystals of ferriallumochromite in amphibolized enstatite, sample 1826/144.9 (the fragment is shown in Fig. *е*); *е* — crystals of ferriallumochromite. Image in back-scattered electrons. The dots indicate the locations of electron-probe analysis by the MS-46 Cameca and LEO1450, the numbers correspond to the numbers of analysis in Table 3

Таблица 3
Table 3

Состав хромшпинелидов и ильменита из пород Южносопчинского массива, мас. %
Composition of chrome spinellides and ilmenite from the rocks of the South-Sopchinsky Massif

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0,220	0,12	0,08	0,07	0,149	0,225	0,20
TiO ₂	0,790	2,00	0,34	18,05	1,691	0,600	49,70
Al ₂ O ₃	11,079	1,34	0,11	6,92	11,557	10,828	0,08
FeO _{общ} total	43,584	58,19	86,93	45,46	43,650	47,104	45,09
MnO	0,528	н.о.	н.о.	0,68	0,548	0,387	4,02
MgO	2,027	0,65	0,12	2,49	2,207	1,406	0,10
CaO	0	н.о.	н.о.	0,06	0	0	0,09
V ₂ O ₅	0,246	0,45	0,41	0,25	0,284	0,194	0,28
Cr ₂ O ₃	39,416	36,37	11,68	26,02	38,802	38,651	0,44
NiO	0,085	н.о.	0,12	н.о.	0,195	0,145	н.о.
ZnO	2,017	0,87	0,21	н.о.	1,738	0,568	н.о.
Сумма Sum	99,992	100,00	100,00	100,00	100,821	100,108	100,00

Количество единиц в формуле в пересчете на 4 атома кислорода для хромшпинелидов и 3 атома кислорода для ильменита

The number of units in the formula in terms of 4 oxygen atoms for chrome spinellides and 3 oxygen atoms for ilmenite

Si	0,008	0,004	0,003		0,005	0,008	0,005
Al	0,449	0,056	0,005	0,268	0,462	0,440	0,002
Cr	1,071	1,031	0,331	0,675	1,042	1,054	0,009
Fe ³⁺	0,446	0,843	1,642	0,614	0,441	0,477	
Ti	0,020	0,054	0,009	0,445	0,043	0,016	0,954
V	0,006	0,011	0,010	0,006	0,007	0,005	0,006
Ca							0,002
Mg	0,104	0,035	0,006	0,122	0,112	0,072	0,004
Fe ²⁺	0,808	0,902	0,969	0,633	0,799	0,882	0,963
Mn	0,015				0,016	0,011	0,087
Ni	0,002		0,003		0,005	0,004	
Zn	0,051	0,023	0,006		0,044	0,015	

Примечание. 1 — хромит (рис. 3В, точка 1); 2 — хромит (рис. 3Б, точка 2); 3 — хроммагнетит (рис. 3, Б, точка 3); 4 — хромит (рис. 3В, точка 4); 5 — хромит (рис. 3Г, точка 5); 6 — хромит (рис. 3Е, точка 6); 7 — ильменит (рис. 3Б, точка 7). 1 — 5, 7 — обр. 1826/21,2, гарцбургит; 6 — обр. 1826/144,9, норит. Анализ минералов 1, 5, 6 выполнен на волнодисперсном электронно-зондовом микронализаторе MS-46 Сатеса, оценка химического состава минералов 2 — 4 и 7 выполнена на сканирующем электронном микроскопе LEO1450 с помощью энергодисперсионного анализатора Quantax200, результаты, полученные с помощью Quantax200, приведены к 100%-ной сумме. Аналитик А. В. Базай.

Notes. 1 — chromite (Figure 3B, point 1); 2 — chromite (Figure 3B, point 2); 3 — chrommagnetite (Figure 3B, point 3); 4 — chromite (Figure 3B, point 4); 5 — chromite (Figure 3, Г, point 5); 6 — chromite (Figure 3E, point 6); 7 — ilmenite (Figure 3, Б, point 7). 1 — 5, 7 — sample 1826/21.2, harzburgite; 6 — sample 1826/144.9, norite.

Analysis of minerals 1, 5, 6 is made by a wave-dispersed electron probe microanalyzer MS-46 Cameca, the chemical composition of minerals 2–4 and 7 is made by a scanning electron microscope LEO1450 using an energy dispersive analyzer Quantax200, the results obtained with Quantax200 are given in 100 % of the total. Analyst A.V. Bazai.

Эти данные позволяют предположить, что для пород нижней части Южносопчинского массива характерным является акцессорный ферриалюмохромит с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 39$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11$ мас. %; $\text{MgO} \sim 1$ –2 мас. %; $\text{FeO}_{\text{общ}} \sim 43$ –47 мас. %.

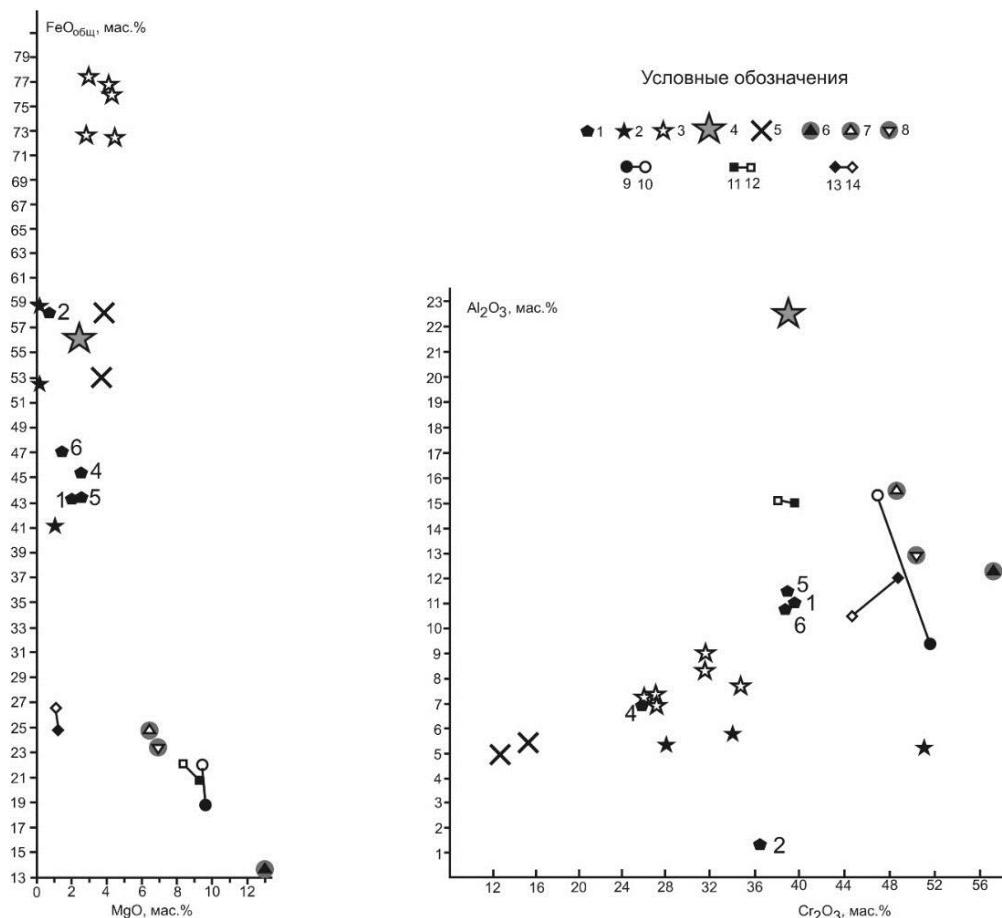


Рис. 4. Содержание главных двух- и трехвалентных оксидов в хромшпинелидах юго-восточной части Мончегорского комплекса и средние содержания главных двух- и трехвалентных оксидов в рудных и акцессорных хромитах расслоенных интрузий Балтийского щита.

Условные обозначения: 1 — акцессорные хромшпинелиды из пород массива Южносопчинский (данные настоящего исследования, номера около значков соответствуют номерам анализов в табл. 3); 2 — хромшпинелиды из жильных тел на участке Морошковое озеро (по [5]); 3 — хроммагнетиты и субалюмохроммагнетиты (данные настоящего исследования, ан. 13–18 в табл. 1); 4 — твердый раствор хроммагнетита и ульвошпинели (данные настоящего исследования, анализ поля, ан. 19 в табл. 1); 5 — ульвошпинель (данные настоящего исследования, ан. 11, 12 в табл. 1); 6–8 — хромшпинелиды Сопчевозерского месторождения (Мончеплутон): хромититы (6), надрудные (7) и подрудные дуниты (8); 9, 10 — хромшпинелиды из хромититов (9) и перидотитов (10) Агановерского месторождения (Бураковский плутон); 11, 12 — хромшпинелиды из хромититов (11) и вебстеритов (12) блока Сомпуряви интрузии Пеникат; 13, 14 — хромшпинелиды из хромититов (13) и норитов (14) месторождения Большая Варака (Умбареченско-Имандровский комплекс) (по [2]).

Fig. 4. Content of the main bivalent and trivalent oxides in chrome spinellides of the southeastern part of the Monchegorsk complex and the average contents of the main bivalent and trivalent oxides in ore and accessory chromites of the layered intrusions of the Baltic Shield.

Legend: 1 — accessory chrome spinellides from the rocks of the South-Sopchinsky Massif (data of the present study, the numbers near the signs in the diagram correspond to the numbers of analysis in Table 3); 2 — chrome spinellides

from veins on the Moroshkovoe Lake target (according to [5]); 3 — chromromagnetite and subalumochrommagnetite (data of the present study, analysis 13–18 in Table 1); 4 — solid solution of chromium magnetite and ulvöspinel (data of the present study, analysis 19 in Table 1); 5 — ulvöspinel (data from the present study, analysis 11, 12 in Table 1); 6–8 — chrome spinellides of the Sopcheozero deposit (Monchepluton): chromite (6), dunites lying upper ore horizon (7) and dunites lying lower ore horizon (8); 9, 10 — chrome spinellides from chromites (9) and peridotites (10) of the Aganozero deposit (Burakovskiy pluton); 11, 12 — chrome spinellides from chromites (11) and websterites (12) of the Sompuarvi block of the Penicat intrusion; 13, 14 — chrome spinellides from chromites (13) and norites (14) of the Bolshaya Varaka deposit (Umbarechensky-Imandrovsky complex) (according to [2])

Заключение

Результаты исследований показали достаточно интересную специфику состава хромшпинелидов из исследуемых массивов. Как жильные, так и акцессорные хромиты в них характеризуются высокими содержаниями железа, титана и низкими — глинозема. Это в целом достаточно контрастно отличает их от хромитов других известных расслоенных интрузий (рис. 4). Однако необходимо отметить, что хромшпинелиды подобного состава отмечались ранее в некоторых участках Мончеплутона. В. С. Докучаева и Л. И. Полежаева [11] указывали, что в оливиновых норитах Нюда, содержащих бедное сульфидное медно-никелевое оруденение, встречены акцессорные хромшпинелиды, состав которых изменяется в пределах серии субалюмоферрихромит-хроммагнетит. Нередко внутри зерен хромшпинелидов наблюдались пластинчатые вrostки высокотитанистой фазы, а в некоторых случаях подобная фаза наблюдалась в виде тонкой оторочки по краям зерен. Приведенные в работе [11] результаты анализа данных хромшпинелидов показывают следующее содержание оксидов, мас. %: Cr_2O_3 — 24,9–36,2; TiO — 0,38–1,13; $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ — 59,7–66,9; Al_2O_3 — 1,54–7,35; MgO — 0,49–0,99. В ассоциации с данной серией хромшпинелидов встречен магнетит с повышенным содержанием хрома (до 6,56 мас. %) [11].

Среди оливиновых пироксенитов и гарцбургитов «Сопчинского пласта 330» сходные по составу с изученными нами акцессорные хромшпинелиды были обнаружены Д. А. Орсоевым [12]. Автор выделяет две разновидности хромшпинелидов:

1) зональные идиоморфные зерна в виде включений в оливине и ортопироксене, ядра кристаллов отвечают субферриалюмохромиту, а оторочки соответствуют феррихромиту с пониженным содержанием Cr_2O_3 ;

2) зональные по химическому составу зерна в ассоциации с сульфидами, внутренние зоны кристаллов соответствуют феррихромиту, внешние — хроммагнетиту.

Содержание оксидов в ядрах кристаллов хромшпинелидов первой разновидности, мас. %: Cr_2O_3 — 39,5–42,1; TiO — 0,36–0,52; $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ — 34,2–35,3; Al_2O_3 — 17,9–18,3; MgO — 3,2–4,0.

Состав оторочек зональных кристаллов первой разновидности, мас. %: Cr_2O_3 — 36,0–38,2; TiO — 0,21–1,17; $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ — 56,5–60,1; Al_2O_3 — 1,4–3,4; MgO — 0,68–1,18.

Результаты анализа одного зерна второй разновидности хромшпинелидов показали, что ядерная часть содержит, мас. %: Cr_2O_3 — 34,5; TiO — 1,48; $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ — 58,2; Al_2O_3 — 1,49; MgO — 0,99, а периферическая часть имеет следующий состав, мас. %: Cr_2O_3 — 28,4; TiO — 1,49; $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ — 64,9; Al_2O_3 — 1,65; MgO — 1,01.

Автор высказывает предположение о магматической природе зональности описанных им хромшпинелидов, обусловленной изменением физико-химических условий в процессе кристаллизации магмы [12].

Таким образом, высокотитанистые и железистые хромшпинелиды встречены в различных локальных участках Мончеплутона. Судя по приведенным данным, их состав сильно варьирует. И если для жильных хромшпинелидов наличие высокотитанистых и железистых разновидностей в целом понятно и укладывается в общую схему эволюции шпинелидов в расслоенных интрузиях, то акцессорные хромшпинелиды массивов Морошковое озеро и Южносопчинский являются аномально железистыми и низкомагнезиальными, хотя и сосуществуют с энстатитом и форстеритом. Этот факт требует дальнейших детальных и систематических исследований и

Новые данные о составе хромшпинелидов в породах юго-восточной части раннепротерозойского...

сравнительного анализа с другими расслоенными массивами Кольского региона и мира, поскольку шпинелиды давно используются как «петрогенетические индикаторы» [13] и могут помочь при уточнении специфики эволюции мультифазного МК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Плаксенко А. Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1989. 224 с.
2. Мокрушин А. В. Типы, состав и условия образования хромитового оруденения расслоенных раннепротерозойских интрузий Балтийского щита: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Мурманск, 2005. 13 с.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: в 2 ч. / под ред. Ф. П. Митрофанова и В. Ф. Смолькина. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 344 с.
4. Мирошникова Я. А., Пахомовский Я. А. Жильные тела участка «Морошковое озеро» (Мончегорский район) и связанное с ними оруденение // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18, вып. 2. С. 280–286.
5. Мокрушин А. В., Мирошникова Я. А., Савченко Е. Э. Ассоциация Cr-Fe-Ti-минералов в плагиоклаз-амфиболовых жилах участка «Морошковое озеро» (Мончегорский pluton) // Геология и геоэкология: исследования молодых: материалы XXII конф. молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр. К. О. Кратца (8–10 ноября 2011 г.). Апатиты, 2011. С. 134–136.
6. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия / Т. Л. Гроховская [и др.] // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 416–440.
7. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского plutона и его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем / В. В. Чащин [и др.] // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 1. С. 41–63.
8. Черняевский А. В., Мирошникова Я. А. Геологическое строение и оруденение восточной части Южносопчинского массива: новые данные // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России: тр. XXIV Молодежной науч. конф., посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца (Апатиты, 7–10 октября 2013 г.) / ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты, 2013. С. 31–34.
9. Информационный отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы в Мончегорском районе (Мончегорский и Мончегородский массивы) в 1999–2002 гг. / В. С. Войтехович [и др.] // Фонды ОАО «ЦКЭ». Мончегорск, 2002. Кн. 1. 236 с.
10. Паевов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1949. Вып. 103. 91 с.
11. Докучаева В. С., Полежаева Л. И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района (Кольский полуостров) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. С. 5–24.
12. Орсоев Д. А. Хромшпинелиды из сульфидных вкрапленных руд расслоенных массивов // ЗВМО. 1988. Ч. CXVII, вып. 2. С. 175–181.
13. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory // Canadian J. Earth Sci. 1965. No. 2. P. 648–672.

Сведения об авторах

Рундквист Татьяна Васильевна — кандидат геолого-минералогических наук, заместитель директора Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: rund@geoksc.apatity.ru

Мокрушин Артем Васильевич — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: mokrushin@geoksc.apatity.ru

Хубер Мирослав — доцент кафедры геологии и защиты литосферы факультета наук о Земле Университета Марии Кюри-Склодовской, Люблин (Польша)

E-mail: grossular107umcs@gmail.com

Припачкин Павел Валентинович — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: paul@geoksc.apatity.ru

Базай Айя Валерьевна — кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: bazai@geoksc.apatity.ru

Мирошникова Яна Андреевна — младший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Author Affiliation

Tatiana V. Rundkvist — PhD (Geology & Mineralogy), Deputy Director of Geological Institute of the KSC of the RAS
E-mail: rund@geoksc.apatity.ru

Artem V. Mokrushin — PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS
E-mail: mokrushin@geoksc.apatity.ru

Milosz Huber — Associate Professor of the Department of Geology and Protection of Lithosphere of the Faculty of Earth Sciences at the University of Mary Curie-Sklodowska, Lublin (Poland)

Т. В. Рундквист, А. В. Мокрушин, М. Хубер, П. В. Припачкин, А. В. Базай, Я. А. Мирошникова

E-mail: grossular107umcs@gmail.com

Pavel V. Pripachkin — PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: paul@geoksc.apatity.ru

Aya V. Bazay — PhD (Geology & Mineralogy), Researcher of the Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: bazai@geoksc.apatity.ru

Yana A. Miroshnikova — Junior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Рундквист, Т. В. Новые данные о составе хромшпинелидов в породах юго-восточной части раннепротерозойского мончегорского комплекса (Кольский регион) / Т. В. Рундквист [и др.] // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 50–62.

Reference

Rundqvist Tatiana V., Mokrushin Artem V., Huber Milosz, Pripachkin Pavel V., Bazai Aya V., Miroshnikova Yana A. New Data on the Composition of Chrome-Spinellides in the Rocks of the South-eastern Part of the Early Proterozoic Monchegorsk Complex (Kola Region). *Herald of the Kola Science Centre of the RAS*, 2018, vol. 1 (10), pp. 50–62 (In Russ.).

DOI: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.1.63-80

УДК 552.321 + 551.71(470.21)

НОВАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЗОНЫ РАННЕНПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЕЧЕНГСКО-ВАРЗУГСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА*

П. К. Скуфын

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

Аннотация

Предлагается новая модель геологического строения Южной зоны раннепротерозойского Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП). В статье приводятся доводы, указывающие на то, что на заключительных стадиях эволюции ПВП в Южной зоне сформировался молодой Свекофенийский вулканический пояс (СВП), во многом аналогичный вулканическим поясам фанерозоя. Этот новый подход к строению Печенгско-Варзугского пояса важен и с геологической, и с металлогенической точки зрения, поскольку с вулканическими поясами связаны месторождения широкого круга рудогенных элементов: Au, Ag, PGE, Sn, Bi, Sb, Pb, Zn и др. Модель базируется на результатах авторского картирования различных вулканотектонических структур этого региона. В Южно-Печенгской зоне СВП была выделена ранняя группа линейных вулканотектонических структур свекофенния и более поздняя группа субизометрических вулканоструктур вепсия. В Южно-Имандра-Варзугской зоне СВП вулканотектонические структуры свекофенния представлены раннесвекофенийскими линейными и позднесвекофенийскими субизометрическими разновидностями.

Ключевые слова:

Печенгско-Варзугский пояс, Южная зона, Свекофенийский вулканический пояс, вулканотектоническая структура, ранний протерозой, свекофений, вепсий.

A NEW MODEL OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE SOUTHERN ZONE OF EARLY PROTEROZOIC PECHENGA-VARZUGA GREENSTONE BELT

Peter K. Skuf'in

Geological Institute of the KSC of the RAS

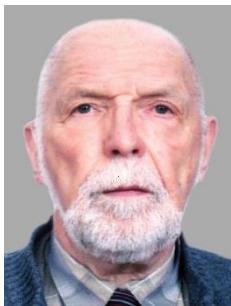
Annotation

A new geological model has been proposed for the structure of the Southern Zone of Early Proterozoic Pechenga-Varzuga Greenstone Belt (PVB). In the article arguments are given that at the final stages of PVB evolution in the Southern Zone a young Svecofennian Volcanic Belt (SVB) was formed, in many respects analogous to the volcanic belts of the Phanerozoic. This is important from both a geological and a metallogenic point of view, since a wide range of ore elements is associated with volcanic belts: Au, Ag, PGE, Sn, Bi, Sb, Pb, Zn, etc. The model is based on the results of the author's mapping of various volcanic-tectonic structures of the region. In the Southern-Pechenga zone of SVB, an early group of linear Svecofennian volcano-tectonic structures and a later group of subisometric Vepsian volcanic structures were identified. In the Southern-Imandra-Varzuga zone of SVB, the volcano-tectonic Svecofennian structures are represented by the Early-Svecofennian linear and Late-Svecofennian subisometric varieties.

Keywords:

Pechenga-Varzuga belt, Southern Zone, Svecofennian Volcanic Belt, volcano-tectonic structure, Early Proterozoic, Svecofennian, Vepsian.

* Работа выполнена при поддержке гранта № 16-05-00026.



Введение

На северо-востоке Балтийского щита архейские и раннепротерозойские тектономагматические процессы, сформировавшие древнюю континентальную земную кору, реализовались в эволюционной истории становления зеленокаменных поясов Кольской субпровинции, в т. ч. главной геоструктуры карелид этого региона — Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса. Этот карельский зеленокаменный пояс, заложенный на гетерогенном архейском фундаменте и развивавшийся на протяжении почти миллиарда лет, прошел длительную и многоэтапную историю становления. Для внутреннего строения этой мегаструктуры важна система поперечных глубинных долгоживущих разломов, которые расчленяют ее на ряд фрагментов с автономным геологическим строением, среди которых крупнейшими являются Печенгская и Имандра-Варзугская структуры (рис. 1).

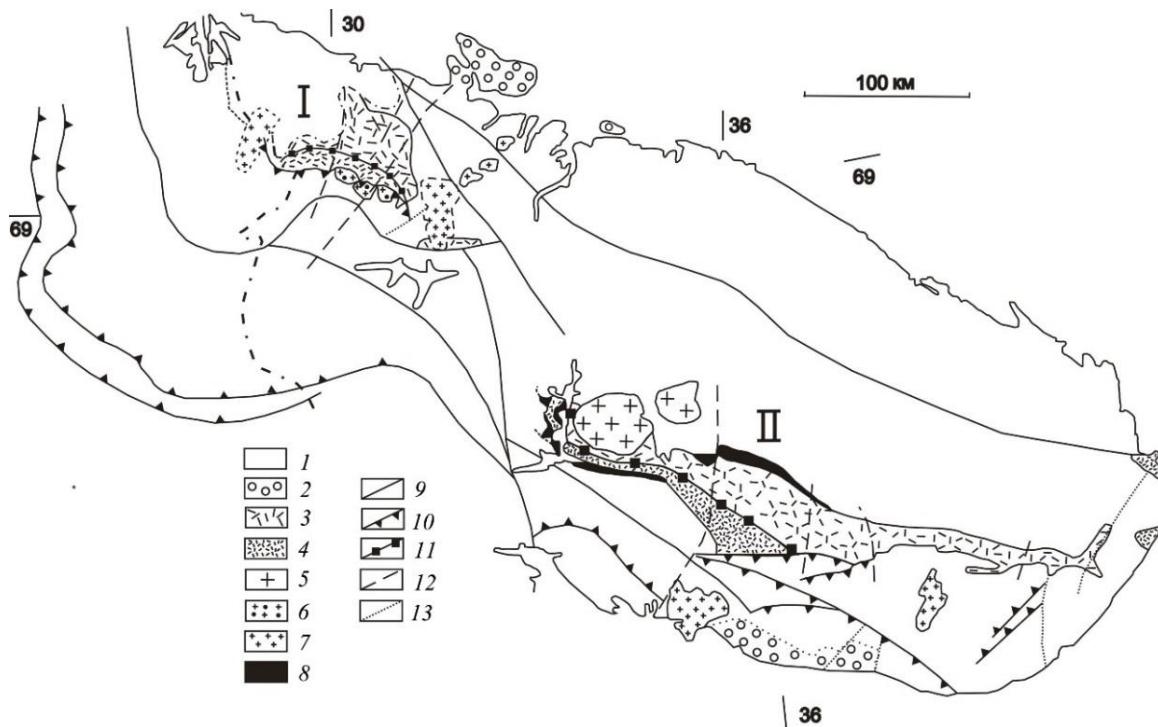


Рис. 1. Структурная блокировка восточной части Балтийского щита [1, 2].

Условные обозначения: 1 — структурно-вещественный комплекс (СВК) архея (2900–2600 млн лет); 2 — СВК позднего протерозоя (моложе 1700 млн лет); 3, 4 — СВК раннего протерозоя (карелиды), соответственно структуры Северной зоны ПВП (2550–1905 млн лет) (3) и Южной зоны ПВП (1905–1700 млн лет) (4); 5 — щелочные интрузии палеозоя; 6 — синкинематические граниты (2150–1900 млн лет); 7 — посткинематические граниты (1840–1700 млн лет); 8 — габбро-нориты; 9 — глубинные разломы; 10 — надвиги; 11 — глубинный разлом (граница Северной и Южной зон ПВП); 12 — второстепенные разломы; 13 — разломы неясного генезиса. I — Печенгская структура; II — Имандра-Варзугская структура

Fig. 1. Structural blocking of the eastern part of the Baltic Shield [1, 2].

Legend: 1 — structural-material complex (SMC) of the Archean (2900–2600 million years); 2 — SMC of the late Proterozoic (younger than 1700 million years); 3, 4 — SMC of the early Proterozoic (Karelides), structure of the Northern Zone of the Pechenga-Varzuga Belt (PVB) (2550–1905 Ma) (3) and the South zone of the PVB (1905–1700 Ma) (4); 5 — Paleozoic alkaline intrusions; 6 — synkinematic granites (2150–1900 million years); 7 — post-kinematic granites (1840–1700 million years); 8 — gabbro-norites; 9 — deep faults; 10 — thrusts; 11 — deep fault (boundary of North and South PVB zones); 12 — minor faults; 13 — faults of unknown genesis. I — Pechenga structure; II — Imandra-Varzuga structure

Тектономагматические события развивались в рамках ПВП в течение карельского эндогенного мегацикла (2550–1700 млн лет), в рамках которого выделены четыре эндогенных цикла второго порядка: сумийский (2550–2325 млн лет), сариолий-ятулийский (2325–2115 млн лет), людиковий-калевийский (2115–1940 млн лет) и свекофенно-вепсийский (1940–1700 млн лет).

Печенгская структура, изначально представлявшая собой субизометричную вулканотектоническую палеодепрессию (рис. 1, 2), сложена формациями печенгского комплекса, относящимися к трем последовательным циклам развития (сариолий-ятулийский, людиковий-калевийский и свекофенно-вепсийский), с возрастом 2325–1700 млн лет. В настоящее время эта структура, вероятно, является одной из наиболее изученных раннедокембрийских структур мира, что обусловлено наличием крупных месторождений С-Ni-руд, своеобразием ее геологического строения, а также доступностью и неплохой обнаженностью. Разрез Печенгской структуры во многом определяет стратиграфию раннего протерозоя Кольской субпровинции и является стратотипическим. Кроме того, проходка сверхглубокой скважины СГ-3, которая установила особенности глубинного строения Печенгской структуры и ее архейского фундамента, послужила основой для расшифровки глубинного строения земной коры всей субпровинции.

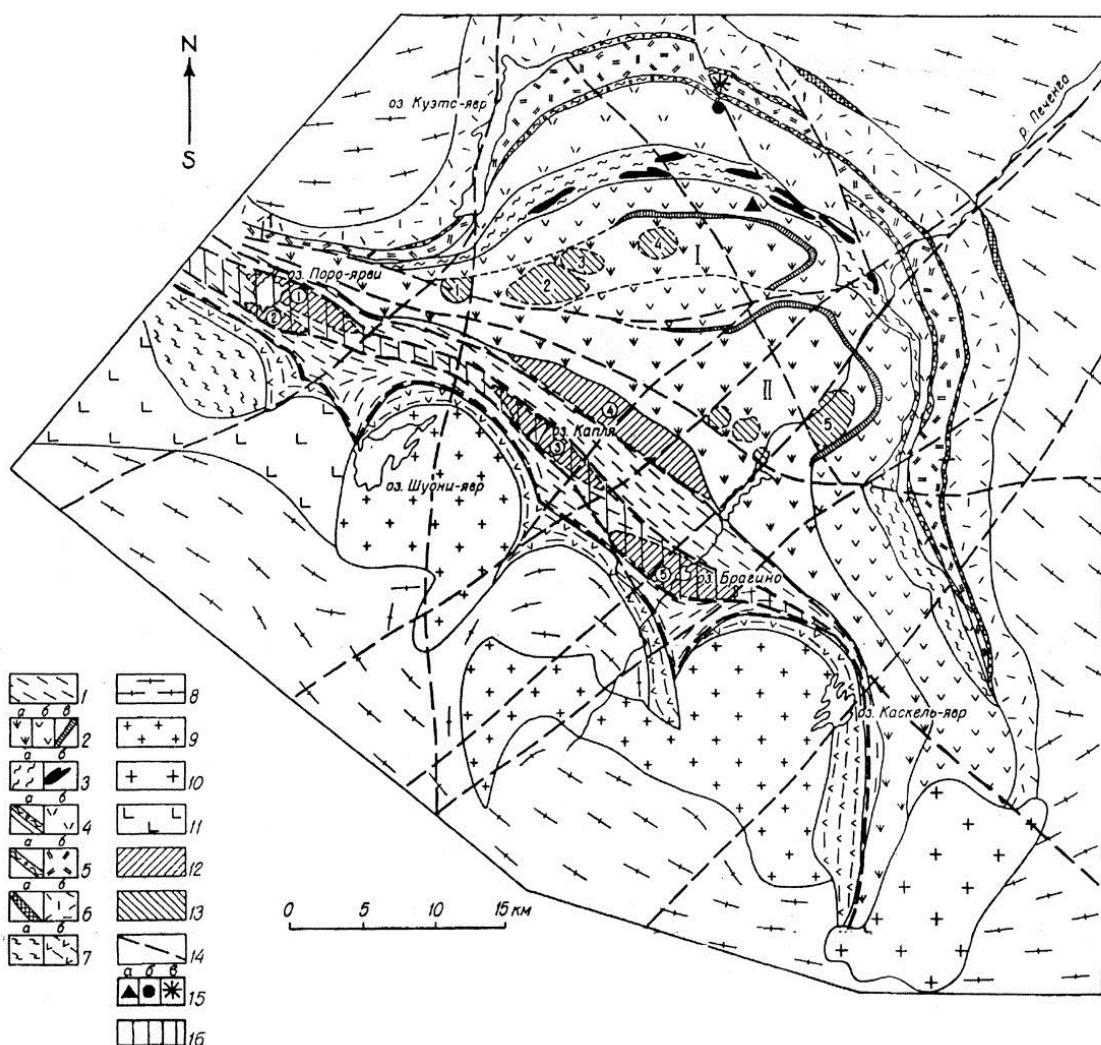


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Северо- и Южно-Печенгской зон Печенгской структуры [2]:

1 — вулканогенно-осадочные породы южнопеченгского подкомплекса (1940–1700 млн лет);

2–6 — вулканогенно-осадочные породы северопеченгского подкомплекса (2550–1940 млн лет);

2 — IV вулканогенная свита (ВС) (1980 ± 34 млн лет): а — базальты, б — пиллоу-лавы базальтовые, в — риолиты;

3 — IV ОС (осадочная свита): а — осадки, б — габброверлиты; 4 — III ОС и III ВС (2114 ± 52 млн лет);

a — осадки, *b* — вулканиты; **5** — II ОС и II ВС (2214 ± 54 млн лет): *a* — осадки, *b* — вулканиты; **6** — I ОС и I ВС (2324 ± 28 млн лет): *a* — осадки, *b* — вулканиты; **7** — породы неясного стратиграфического положения: *a* — гнейсосланцы, *b* — амфиболиты; **8** — гнейсогранитный архейский фундамент; **9** — плагиограниты и гранодиориты Шуонияврского и Каскельяврского гранитных куполов (1940 млн лет); **10** — микроклиновые граниты (1840 млн лет); **11** — габбро; **12** — локальные вулканотектонические структуры вепсия (вулканические центры) в Южно-Печенгской зоне: **1** — Северопороярвинская, **2** — Южнопороярвинская, **3** — Каплинская, **4** — Порыташская, **5** — Брагинская; **13** — локальные вулканические центры в Северо-Печенгской зоне; **14** — дисъюнктивные нарушения; **15** — крупнейшие структурные скважины (треугольник — Кольская сверхглубокая скважина СГ-3); **16** — Пороярвинский вулканический пояс второго порядка, в рамках Свекофеннийского вулканического пояса контролировавший локализацию вулканотектонических структур вепсия в Южно-Печенгской зоне

Fig. 2. Schematic geological map of the North and South Pechenga zones of the Pechenga structure [2]:

1 — volcano-sedimentary rocks of the South Pechenga subcomplex (1940–1700 million years);
2–6 — volcano-sedimentary rocks of the North Pechenga subcomplex (2550–1940 Ma);
2 — IV volcanogenic suite (VS) (1980 ± 34 Ma): *a* — basalts, *b* — basaltic pillow-lavas, *c* — rhyolites;
3 — IV SS (sedimentary suite): *a* — sedimentary rocks, *b* — gabbro-verlites; **4** — III SS and III VS (2114 ± 52 Ma):
a — sedimentary rocks, *b* — volcanogenic rocks; **5** — II SS and II VS (2214 ± 54 Ma): *a* — sedimentary rocks,
b — volcanogenic rocks; **6** — I SS and I VS (2324 ± 28 Ma): *a* — sedimentary rocks, *b* — volcanogenic rocks;
7 — rocks of unclear stratigraphic position: *a* — gneiss-schists, *b* — amphibolites; **8** — gneiss-granites of Archaean basement; **9** — plagiogranites and granodiorites of the Shuoniyavrsky and Kaskelyavrsky granite domes (1940 Ma);
10 — microcline granites (1840 Ma); **11** — gabbro; **12** — local volcanic tectonic structures of the Vepsia age (volcanic centers) in the South Pechenga zone: **1** — Severoporoyarvinskaya, **2** — Yuzhnoporoyarvinskaya, **3** — Kaplinskaya,
4 — Porytashskaya, **5** — Braginskaya; **13** — local volcanic centers in the North-Pechenga zone;
14 — disjunctive disorders; **15** — the largest structural boreholes (triangle — Kola super-deep borehole SG-3);
16 — Poroyarvinsky volcanic belt of the second order which controlled the localization of volcano-tectonic structures of the Vepsia age in the South Pechenga zone, within the framework of the Svekofennian volcanic belt

Более древняя Имандра-Варзугская структура имеет форму, близкую к линейной палеодепрессии (рис. 1). В этой структуре в полном объеме представлены формации сумийского и сариолийско-ятулийского циклов (2550–2115 млн лет), в то время как формационные ряды двух последних циклов редуцированы.

Внутренняя структура ПВП однородна на всем протяжении пояса и характеризуется наличием продольных глубинных конседиментационных разломов (зона Порыташского разлома для Печенгской структуры и Умба-Вильмуайвского — для Имандра-Варзугской). Глубинные разломы разделяют всю протяженную мегаструктуру ПВП на систему северных и южных структурно-формационных зон. Северная граница ПВП имеет характер первичного стратиграфического несогласия, когда породы карелид залегают непосредственно на докарельской коре выветривания архейского фундамента. При этом южные зоны в обеих структурах представляют собой систему линейных и субизометричных вулканотектонических структур свекофенния и вепсия. Эти структуры в рамках ПВП и сформировали молодую крупную линейную структуру — Свекофеннийский вулканический пояс (СВП). В пределах этого пояса в Печенгской структуре выделяется также приразломный Пороярвинский вулканический пояс второго порядка, ограниченный субвертикальными разломами. Пороярвинский пояс контролировал формирование целой системы молодых вулканотектонических структур (вулканоцентров) вепсия, сложенных вулканитами андезит-пикритовой бимодальной ассоциации (рис. 2, 3).

Автор непосредственно принимал участие во всех крупных научно-производственных проектах изучения Южно-Печенгской и Южно-Имандра-Варзугской структурно-формационных зон, в частности, осуществлял научное руководство при проведении в 1974–1977 гг. комплексных геолого-геофизических работ в Печенгской и Имандра-Варзугской структурах, а в 1987–1995 гг. участвовал в выполнении научно-производственной программы ГДП-50 в пределах Южно-Печенгской и Южно-Имандра-Варзугской зон [2]. Изучение петрографии

протерозойской части разреза СГ-3 автор проводил начиная с 1993 г. и до закрытия проекта «Кольская сверхглубокая» в 2008 г.

Проанализируем, насколько Свекофеннийский вулканический пояс, локализованный в Южной структурно-формационной зоне ПВП, соответствует по своим морфологическим особенностям и деталям строения классическим аналогам — современным и древним орогенным вулканическим поясам. В последние десятилетия прошлого века в нашей стране было разработано учение об орогенных вулканических поясах как закономерных мегаструктурах глобального порядка, формирующих при горообразовательных процессах континентальную земную кору. Само понятие «вулканический пояс» было введено в 1959 г. Е. К. Устивым [3] для обозначения протяженной, но в общем локальной орогенной перикеанической структуры на Дальнем Востоке. За считанные годы это понятие стало употребляться при описании глобальных структур континентального масштаба и было поставлено в ряд с такими геоструктурами, как геосинклинали [3–6]. Системный анализ эволюции вулканических орогенных поясов позволил выяснить их сложное строение, наметить иерархию вулканотектонических структур, которые их формируют. По краткому выражению В. Ф. Белого [7], «вулканический пояс в целом — система слившихся воедино вулканотектонических структур».

В настоящее время известны тысячи вулканотектонических структур, изолированных или формирующих громадные по протяженности системы — орогенные вулканические пояса. Некоторые исследователи считают, что на вулканотектонические структуры приходится главная масса энергомассопотока в современных и древних орогенных областях. В отношении вопроса о времени формирования вулканотектонических кольцевых структур большинство исследователей считает, что они формировались почти во все периоды геологической истории Земли [5, 6]. Не описаны лишь структуры древнее 2 млрд лет, что может объясняться инфантальным состоянием нижнепротерозойской земной коры, а также трудностью реконструкции столь древних образований. Продолжительность формирования вулканотектонических структур в собственно орогенных геоантиклинальных зонах соизмерима с продолжительностью жизни отдельных вулканов центрального типа.

В орогенных поясах она уже определяется длительностью формирования единой вулканоплутонической ассоциации, а в пределах платформенных рифтовых зон время становления таких структур растягивается на многие миллионы и десятки миллионов лет. Состав магматических пород в структурах орогенных зон варьирует в узких пределах и представлен в основном магматическими комплексами фельзических пород, платформенные же (рифтовые) структуры обычно сложены породами широкого спектра составов — от ультраосновных до ультракислых и щелочных. Это объясняется различной глубиной генерации магматического материала, различной степенью его плавления и последующей дифференциации, а также взаимодействием глубинных расплавов с материалом земной коры. Общепризнанную классификацию вулканотектонических структур в пределах орогенных вулканических поясов предложил В. Ф. Белый [7].

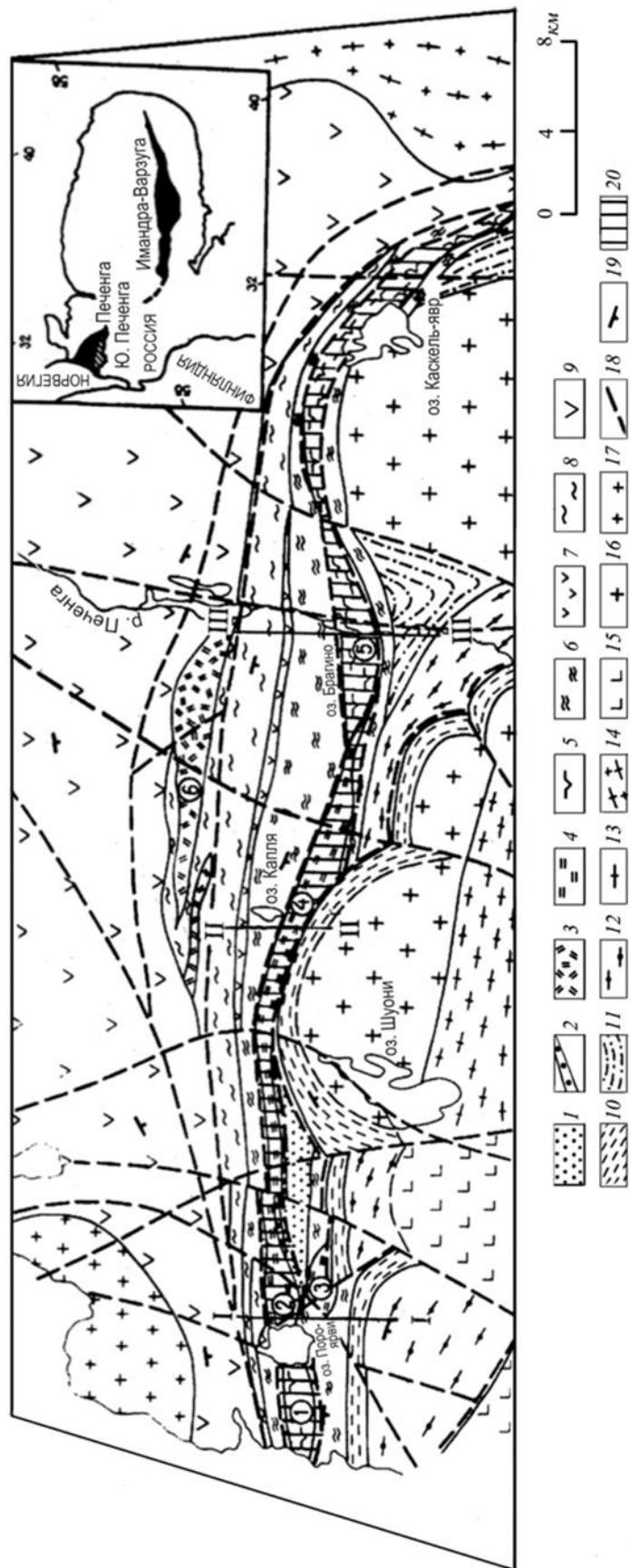


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Южно-Печенгской структурно-формационной зоны. Условные обозначения. 1–7 – породы свекофенниан-вепсия южнопеченгского подкомплекса (1940–1700 млн. лет): 1,2,4,5 – породы вепсия; 1–2 – кассейской свиты; 1–2 – туфоконгломераты; 2 – туфогенные породы; 4 – среднекислые вулканиты каплинской свиты; 5 – вулканиты базитового состава меннельской свиты; 3 – среднекислые субвулканические породы Порягашского комплекса свекофенниана (1904 ± 7 млн. лет); 6–7 – породы брагинской свиты свекофенниана; 6 – туфогенно-осадочные породы северопеченгского подкомплекса (2550–1940 млн. лет); 8 – туфы калловирской свиты калевия; 9 – базиты матертской свиты калевия; 10 – сланцеватые амфиболиты; 11,12 – гнейко-сланцы неясного стратиграфического положения; 13 – архейский фундамент; 14 – микроклиновые граниты (1840 млн. лет); 15 – габбро; 16 – граноклин-плагиоклазовые граниты (2720 млн. лет); 17 – микролинит-плагиоклазовые граниты (1940 млн. лет); 18 – разрывные нарушения; 19 – залегание пород; 20 – контролировавший локализацию вулканоцентров вепсия: 1 – Пасвикский, 2 – Северопорорябинский, 3 – Южнопорорябинский, 4 – Каплинский, 5 – Брагинский вулканоцентр.

Fig. 3. Schematic geological map of the South Pechenga structural-formation zone. Legend. 1–7 – Vepsia rocks of the South Pechenga subcomplex (1940–1700 my): 1, 2, 4, 5 — Vepsia rocks: 1–2 — Kassseyok suite (tuff-conglomerates (1), tuff (2)), medium-acid volcanic rocks of the Caplinskaya suite (4), medium-acid subvolcanic rocks of the Poryatashsky svekofennian complex (1904 ± 7 million years); 6–7 — rocks of the Braghinskaya suite: Mennel'skaya suite (5); 3 — medium-acid subvolcanic rocks of the Poryatashsky svekofennian complex (1904 ± 7 million years); 8–9 — the rocks of the North Pechenga subcomplex (2550–1940 my): tuffs of the Callovarian kalevian suite (8); basites of the Matert suite of kalevian (9); 10 — schistose amphibolites; 11, 12 — gneiss-schists of an unclear stratigraphic position; 13 — archean basement; 14 — microcline granites (1840 million years); 15 — gabbro; 16 — granodiorites of the Kaskeyavsky complex (1940 million years); 17 — microcline-plagioclase granites (2720 million years); 18 — breaking disorders; 19 — rocks bedding; 20 — Poroyarvinsky second-order volcanic belt, which controlled the localization of Vepsian volcanoes (numbers in circles): 1 — Pasvik; 2 — Severoporoyarvinsky, 3 — Yuzhnoporoyarvinsky, 4 — Kaplinsky, 5 — Braginsky, 6 — Poryatashsky volcanic centers

На основании изучения большого количества подобных структур в Охотско-Чукотском вулканическом поясе он считает целесообразным выделять:

1) собственно вулканотектонические структуры — это такие совокупности отдельных вулканоструктур, пространственное соположение и форма которых определяются прежде всего тектоническими нарушениями. Вулканотектонические структуры чаще имеют линейную или близкую к линейной форму, обусловленную наличием систем продольных разломов глубинного заложения;

2) вулканоструктуры — преобладают изометричные и субизометричные разновидности. Главными элементами вулканотектоники в подобных вулканоструктурах являются радиальные, а также кольцевые и полукольцевые в плане разломы, обычно зафиксированные внедрением серий интрузивных субвулканических тел. Собственно вулканотектонические линейные структуры являются образованиями более высокого порядка, по отношению к ним изометричные вулканоструктуры второй группы являются наложенными.

Резюмируя изложенное, можно констатировать, что линейные и изометричные вулканотектонические структуры возникают на определенных стадиях эволюции орогенных вулканических поясов. Эти структуры могут быть вулканическими и вулканоплутоническими. Вулканотектонические структуры слагаются различными по составу магматическими породами, имеют более или менее сложное строение и широкий диапазон времени формирования.

Результаты исследования

Отметим, что Свекофеннийский вулканический пояс является уникальным для раннего докембрия результатом геологической эволюции крупнейшей рифтогенной структуры Кольского региона — Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса. Одна из поздних стадий эволюции ПВП, явившаяся отраженной формой геодинамических событий в Свекофеннийской провинции Финляндии, реализовала себя в южных зонах ПВП при формировании Свекофеннского вулканического пояса. Именно в эту заключительную стадию в южных зонах Печенгской и Имандра-Варзугской структур сформировалась система вулканотектонических структур свекофенния и вепсия в виде составных элементов СВП, который представляет собой своего рода мозаику слившихся воедино вулканотектонических структур, линейных и изометричных.

Стратиграфическая шкала карельского среднепротерозойского комплекса Кольской субпровинции включает следующие надгоризонты (снизу вверх): сумий (2550–2325 млн лет); сариолий (2325–2215 млн лет); нижний ятулий и верхний ятулий (2215–2115 млн лет); людиковий (2115–2000 млн лет); калевий (2000–1940 млн лет); свекофенний (1940–1830 млн лет); вепсий (1830–1700 млн лет).

Выделяя свекофеннийский надгоризонт, мы опираемся на общепризнанный термин «свекофенниды» [8], который имеет двоякий — и стратиграфический, и тектонический — смысл. В стратиграфическом смысле свекофенниды — это раннепротерозойский комплекс пород, сформировавшийся в свекофеннии в центральной и юго-восточной частях Балтийского щита, в диапазоне 1950–1770 млн лет. В тектоническом смысле свекофенниды — это раннепротерозойский комплекс пород, сформировавшийся в течение свекофеннийского орогенеза; при этом в Финляндии в рамках одноактного орогенического процесса выделяются: доорогенные вулканические и магматические комплексы (1950–1900 млн лет), син- (1890–1860 млн лет), поздне- (1840–1800 млн лет) и посторогенные (1800–1770 млн лет). В то же время на юге Швеции существуют складчато-деформированные комплексы с возрастом 1790–1770 млн лет, структурная позиция которых «выпадает» из классической схемы одноактного орогенеза свекофеннид. При этом свекофенниды

рассматриваются как орогенный пояс, представляющий собой мозаично-блочный коллаж, состоящий из отдельных вулканотектонических и тектономагматических структур [8].

С этих позиций в тектоническом смысле Южная зона Печенгско-Варзугского пояса представляет собой раннепротерозойский орогенный пояс свекофеннид с возрастом 1940–1700 млн лет, возникший в результате двух мощных стадий орогенеза — Лапландско-Кольской (1940–1830 млн лет) и собственно Свекофеннийской (1830–1700 млн лет) [2].

Свекофенниды Лапландско-Кольской стадии формируют всю Южную зону ПВП. Структурно-вещественные комплексы пород этой стадии слагают Свекофеннийский вулканический пояс (СВП) и имеют свекофеннийский возраст (1940 ± 5 млн лет — возраст эпизональных гранитов ПВТС; 1907 ± 18 млн лет — возраст субвулканических трахиандезитов ПВТС; 1883 ± 26 млн лет — возраст риолитов самингской свиты ПВТС; 1904 ± 7 млн лет — возраст субвулканических андезидазитов Порьишского комплекса) [2].

Свекофенниды собственно Свекофеннийской стадии формируют в рамках СВП молодой локальный Пороярвинский вулканический пояс второго порядка (рис. 2, 3), секущий более древние свекофеннийские структуры, и имеют вепсийский возраст (1711 ± 12 млн лет — возраст субвулканических керсантитов меннельской свиты) [2].

Таким образом, в Свекофеннийской провинции Финляндии свекофенниды сформировались в свекофеннии (1940–1700 млн лет) в течение, как предполагалось, одноактной стадии орогенеза. Однако в Южной Швеции более молодые комплексы свекофеннид с возрастом 1790–1770 млн лет относятся уже ко второй, более молодой стадии орогенеза, со своими более молодыми магматическими и вулканическими образованиями.

Мы считаем, что в Печенгско-Варзугском зеленокаменном поясе в стратиграфическом смысле свекофенний (свекофеннийский надгоризонт) также имеет более сложное строение:

1) нижняя его часть сформирована Лапландско-Кольскими орогенными событиями (осадочно-вулканогенные комплексы пород Свекофеннийского вулканического пояса (СВП));

2) верхняя же часть сформирована свекофеннийскими орогенными событиями (осадочно-вулканогенные комплексы пород Пороярвинского вулканического пояса второго порядка).

Поэтому хорошо устоявшийся термин «свекофенний» (свекофеннийский надгоризонт) целесообразно соотнести с более древними комплексами пород южных зон Печенгско-Варзугского пояса, имеющими классический возраст свекофеннид (свекофенниды ПВТС и Порыташского комплекса), а более молодые комплексы пород Южнопеченской зоны (субвулканические вулканиты меннельской свиты) соотнести с вепсием (вепсийский надгоризонт). Вводить же в стратиграфическую шкалу южных зон Печенгско-Варзугского пояса термин «ливвий» нецелесообразно, поскольку, в отличие от терминов «свекофенний» и «вепсий», он не имеет жесткой однозначной связи с тектономагматическими событиями разных стадий орогенеза — Лапландско-Кольской и собственно Свекофеннийской.

Рассмотрим формирование вулканотектонических структур свекофеннид в Южно-Печенгской и Южно-Имадра-Варзугской зонах СВП. В Южно-Печенгской зоне СВП сформировалась ранняя группа линейных вулканотектонических структур свекофенния и поздняя группа субизометрических вулканоструктур вепсия. Видимо, начало вепсийского времени зафиксировано в Печенгской структуре возрастом заложения молодого Пороярвинского пояса (1865–1855 млн лет).

Вулканотектонические структуры свекофенния Южно-Печенгской зоны СВП

Фрагменты тектонизированных линейных вулканоструктур Южно-Печенгской зоны сложены вулканогенно-осадочными породами брагинской свиты раннего свекофенния, а также представлены субвулканическими телами Порыташского комплекса позднего свекофенния (рис. 2, 3). Геологической границей Северо- и Южнопеченгской структурно-формационных зон является зона

влияния Порыташского глубинного разлома. К югу от этого разлома залегают уже южнопеченгские породы брагинской свиты, перекрывающие осадки северопеченгской каллоярской свиты. В разрезе брагинской свиты широко представлены туффиты, с существенной примесью пирокластики андезитового, базальтового и пикробазальтового составов. В нижней части разреза отмечена толща вулканитов базальтового и пикробазальтового составов. Тела среднекислых пород Порыташского комплекса, приуроченные к этой контактной зоне, протягиваются в виде серии крупных линзовидных интрузий, достигающих максимальной мощности 1,5 км (рис. 3). U-Pb-возраст порыташских андезидицитов по цирконам составляет 1904 ± 7 млн лет. Проявления вулканической активности, с излиянием лав основного и среднекислого состава проявлялись в раннем и позднем свекофеннии на протяжении всего периода формирования разреза пород брагинской свиты, являясь как бы первым сигналом начала мощных вулканических событий вепсия, когда в Южнопеченгской зоне был сформирован молодой Пороярвинский вулканический пояс.

Вулканотектонические структуры вепсия Южно-Печенгской зоны СВП

Верхняя часть разреза пород южнопеченгского подкомплекса представлена вулканитами двух субизохронных формаций вепсийского возраста — пикрит-пикробазальт-базальтовой (меннельская свита) и базальт-андезит-дацит-риолитовой (каплинская свита). При этом толеитовые вулканиты меннельской свиты существуют с фельзическими лавами каплинской свиты, относящимися уже к известково-щелочному сериальному типу. Возрастные соотношения пород меннельской и каплинской свит не определены, поскольку вулканиты обеих формаций залегают в пределах одного узкого приразломного Пороярвинского вулканического пояса второго порядка (рис. 2, 3), который залегает несогласно по отношению к более ранним структурам свекофенния, наискосок срезая их по простиранию. Эта троговая структура включает в себя ряд крупных автономных эруптивных центров (вулканотектонических структур), с преимущественным развитием в каждом вулканоцентре пород или андезитовой/пикритовой ветвей бимодального вулканизма. С запада на восток в пределах Пороярвинского пояса можно выделить: Пасвицкий вулканоцентр (ПВЦ) — меннельская свита; Северопороярвинский ВЦ (СПВЦ) — каплинская свита; Южнпороярвинский ВЦ (ЮПВЦ) — каплинская свита; Каплинский ВЦ (КВЦ) — каплинская свита; Брагинский ВЦ (БВЦ) — меннельская свита.

Вулканоструктуры меннельской свиты сложены мощной толщей базит-типербазитовых вулканитов. В плане и в разрезе эти породы формируют сложную систему лавовых, пирокластических, жерлово-экструзивных и субвулканических генетических типов вулканитов, переслаивающихся с туфогенно-осадочными породами. Разрез сложен покровами пиллоу-лав пикрит-пикробазальтового состава, а также пикритовыми туфами и туфоловами. Форма шаровых фрагментов подушковидная (рис. 4, *а*), сохранилась реликтовая система синвулканической трещиноватости — концентрической и радиальной. В ряде случаев центр шаровых образований сложен вариолитовыми лавами (рис. 4, *в*). Лавобрекции и туфоловы обладают реликтовой атакситовой текстурой и составляют до 60 % от общего разреза свиты. Обломки имеют угловатую, овоидальную и линзовидную форму, а цемент представлен мелкообломочной туфоловой (рис. 4, *б*). Базиты меннельской свиты представляют собой породы, умеренно обогащенные титаном и железом, они близки породам толеитового генетического типа и формируют пикрит-пикробазальт-базальтовую формацию.

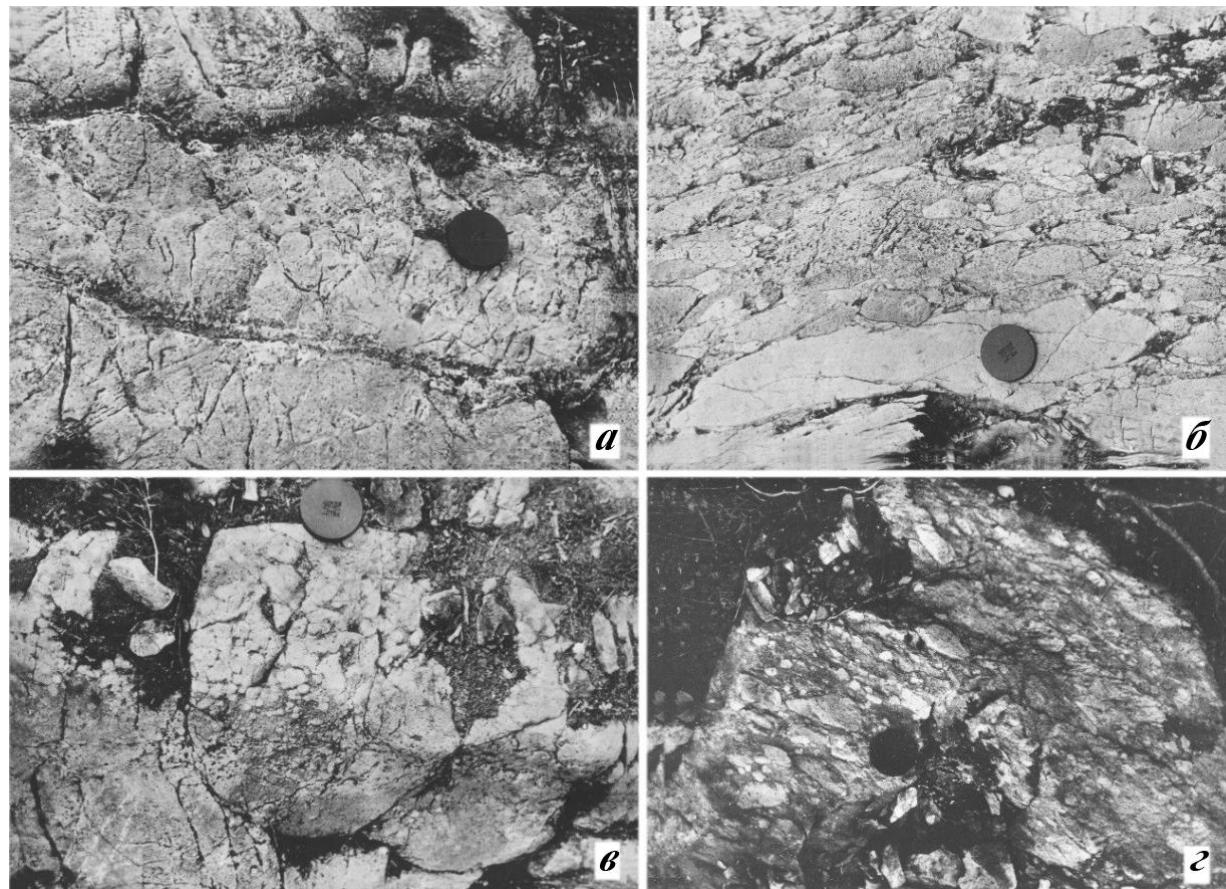


Рис. 4. Вулканиты меннельской (*а-в*) и каплинской (*г*) свит вепсия.

Фотоснимки обнажений: *а, в* — пиллоу-лавы пикробазальтового состава (Брагинский вулканоцентр): реликтовая текстура пиллоу-лав (*а*), сферолитовые агрегаты в центре фрагмента пиллоу-лавы (*в*); *б* — туфолава пикритового состава; *г* — туфоагломерат трахиандезитового состава (каплинская свита, Северопороярвинский вулканоцентр)

Fig. 4. Vulkanites of the Mennelskaya (*a–в*) and Kaplinskaya (*г*) suites of Vepsia.

Photographs of outcrops: *a, в* — pillow-lava picro-basalt (Braginsky volcanic center): relict texture of pillow-lavas (*a*), globular aggregates in the center of the pillow-lava fragment (*в*); *б* — picrite tuff-lava; *г* — tuff-agglomerate of trachyandesite (Kaplinskaya suite, Severoporoyarvinsky volcanic center)

Вулканоструктуры каплинской свиты в рамках Пороярвинского прогиба представлены: Северопороярвинским вулканоцентром (СПВЦ), разрез которого сложен среднекислыми вулканитами; Южнопороярвинским вулканоцентром (ЮПВЦ), сложенным субщелочными базальтами, магнезиальными андезибазальтами и андезитами; Каплинским вулканоцентром (КВЦ), сложенным пирокластолитами и экструзивными туфолавами андезибазальтового и андезитового состава.

Северопороярвинский вулканоцентр (СПВЦ) представляет собой фрагмент вулканической постройки в виде клиновидного тела с тектоническими контактами, протягивающегося от оз. Пороярви почти на 8 км в юго-восточном направлении (рис. 5). Массивные экструзивные лавы слагают субизометричный купол концентрического строения, западная часть которого срезана системой нарушений северо-восточного простирания. Для разреза экструзии характерны также туфолавы атакситовой текстуры, с андезитовым матриксом и обломками более кислого состава (рис. 6).

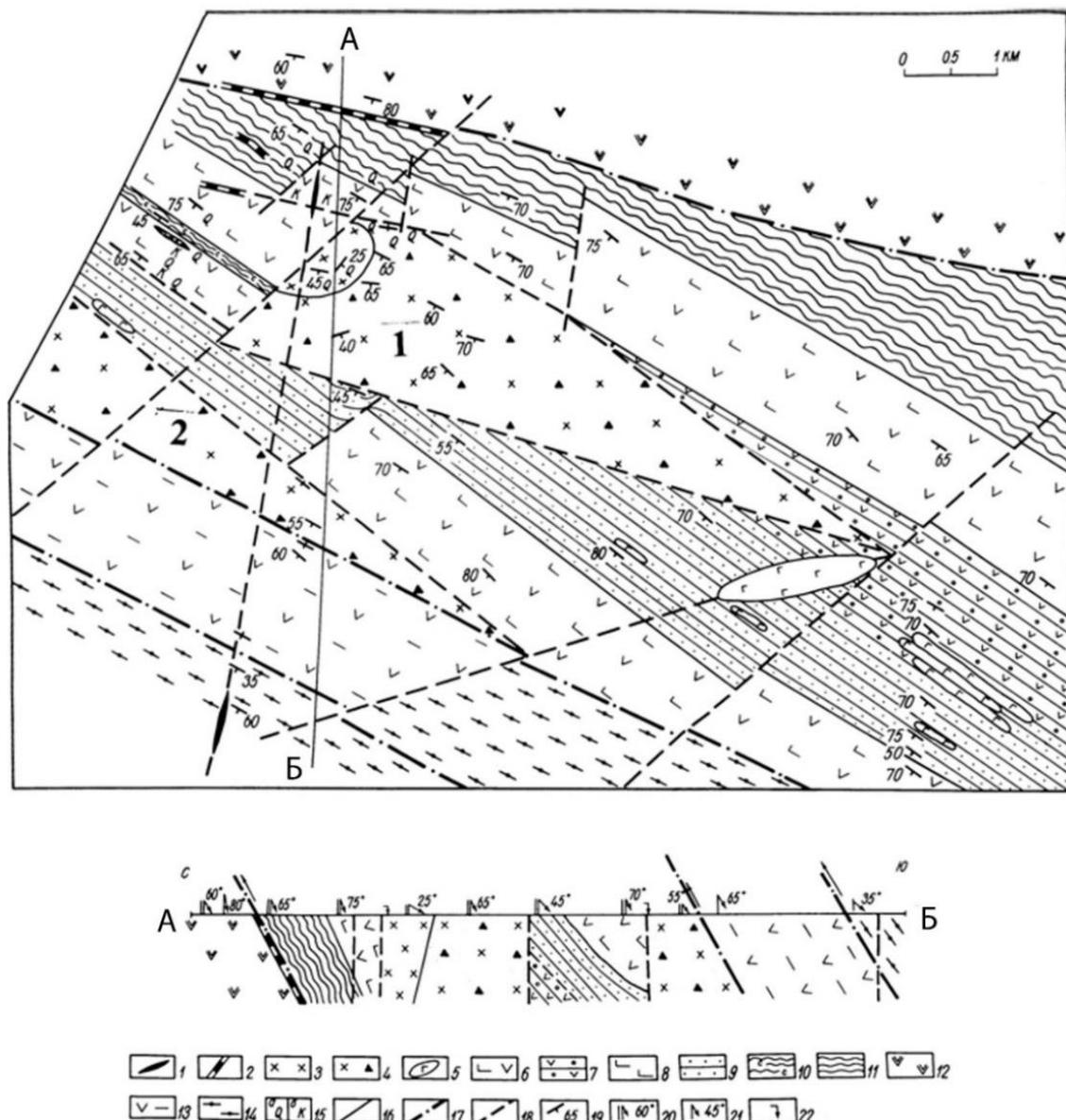


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Северопороярвинского (1) и Южнопороярвинского (2) ВЦ.
Условные обозначения: 1 — дайки долеритов; 2—4 — породы каплинской свиты вепсия: дайки андезидаций (2),
трахиандезиты экструзивного купола (3), туфолавы и туфы среднекислого состава (4); 5 —долериты;
6, 7 — породы брагинской свиты свекофенния; 8 — пикробазальты меннельской свиты вепсия; 9 — туффитые
песчаники кассесйокской свиты вепсия; 10 — кварц-углеродистые метасоматиты; 11 — филлиты каллоярвской
свиты калевия; 12 — базальты заполяринской свиты; 13 — сланцеватые амфиболиты; 14 — кристаллосланцы;
15 — вторичные изменения (*а* — окварцевание, *б* — карбонатизация); 16 — геологические границы;
17 — взбросо-надвиги; 18 — разломы; 19 — залегание пород; 20 — слоистость; 21 — сланцеватость;
22 — вертикальная сланцеватость

Fig. 5. Schematic geological map of Severoporoyarvinsky (1) and Yuzhnoporoyarvinsky (2) volcanic centers.
Legend: 1 — dolerite dykes; 2—4 — rocks of the Kaplinskaya formation of the Vepsia: dikes of andesito-dacites (2),
trachyandesites of the extrusive dome (3), medium-acid tuff-lava and tuffs (4); 5 — dolerites;
6, 7 — Svecofennian rocks of the Braghinskaya suite; 8 — Vepsia picro-basalts of Mennelskaya suite; 9 — Vepsia
tuffite sandstones of the Kaseslyokskaya suite; 10 — quartz-carbonate metasomatites; 11 — phyllites of the
Calloyarvinskaya suite of Kalevia; 12 — basalts of the Zapolyarinsky suite; 13 — schistose amphibolites; 14 — crystal
schist; 15 — secondary changes (*a* — silicification, *б* — carbonatization); 16 — geological boundaries;
17 — uplifting thrusts; 18 — faults; 19 — rocks bedding; 20 — lamination; 21 — schistosity;
22 — vertical schistosity

Вулканиты каплинской свиты из разных вулканоцентров, характеризуясь родственными особенностями составов, в то же время обладают специфическими для каждого вулканоцентра химическими особенностями. Так, вулканиты СПВЦ сложены щелочными породами — трахибазальтами, трахиандезитами и трахидицитами. Базитовые и среднекислые вулканиты ЮПВЦ представлены магнезиальными и магнезиально-железистыми разновидностями. В разрезе андезитовых вулканитов КВЦ широко представлены экструзивные генетические типы среднекислых лав полосчатой текстуры. По своим петрохимическим особенностям вулканиты свиты относятся к породам дифференцированного известково-щелочного генетического типа, формируя базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию.

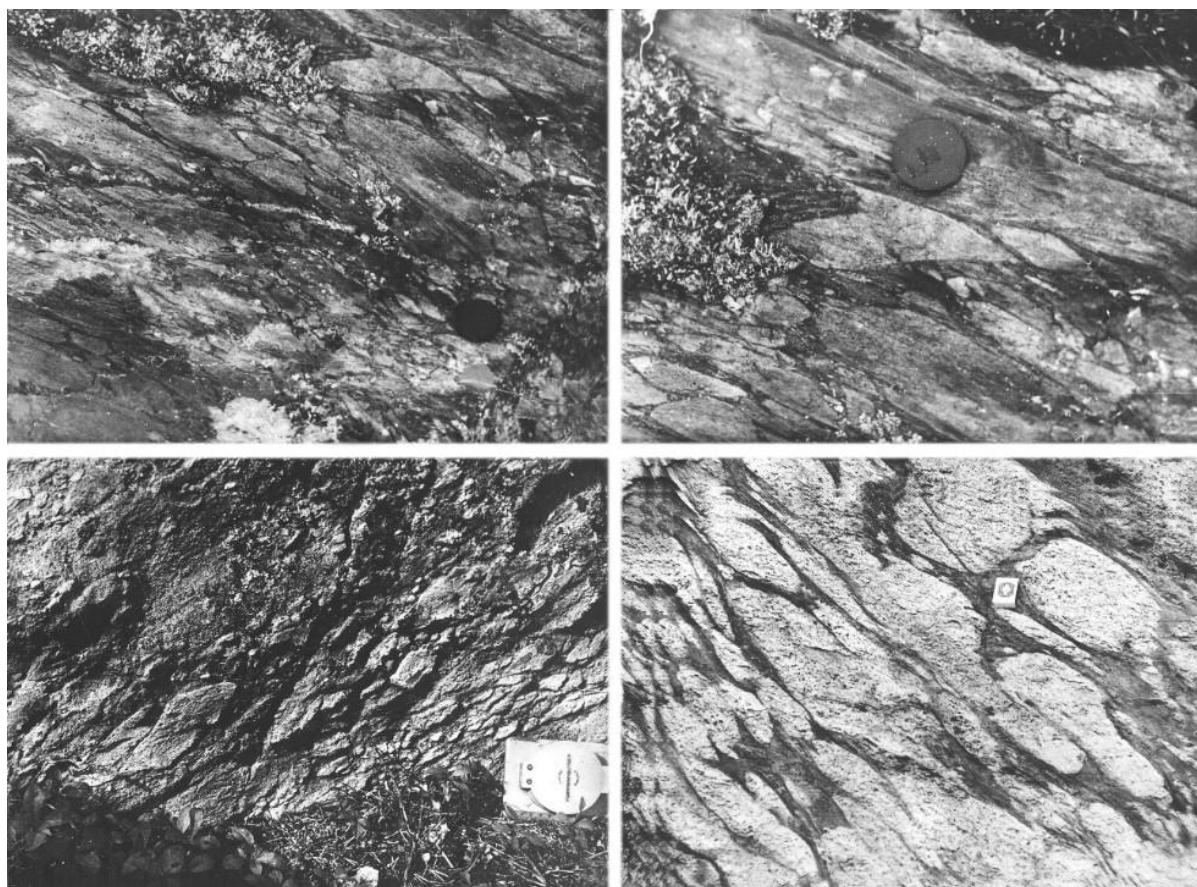


Рис. 6. Вулканиты каплинской свиты (Северопороярвинский вулканоцентр). Фотоснимки обнажений.

Экструзивные туфоловы андезидацитового состава. Светлое — обособления дацитового состава, темно-серое — трахиандезитовый матрикс

Fig. 6. Volcanic rocks of the Kaplinskaya suite (Severoporoyarvinsky volcanic center). Photographs of outcrops.
Extrusive tuff-lavas of andesite-dacite composition. Light — dacite clusters,
dark gray — trachyandesite matrix

Вулканотектонические структуры свекофенния Южно-Имандра-Варзугской зоны СВП

В Имандра-Варзугской структуре структурно-вещественный комплекс вепсия редуцирован, а более древние породы свекофенния распространены лишь в ее западной и центральной частях. Здесь в Южно-Имандра-Варзугской зоне СВП вулканоструктуры свекофенния представлены раннесвекофеннийскими линейными и позднесвекофеннийскими субизометричными разновидностями.

Вулканоструктуры раннего свекофенния сформированы вулканитами ильмозерской свиты, суммарной мощностью до 600 м. Эти породы достоверно установлены прежде всего в центральной части Имандра-Варзугской структуры, где закартированы в виде линейной вулканотектонической структуры протяженностью около 50 км. На восточном фланге структуры ильмозерские вулканиты формируют центриклинальное замыкание так называемой Томингской брахисинклинали, слагая ее периферическую часть, в то время как в ядерной части сформировалась молодая позднесвекофеннийская Панареченская вулканоструктура, несогласная по отношению к СВК более древней ильмозерской свиты. Разрез пород ильмозерской свиты сложен покровами среднекислых вулканитов — андезибазальтов, реже андезитов, с признаками субаэральных условий излияния. В целом вулканиты свиты формируют коматитовую андезибазальт-андезит-дацитовую формацию.

Панареченская вулканотектоническая структура позднего свекофенния.

Вулканоструктуры позднего свекофенния в Южно-Имандра-Варзугской зоне представлены, прежде всего, уникальной Панареченской вулканотектонической кальдероподобной структурой (ПВТС) многоэтажного строения. Данная структура была закартирована автором в процессе детальных геолого-геофизических работ в центральной части Имандра-Варзугской структуры, в бассейне р. Паны [2]. В строении фундамента ПВТС участвуют смятые в складки осадочно-вулканогенные толщи имандра-варзугского комплекса, представленные породами нижнего ятулия (умбинская свита), людиковия (миттриярвинская свита), а также низов свекофенния (ильмозерская свита).

В плане ПВТС представляет собой овальное геологическое тело размером 15×8 км, вытянутое в северо-западном направлении и автономное по отношению к вмещающим породам ильмозерской и миттриярвинской свит (рис. 7). Юго-западное крыло структуры срезано крупным глубинным разломом, так называемым Томингским надвигом. Структура с периферии сложена осадочно-вулканогенными породами панареченской свиты с центриклинальным концентрическим залеганием под углом 25–45°. В основании разреза — осадки нижнепанареченской подсвиты с прослоями углеродистых сланцев. Осадочные породы перекрыты покровами базальтов и пикробазальтов верхнепанареченской подсвиты. Ядерная часть ПВТС сложена риолитами самингской свиты, формирующими «плато» палеогигнитов, прорванное штоком эпизональных гранитов. Покровы риолитов имеют пологое, местами субгоризонтальное залегание. По периметру ПВТС зафиксирован кольцевой циркумструктурный разлом с отвесным падением, в зоне влияния которого внедрились многочисленные линзовидные и серповидные тела субвулканических трахиандезитов и относительно глубинных эпизональных монцонитов.

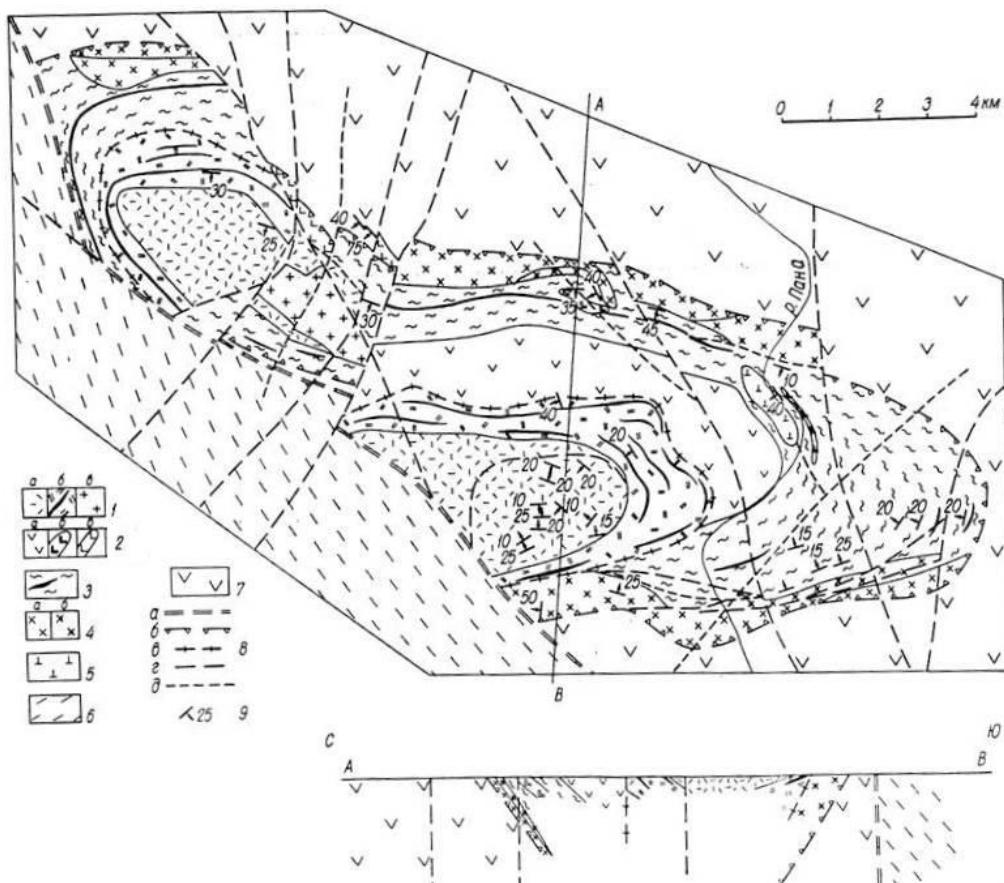


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Панареченской вулкано-тектонической структуры (ПВТС) [1]. Условные обозначения: 1 — породы нижней (*а*) и верхней (*б*) подсвит самингской свиты — фельзические лавы с прослойями углеродистых сланцев, граниты Самингского массива в зоне поперечного поднятия (*в*); 2, 3 — породы панареченской свиты: 2 — вулканиты верхнепанареченской подсвиты: базальты (*а*), габбро-долериты (*б*), долериты (*в*); 3 — осадки нижнепанареченской подсвиты с прослойями углеродистых сланцев; 4 — эпизональные монцониты (*а*) и субвулканические трахиандезиты (*б*) зоны кольцевого разлома; 5 — ультраосновные породы Панареченского массива; 6 — вулканиты миттриярвинской свиты калевия; 7 — среднекислые лавы ильмозерской свиты раннего свекофенния; 8 — дизъюнктивные нарушения: Томингский надвиг (*а*), Панареченский кольцевой разлом (*б*), кольцевые разломы второго порядка (*в*), крупные разрывные нарушения (*г*), второстепенные разрывные нарушения (*д*); 9 — залегание пород

Fig. 7. Schematic geological map of the Panarechenskaya volcano-tectonic structure (PVTS) [1].
 Legend: 1 — the rocks of the lower (*a*) and upper (*b*) subsuites of the Samingskaya suite — felsic lavas with interlayers of carbonaceous schists, granites of the Samingsky massif in the zone of transverse uplift (*c*);
 2, 3 — the rocks of the Panarechenskaya suite: 2 — volcanic rocks of the Upper Panarechenskaya subsuite: basalts (*a*), gabbro-dolerites (*b*), dolerites (*c*); 3 — sediments of the Lower Panarechenskaya subsuite with interlayers of carbonaceous schists; 4 — epizonal monzonites (*a*) and subvolcanic trachyandesites (*b*) zones of the ring fault;
 5 — ultrabasic rocks of the Panarechensky Massif; 6 — volcanoes of the Mittriayarvi suite of Kalevia;
 7 — medium-acid lavas of the Ilmozersky suite of Early Svekofennian; 8 — disjunctive disorders:
 Tomingsky thrust (*a*), Panarechensky ring fault (*b*), ring faults of the second order (*c*),
 major disruptive disorders (*d*), secondary disruptive disorders (*e*); 9 — rocks bedding

Вулканиты монционит-трахиандезитовой вулканоплутонической ассоциации зоны кольцевого разлома. Субвулканические трахиандезиты и эпизональные монциониты, будучи родственными образованиями, пространственно совмещеными в зоне влияния кольцевого разлома, тем не менее, оторваны друг от друга по времени образования. Лавоподобные субвулканические трахиандезиты являются более молодыми и менее глубинными, чем хорошо раскристаллизованные

монцониты. Трахиандезиты охватывают на петрохимических диаграммах, по сравнению с монцонитами, поля широкого спектра составов — от субщелочных базальтов до риолитов, однако наиболее распространены в этой группе трахиандезибазальты, трахиандезиты и трахидациты. На петрохимических диаграммах прослеживается определенное родство монцонитов с трахиандезитами. Фигуративные точки этих пород расположены закономерно на тренде дифференциации локального магматического очага андезитового состава. Отметим также, что именно с трахиандезитами связаны в пределах ПВТС зоны повышенной минерализации и потенциальной рудоносности. В целом вулканогенные породы зоны кольцевого разлома формируют известково-щелочную монцонит-трахиандезитовую формацию.

Осадочные породы нижнепанареченской подсвиты мощностью около 600 м образуют замкнутое кольцо по периферии ПВТС. Подсвита сложена аркозовыми олигомиктовыми, намного реже граувакковыми песчаниками и алевролитами. В значительной степени эти песчаники относятся к так называемым тефроидным разновидностям, в которых обломочный материал частично представлен округлыми окатанными обломками слабо измененного вулканического среднекислого стекла. Результаты лазерного микроспектрального анализа этих гранул указывают на идентичность состава этих образований, а также на близость их состава по основным характеристикам к составу плагиоклазов из гипабиссальных монцонитов и трахиандезитов. Предлагается модель образования аркозовых и граувакковых песчаников-тефроидов нижнепанареченской подсвиты за счет автономного гранитоидного источника (при синвулканическом разрушении приповерхностных экструзивных пород монцонит-трахиандезитовой ассоциации) и быстрого переотложения рыхлого материала в синвулканическом бассейне осадконакопления (кальдерное озеро).

По геофизическим данным, в разрезе нижнепанареченской подсвиты прослеживается выдержаный «горизонт» проводящих пород мощностью в 100–150 м, который представляет собой толщу переслаивания углеродистых сланцев-метасоматитов с песчаниками. В этих сланцах отмечены повышенные концентрации рудных элементов (Au, Ag, Sn, Bi, Sb, Pb, Zn, W, As). В разрезе закартированы также отдельные линзовидные и пластовые тела углеродистых сланцев-метасоматитов.

Базальты верхнепанареченской подсвиты мощностью около 400 м перекрывают осадки нижней подсвиты через зону переслаивания осадков и вулканитов, причем базальты, в отличие от подстилающих осадков, уже не образуют сплошного кольца по периферии ПВТС, а занимают эксцентричное положение, со смещением от центра структуры к югу. Толща базальтов подсвиты, лежащая выше зоны переслаивания, имеет мощность около 400 м. Она отличается однородным строением, характеризующимся чередованием покровов мелко- и среднезернистых базальтов мощностью 1–30 м, а также пластовых тел габбро-долеритов мощностью до 5–10 м. Наблюдается также ряд дискордантных интрузий меланократовых габбро-долеритов (рис. 7). Базальтоиды подсвиты формируют габбро-базальтовую вулканоплутоническую ассоциацию толеит-базальтового генетического типа.

Вулканиты самингской свиты слагают ядерную часть Панареченской вулканотектонической структуры. В верхнепанареченское время произошло изменение структурного плана развития западной и восточной частей ПВТС, проявившееся в тенденции смещения к югу бассейна осадконакопления, которая продолжалась и в дальнейшем, что привело к заложению двух более мелких вулканоструктур второго порядка — Западной и Восточной кальдер, эксцентричных по отношению к структуре ПВТС (рис. 7). Кальдеры разделены поперечным вулкано-купольным поднятием, в центре которого внедрился Самингский массив эпизональных аляскитовых гранитов микроклин-плагиоклазового состава — реликтовый останец подводящего канала древнего палеовулкана центрального типа. Западная и Восточная кальдеры выполнены дацит-риолитовыми лавами и палеоигнимбритами нижнесамингской и верхнесамингской подсвит.

В разрезе нижнесамингской подсвиты преобладают риолиты порфировой структуры, с идиоморфными или округло-оплавленными вкрапленниками кварц-плагиоклазового состава (рис. 8). Риолиты обычно интенсивно брекчированы и милонитизированы. Разрез вулканитов верхнесамингской подсвиты отличается крайним однообразием. Это толща риолитовых и риодакитовых лав с реликтовыми признаками игнимбритовых текстур. В общем, граница нижне- и верхнесамингской подсвит достаточно условна. Она всего лишь разграничивает кислые лавы с углеродистыми метасоматитами нижней подсвиты и лавы верхней подсвиты, практически лишенные этих образований. Граниты Самингского plutона вместе с лавами самингской свиты формируют непрерывную известково-щелочную трахиандезит-дацит-риолитовую формацию.

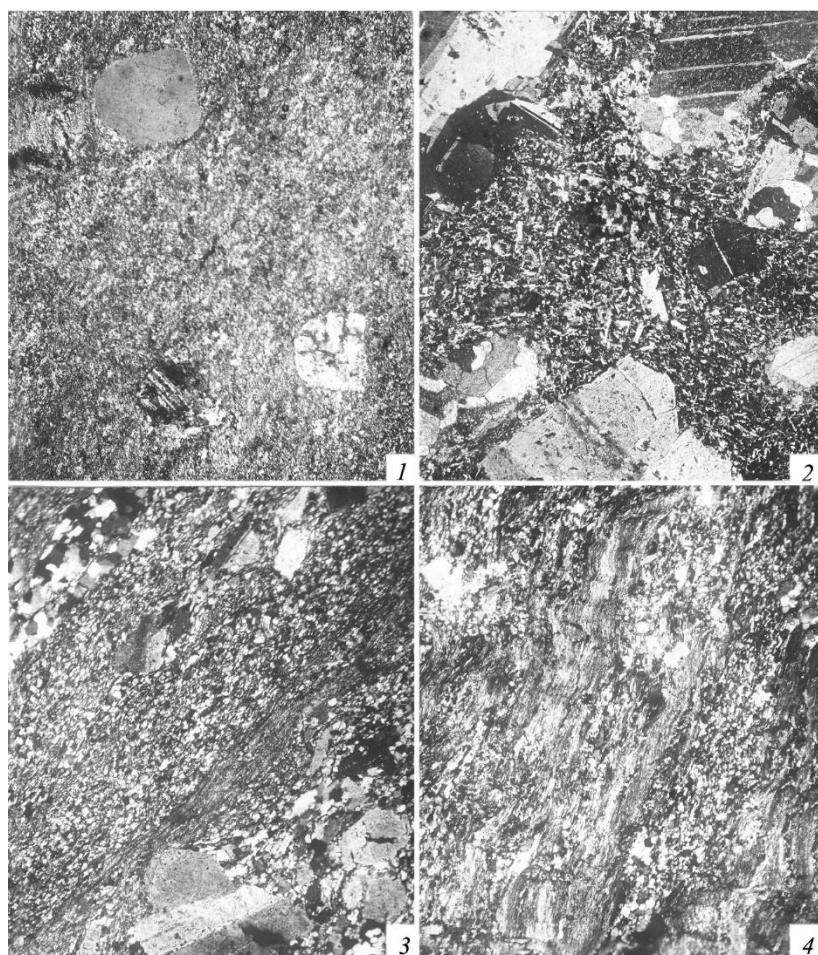


Рис. 8. Лавы кислого состава нижнесамингской подсвиты (фотоснимки прозрачных шлифов, николи скрещены):
1 — риолит; структура порфировая, основной ткани — бластокриптокристаллическая. Порфировые вrostки представлены кислым плагиоклазом и кварцем, $\times 25$; 2 — риолит, структура порфировая, основной ткани — микропризматически зернистая. Порфировые вростки представлены кислым плагиоклазом, $\times 30$; 3 — риолит рассланцованный; структура реликтовая порфировая, основной ткани — бластомикрофельзитовая. Видны реликтовые порфировые вростки плагиоклаза и гранулированного кварца, $\times 20$; 4 — риолит милонитизированный, наблюдаются признаки реликтовой порфировой структуры, $\times 20$

Fig. 8. Acid lavas of the Lower Sammingskaya subsuite (photos of transparent sections, nikoli crossed):

1 — rhyolite; porphyry texture, texture of matrix — blastocryptocrystalline. Porphyroblasts consist of acid plagioclase and quartz, $\times 25$; 2 — rhyolite, porphyritic texture, texture of matrix — microprismatic granular. Porphyroblasts consist of acid plagioclase, $\times 30$; 3 — schistose rhyolite; relic porphyritic texture, texture of matrix — blastomicrofelsitic. Relic porphyry spots consist of plagioclase and granular quartz, $\times 20$; 4 — mylonitic rhyolite, relic porphyry texture is observed, $\times 20$

Заключение

Таким образом, в пределах Панареченской структуры вулканиты позднего свекофенния формируют следующий формационный ряд: укороченная известково-щелочная формация зоны кольцевого разлома (монцонит-трахиандезитовая вулканоплутоническая ассоциация) — однородная толеит-базальтовая формация островодужного генетического типа (габбро-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация верхнепанареченской подсвиты) — непрерывная известково-щелочная трахиандезит-дакит-риолитовая формация (гранит-риолитовая вулканоплутоническая ассоциация самингской свиты).

Полученные нами данные о возрасте фельзических вулканитов и интрузивных пород ПВТС позволяют предположить длительную историю формирования этой кальдерной структуры в свекофеннии [2]. Наиболее ранняя фаза магматизма ПВТС представлена массивом эпизональных плагиомикроклиновых гранитов, U-Pb-в возраст которых составляет 1940 ± 5 млн лет. Трахиандезиты зоны кольцевого разлома имеют U-Pb-в возраст 1907 ± 18 млн лет. Самая молодая фаза магматизма представлена риолитами самингской свиты (1883 ± 26 млн лет) [2].

Причины хорошей сохранности всех особенностей классических кальдерных структур в Панареченской вулканотектонической структуре объясняются благоприятным стечением целого ряда обстоятельств. На орогенной стадии эволюции Печенгско-Варзугского пояса в его центральной части сформировался крупный блок, сложенный свекофеннистскими породами ПВТС молодого Свекофеннийского пояса и опущенный на значительную глубину по системе поперечных разломов, оперяющих Умба-Вильмуайвский продольный глубинный разлом-линеамент. Благодаря исключительно благоприятным условиям нахождения в тектонически затененном пространстве, ПВТС сохранилась практически в «незатронутом» состоянии и не подверглась заметному воздействию последующих многочисленных и разновозрастных тектономагматических процессов. Сохранился и вулканогенно-осадочный комплекс заполнения этой структуры, и многочисленные гипабиссальные тела зоны кольцевого кальдерного разлома, и субизометрическая в плане интрузия гранитов, представляющая собой подводящий канал внутрикальдерного палеовулкана, и многочисленные зоны синвулканических углеродистых и кварц-углеродистых метасоматитов. Волшебным образом почти незатронутая изменениями вулканотектоническая кальдерная структура с возрастом почти 2 млрд лет была перенесена из глубокой древности в наше время.

Подводя итог рассмотрению особенностей эволюции Свекофеннийского вулканического пояса в отношении его строения и состава, можно констатировать, что СВП во многом аналогичен орогенным вулканическим поясам фанерозоя и даже современным их представителям, для которых характерны ранние собственно вулканотектонические структуры, имеющие линейную форму, и более поздние субизометрические кальдероподобные образования [7]. Таким образом, геодинамические события свекофенно-вепсийского цикла (1940–1700 млн лет) в Южно-Печенгской и Южно-Имандра-Варзугской зонах можно объяснить с позиций новой геологической концепции орогенных вулканических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
2. Скуфын П. К. Раннепротерозойские вулканогенные формации ПВП как индикаторы геодинамических режимов: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ. 1998.
3. Устинев Е. К. Охотский структурный пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология, 1959. № 3.
4. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра. 1969. 470 с.
5. Лучицкий В. И. Основы палеовулканологии. М.: Наука. 1971. Т. 2. 381 с.
6. Шарпенок Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра. 1979.
7. Бельй В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука. 1977. 171 с.
8. Балтыбаев Ш. К., Леевченков О. А., Леевский Л. К. Свекофеннийский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Сведения об авторе

Скуфын Петр Константинович — доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

Author Affiliation

Peter K. Skufin — Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: skuf@geoksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Скуфын, П. К. Новая модель геологического строения Южной зоны раннепротерозойского Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса / П. К. Скуфын // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 63–80.

Reference

Skufin Peter K. A New Model of Geological Structure of the Southern Zone of Early Proterozoic Pechenga-Varzuga Greenstone Belt. Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 63–80 (In Russ.).

DOI: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.1.81-95

УДК: 550.41+551.2./3+549.21

ГЕНЕЗИС ГЛУБИННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ (КОРОМАНТИЙНАЯ ВЕТВЬ ГЛОБАЛЬНОГО ЦИКЛА УГЛЕРОДА)*

Н. О. Сорохтин¹, С. Л. Никифоров¹, Н. Е. Козлов²

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва

²Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

Аннотация

Описываются процессы многостадийного и полициклического преобразования и переноса углерода в коре и мантии. Выявленный коромантинский цикл углерода является частью глобального процесса циклического переноса углерода из атмосферы в мантию и обратно. Масштабы его проявления, скорее всего, не столь широки. Углеводородные газы глубинного происхождения не могут формировать крупных газовых и нефтегазовых месторождений, так как значительная их часть переносится в атмосферу. Лишь некоторое количество соединений может отлагаться в океанических осадках и формировать в них залежи газогидратов.

Ключевые слова:

цикл углерода, зоны субдукции, рифтовые зоны, коромантинский перенос, abiогенные углеводороды, геохимия углерода.

GENESIS OF DEEP HYDROCARBONS (THE CRUST-MANTLE BRANCH OF THE GLOBAL CARBON CYCLE)

Nikolay O. Sorokhtin¹, Sergei L. Nikiforov¹, Nikolay E. Kozlov²

¹P. P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow

²Geological Institute of the KSC of the RAS

Abstract

The article describes processes of the multistage and polycyclic transformation and transfer of carbon in the crust and mantle. The defined crust-mantle carbon cycle is a part of the global process of the carbon cyclic transfer from the atmosphere into the mantle and back. The scopes of its manifestation are most likely to be less widespread. Hydrocarbon gases of deep origin cannot form major oil and gas deposits, since their major part is released into the atmosphere. Only a few compounds can deposit in oceanic sediments and form gas-hydrate deposits there.

Keywords:

carbon cycle, zones of subduction, rift zones, crust-mantle transfer, abiogenic hydrocarbons, carbon geochemistry.



Введение, материалы и методы

Эволюция океанов тесно связана с процессами конвейерного обогащения земной коры многими химическими элементами и соединениями, которые накапливаются на ее поверхности в конвергентных и дивергентных областях Земли. Исследования геохимического цикла углерода между различными

резервуарами традиционно описывают явления его трансформации в коре, гидро- и атмосфере,

* Работа выполнена в рамках государственных заказов № 0231-2015-0008 и № 0149-2014-0025, а в части, касающейся образования сульфидов и оксидов металлов, — гранта РНФ №14-5000095.

Генезис глубинных углеводородов (коромантийная ветвь глобального цикла углерода)

при которой важную роль играют живые организмы [1, 2]. Подробно рассматривались также вопросы поведения изотопов этого элемента в геохимическом цикле [3]. Рядом исследователей [4–6] был предложен интересный и неоднозначный вариант природы геохимического цикла углерода с привлечением экспериментальных данных о возможных мантийных потоках и резервуарах углерода, предполагающий значительную подпитку из контактовых зон ядра и нижней мантии Земли за счет его выноса восходящими плюмами в присутствии воды и кислорода.

Проведенные авторами статьи исследования закономерностей коромантийного взаимодействия слагающих данные геосферы структурно-вещественных комплексов позволили обосновать наличие глубинной ветви геохимического цикла углерода без привлечения механизмов его генерации во внешнем ядре и нижней мантии, а также без существенного количества воды и кислорода в последней. Основным поставщиком углерода, формирующего его коромантийную ветвь в глобальном цикле, являются отлагающиеся на морском дне осадочные комплексы. Они содержат большое количество соединений данного элемента и представлены карбонатными осадками био- и хемогенного происхождения, а также органическим веществом из пелагических и терригенных отложений и углеродистых сланцев, сносимых с окраин континентов. Затянутые в зоны подвига плит, эти комплексы претерпевают ряд изменений и погружаются в подлитосферную мантию, где практически полностью разрушаются, переплавляются и в основном выносятся вверх в виде магм и флюидных растворов. Часть соединений углерода и его мономинеральная фракция капсулируются, достигают уровней подлитосферной мантии и переносятся верхнемантийными конвективными течениями в области разгрузки под рифтовыми зонами литосферных плит, где в виде новых соединений снова попадают в гидросферу Земли (рис. 1).

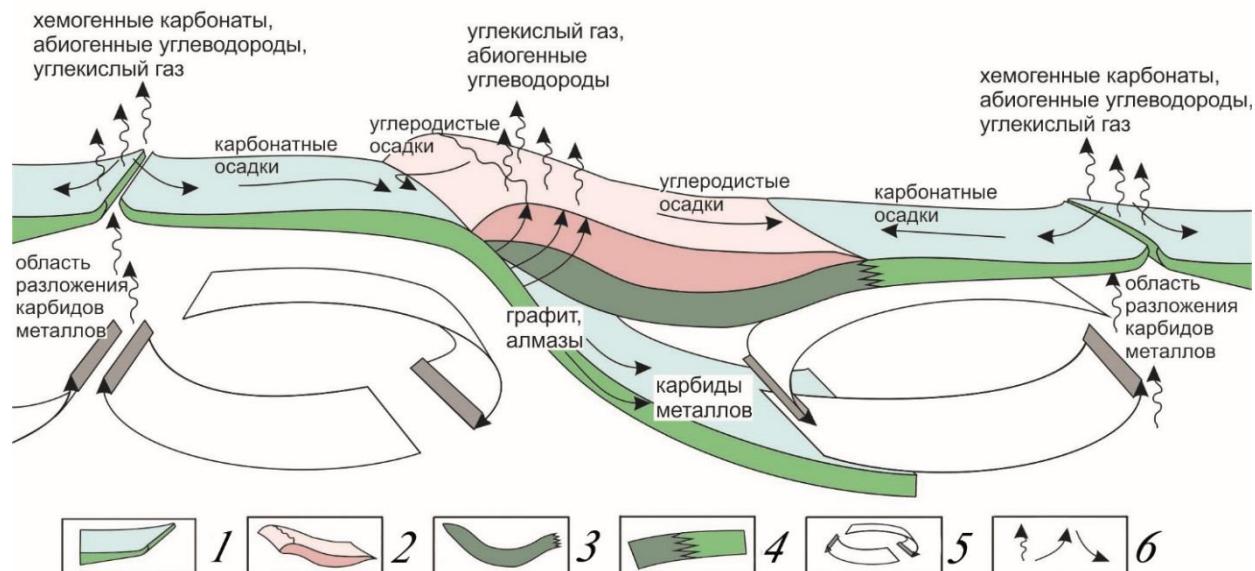


Рис. 1. Коромантийный цикл углерода в океане:

- 1 — океаническая литосфера;
- 2 — континентальная кора;
- 3 — подкоровая литосфера континента;
- 4 — зона перехода подкоровой литосфери континента к литосфере океанического типа;
- 5 — направление конвективных течений в верхней мантии;
- 6 — направление миграции соединений углерода

Fig. 1. Crust-mantle cycle of carbon in the ocean:

- 1 — oceanic lithosphere;
- 2 — continental crust;
- 3 — undercrustal continental lithosphere;
- 4 — transition zone of the undercrustal continental lithosphere to the oceanic-type lithosphere;
- 5 — direction of convective currents in the upper mantle;
- 6 — directions of the carbon compounds migration

В настоящей работе рассмотрен механизм многоступенчатой трансформации углеродистых соединений и переход органического углерода в неорганический и обратно. Это позволяет

рассматривать коромантийную ветвь глобального цикла углерода как движение и трансформацию экзогенного углерода в природе без добавления мантийной составляющей данного компонента.

Авторы подчеркивают, что при написании соответствующих химических реакций они ориентировались на опубликованные теоретические и экспериментальные данные. Там, где они отсутствуют, рассуждения о возможном протекании химических реакций в метаморфически нагруженных условиях следует рассматривать как возможные.

Результаты и обсуждение

Происходящие в зонах поддвига плит процессы дегидратации и анатексиса океанической коры развиваются по достаточно сложной многоступенчатой схеме и в условиях восстановительной среды. Все стадии ее преобразования до конца еще не выяснены, однако общую направленность процессов можно представить уже сегодня. Пространственно-временная изменчивость метаморфических преобразований заключается в том, что породные ассоциации поддвигаемой океанической литосферной плиты испытывают прогрессивный метаморфизм в зоне контакта с надвигающимся континентом. При этом они последовательно проходят стадии преобразования от нижних ступеней к высшим. Формирующийся в этих условиях минерализованный и газонасыщенный флюид перемещается вверх по разломам и, остывая, вызывает ретроградные контактово-метасоматические изменения окружающих горных пород. Многочисленные протрузии ультраосновного состава и офиолиты, пройдя пик изменений, также испытывают ретроградные процессы. Наряду с этим осадочные толщи окраины континента сносятся в океан, смешиваются с пелагическими осадками и совместно с ними затягиваются в зону поддвига плит. Терригенные осадки существенно увеличивают приток углерода в общий баланс и испытывают прогрессивный метаморфизм, омываясь насыщенными гидротермальными растворами. В процессе метаморфических преобразований пород океанической коры оливин, энстатит, магнетит и другие ее тугоплавкие минералы, а также гранаты, возникающие на глубинах эклогитового перехода, в большинстве своем удаляются из системы вместе с погружающейся в мантию литосферной плитой. При этом водные флюиды, кремнезем и лиофильные соединения ассимилируются формирующими в зонах поддвига плит силикатными расплавами и преимущественно отжимаются вверх.

Плавление осадков и осадочных пород в зонах субдукции происходит в основном за счет диссиpации энергии вязкого трения внутри толщ, а также трения на контакте литосферных плит. К этому добавляется величина глубинного теплового потока, пронизывающего континентальные литосферные плиты, а также снижающая температуру плавления насыщенность толщ водой. Все это позволяет предположить, что температура в зазоре между плитами примерно соответствует геотерме континентальной плиты или чуть выше нее. Следовательно, попавшие в зону субдукции образования начинают плавиться только на тех глубинах, где геотерма континентальной плиты пересекается с температурой плавления осадков. При этом температура плавления большинства силикатов в присутствии воды с повышением давления до 5–10 кбар резко снижается до 600–700 °C [7]. Аналогичным образом ведут себя водонасыщенные карбонаты [8] и многие другие соединения. Отмеченные закономерности позволяют заключить, что алюмосиликатные водонасыщенные осадки начинают плавиться уже на глубинах около 50–70 км, а карбонатные — около 80 км.

Глубже критического уровня пересечения континентальной геотермы с кривой начала плавления осадочного вещества резко возрастает степень плавления осадочных пород. Поэтому на больших глубинах должна происходить дифференциация образовавшихся расплавов и их разделение по плотности [9]. При этом тяжелые железистые и сульфидные фракции уходят вниз и, погружаясь в глубины конвектирующей мантии, постепенно ассимилируются ее веществом. Легкие же фракции, состоящие из отделившихся флюидов, карбонатных и силикатных расплавов, не имеют возможности подняться вверх и накапливаются (консервируются) в нижних горизонтах

континентальных плит, постепенно формируя там очаги щелочно-ультраосновных, карбонатитовых и лампроит-кимберлитовых магм.

Затягивание в зону субдукции углеродсодержащих соединений приводит к процессу их многоступенчатого разложения и трансформации, а также к выделению мономинерального углерода. На глубинах около 120–150 км наблюдается фазовый переход от графита к алмазу, ниже которого располагается область устойчивости последнего. Именно на таких глубинах кристаллизуются алмазы и возникают характерные минеральные ассоциации в эклогитах и гранатовых перидотитах алмаз-пироповой фации глубинности [10]. С другой стороны, известно [11], что на глубинах около 350 км ромбический оливин должен переходить в более плотную кубическую модификацию (шпинелевую фазу) — рингвудит. Однако этот минерал еще нигде не встречался в кимберлитах или алмазных включениях, что, по-видимому, ограничивает максимальную глубину формирования алмазоносных пород 300 км [10, 12, 13].

Приведенные данные позволяют предположить, что на глубинах, превышающих 250–300 км, углерод снова переходит в фазу графита и, попадая в область устойчивости карбидов металлов, образует с ними разнообразные соединения. В природе известно небольшое количество минералов — карбидов, которые встречаются в метеоритах, кимберлитах, метаморфизованных ультраосновных породах и в шунгитах. Наиболее известными являются когенит ($(Fe,Ni,Co)_3C$), муассанит (SiC), танталкарбид ($Ta,Nb)C$), ниобокарбид ($Nb,Ta)C$), хамрафаевит ($Ti,V,Fe)C$) и соединения ванадия (V_8C_7 и V_2C) и хрома (Cr_2C_3). Столь ограниченное количество минералов карбидов металлов объясняется их глубинным происхождением и склонностью к разложению в низких термобарических условиях и в присутствии воды. Мы предполагаем, что в верхней мантии минералы карбидов металлов имеют более широкое распространение и не исключаем того, что там могут существовать карбиды кальция, алюминия, марганца, железа и ряда других.

Все химические реакции в зонах поддвига плит необратимы, проходят с поглощением или выделением тепла и в разных окислительно-восстановительных условиях. В реализации всех перечисленных процессов важную роль играет геологическое время, в конечном итоге приводящее физико-химические параметры развития складчатой системы в равновесное состояние. Современные осадочные толщи на морском дне содержат до 20–40 % воды, а в диагенетированных разностях содержание воды падает до 10–15 %. При этом в глинистых породах образуются гидрослюды — иллит, смектит, монтмориллонит, каолин и диаспор. Содержится в них и большое количество органического вещества (0,5–1,0 %).

На ранней стадии метаморфических преобразований затягиваемые в зону субдукции осадки и осадочные породы претерпевают процессы их интенсивной дегидратации. Вначале теряется поровая (свободная) вода, затем кристаллизационная, после чего в них развивается сложный ряд эндотермических (связанных с поглощением тепла) метаморфических преобразований, сопровождаемых освобождением воды, CO_2 , кремнезема, щелочей (особенно калия) и литофильных элементов. В зонах проявления максимальных сжатий породы уплотняются и частично запечатывают образующиеся растворы, создавая высокое давление флюида и расширяя поле устойчивости водосодержащих минералов.

Большая часть образующихся таким образом флюидных потоков перемещается снизу вверх и в сторону, перпендикулярно длинной оси складчатости из области высоких давлений в зоны тектонической тени. При существовании тангенциального градиента давления в проницаемой среде всегда будет наблюдаться их движение и переход из одной метаморфической фации в другую. Примечательно, что на больших глубинах, в зонах субдукции, стирается грань контакта литосферных плит, минеральные ассоциации пребывают в условиях физико-химического равновесия, а флюидная фаза приобретает черты сверхкритической жидкости. Возникает данный эффект, прежде всего, благодаря близости химического состава вещества третьего слоя океанической и подкоровой континентальной литосфер. В результате этого погружающаяся

в мантию деградирующая океаническая кора совместно с остатками осадочного чехла оказывается зажатой между однородными комплексами мантийного состава. Данный процесс неизбежно приводит к разобщению и изоляции крупных и мелких объемов вещества, капсулированию коровых расплавов, метаморфизованных коровых пород, рассеянного вещества, флюидных растворов и газово-жидких включений. При этом в подлитосферной мантии газово-жидкие включения становятся сверхкритическим флюидом и характеризуются исчезновением различий между этими двумя фазами. В условиях вязкого течения среды «капсулы» переносятся в конвектирующую мантию и разносятся на большие расстояния, отрываясь от погружающейся к ядру литосферной плиты или совместно перемещаясь в область восходящего конвективного потока в случае ее выплаживания (рис. 1).

Попадающие в зону поддвига плит карбонаты трансформируются и разрушаются с выделением CO_2 . Это приводит к связыванию одних оснований в силикатных фазах, а других — в карбонатах. Так, теплота образования сидерита из составляющих его окислов равна 22,3 ккал/моль, магнезита — 23 ккал/моль, кальцита — 42,6 ккал/моль [9]. Отсюда следует, что прямая диссоциация карбонатов могла происходить только в горячих участках зон поддвига плит: сидерита и магнезита на глубинах около 80–100 км, а кальцита на глубинах, превышающих 150 км, т. е. только в областях плавления, попавших в зоны субдукции водонасыщенных осадков. Все приведенные ниже реакции являются эндотермическими:



кальцит волластонит



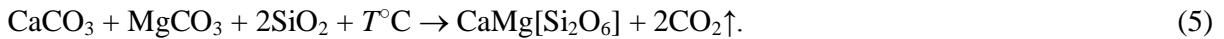
магнезит энстатит



магнезит форстерит



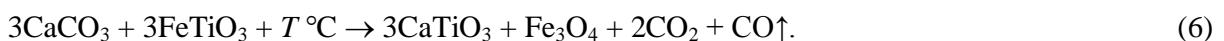
сидерит фаялит



кальцит магнезит диопсид

Освобождающийся по реакциям (1–5) диоксид углерода растворялся в образующихся расплавах и входил в водно-углекислотный флюид.

В условиях высоких давлений (40–50 кбар), характерных для нижних частей континентальных плит, распад карбонатов, по-видимому, должен сопровождаться окислением двухвалентного железа с образованием плотных кристаллических структур магнетита и восстановлением CO_2 до окиси углерода, как это видно по реакции (6)

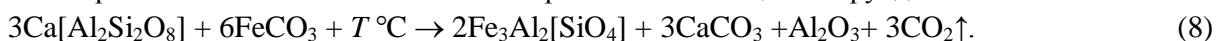


кальцит ильменит первовскит магнетит

На еще больших глубинах происходит образование гранатов, корунда и кальцита с выделением углекислого газа:

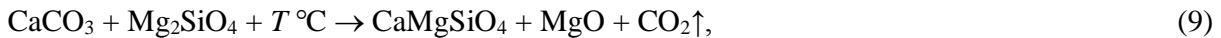


анортит магнезит пироп кальцит корунд



анортит сидерит альмандин кальцит корунд

Помимо обменных реакций (6–8), при еще больших температурах и давлениях, возможно, происходит и распад карбонатов в присутствии оливина или пироксена с выделением свободной углекислоты, образованием монтичеллита и периклаза:



кальцит форстерит монтичеллит периклаз

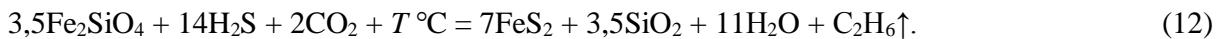


кальцит энстатит монтичеллит

По данным [14], в присутствии углекислого газа (CO_2) и сероводорода (H_2S) оливин (фаялит) образует марказит (FeS_2), магнетит (Fe_3O_4) кварц, воду и abiогенный метан:



и, даже более тяжелые углеводороды (этан):



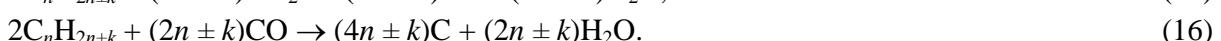
На глубинах более 120–150 км алмазы образуются путем восстановления углерода по реакциям взаимодействия окиси углерода и углекислого газа с метаном или другими углеводородами органического и abiогенного происхождения, затянутыми по зонам субдукции вместе с осадками на большие глубины. Известно, что океанские и сносимые с окраин континента осадки и осадочные породы часто содержат повышенные концентрации органического вещества. Попадая в зоны поддвига плит, органическое вещество подвергается термолизу и гидролизу, а также быстро проходит все стадии преобразования в углеводороды, нитраты и соединения аммония. Часть из этих подвижных соединений вместе с поровыми водами выжимается из зон поддвига плит еще на самых верхних ее горизонтах. Но какая-то их доля вместе с терригенными породами продолжает путь в глубины мантии. В современных зонах субдукции, где водонасыщенные силикатные расплавы легко выводятся из зон трения плит, температура магмообразования в них быстро поднимается до уровня плавления базальтов. Поэтому углеводороды по таким зонам не могут проникать глубоко в мантию, поскольку еще задолго до этого они должны практически полностью диссоциировать с образованием рассеянного графита.

Известно [15], что устойчивость всех без исключения углеводородов существенно уменьшается с повышением температуры и давления. Происходит это за счет разрыва углеродных связей в длинных цепях сложных углеводородных молекул. В результате такого крекинг-процесса в системе постепенно уменьшается содержание углеводородов сложного состава и возрастает концентрация простых углеводородов. Наибольшей устойчивостью обладает метан, выдерживающий нагревы (при обычных давлениях) до 1200 °С. Поэтому при достаточно длительной реакции в условиях высоких температур и давлений, в конце концов, все органическое вещество может превращаться в метан, водород и свободный углерод. Однако температурное разрушение углеводородов — эндотермический процесс и он не может привести к образованию кристаллических фаз углерода, освобождающейся углерод остается распыленным.

Для образования же кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии, например [16]:



В общем случае образование алмазов можно объяснить реакциями взаимодействия углеводородов широкого спектра с оксидами углерода [19, 20]:



Углекислый газ должен освобождаться за счет термической диссоциации карбонатов в горячих частях зоны подвига плит по эндотермическим реакциям типа (1–5). Окись же углерода, возможно, генерируется и по экзотермической реакции при окислении, например, виостита до стехиометрии магнетита:



Помимо углеводородов чисто органического происхождения в образовании алмазов может принимать участие и абиогенный метан, образующийся, например, по реакциям (см. далее, (44)). Данные реакции становятся возможными ввиду многостадийности процесса дегидратации и гидратации в зоне субдукции. Процессы гидратации ультраосновных пород наиболее характерны для условий рифтогенеза, поэтому перечисленные химические реакции будут рассмотрены ниже.

При освобождении водорода и его соединений с углекислым газом реакцию образования мономинерального углерода можно записать в форме:



Реакции типа (13)–(16) и (18) протекают с выделением энергии и поэтому могут приводить к кристаллизации углерода (при умеренных давлениях — графита, при высоких — алмаза, а в надкритических условиях снова рассеянного графита).

В качестве иллюстрации по энталпии легко рассчитать образования химических соединений [17], что в нормальных *PT*-условиях по реакции (13) соединения метана с углекислым газом выделяется 24,6 ккал/моль энергии, а по реакции (14) соединения CH_4 с CO заметно больше — 65,9 ккал/моль. При больших давлениях и температурах это отношение может оказаться несколько иным, но всегда энталпия образования ΔH_t^0 продуктов реакции по первой схеме будет ниже, чем по второй (так как $\Delta H_t^0 < 0$). Отсюда следует, что из газовой смеси $\text{CO} + \text{CO}_2$ в реакцию кристаллизации углерода, прежде всего, будет поступать CO и лишь затем CO_2 .

Часто в алмазах можно встретить включения сульфидов, особенно пирротина, что делает возможной следующую эндотермическую реакцию освобождения углерода:



или



Важную роль в данном процессе играет и азот, который в избытке находится в гидротермальных и пневматолитовых растворах:



Однако реакции (19–21) являются эндотермическими и могут привести только лишь к появлению рассеянного углерода, к тому же при высоких температурах аммиак неустойчив и, скорее всего, распадается на азот и водород, которые затем поступят во флюид. В дальнейшем часть азота сорбируется растущими кристаллами алмаза и входит в его кристаллическую решетку, но большая часть, вероятно, сохраняется во флюиде.

Помимо углеводородов чисто органического происхождения в кимберлитах, эклогитах и гранатовых перidotитах, сформировавшихся из пород океанской коры, могут возникать простейшие углеводороды абиогенного типа, в особенности метан. Образуясь за счет биогенного вещества и претерпев ряд физико-химических преобразований, они по сути своего формирования и некоторым приобретенным характеристикам являются уже абиогенными.

Таким образом, происходит стирание грани между био- и абиогенной природой углеводородов, формирующихся в подобных геодинамических обстановках. Все они образуются за счет экзогенного вещества.

Для образования метана необходимо существенное количество водорода, который можно получить при диссоциации воды на железе. Эта реакция идет с поглощением тепла и в присутствии водного флюида:

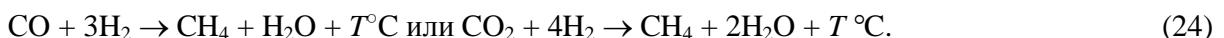


Благодаря окислению двухвалентного (силикатного) железа до стехиометрии магнетита, наоборот, реализуется экзотермическая реакция:

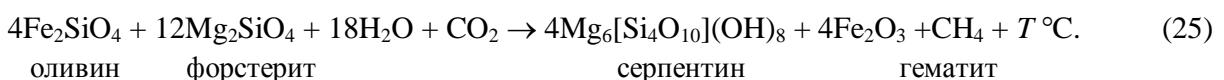


Так как последняя реакция идет с выделением тепла, следовательно, она более предпочтительна и свободный водород в областях алмазообразования, скорее всего, образуется по реакции (23). Не следует забывать о том, что магнетит является шпинелевой фазой окислов железа и, следовательно, наиболее устойчив в условиях повышенных давлений. Не исключено поэтому, что часть реакционных каемок магнетита вокруг кристаллов оливина и других железистых силикатов образуется именно таким путем.

Синтез метана происходит по экзотермическим реакциям путем простого соединения CO и CO₂ с водородом или водой. В присутствии катализаторов — никеля, карбоната никеля или самородного железа — эти реакции значительно ускоряются и начинают протекать уже с 250–400 °C (правда, при нормальных давлениях). Все эти реакции сопровождаются выделением тепла, поэтому есть основания ожидать, что при более высоких PT-условиях, характерных для зон подвига плит, они способны протекать и без катализатора:



При сравнительно низких температурах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (до 400–500 °C) абиогенный синтез метана может происходить по реакции серпентинизации железосодержащих оливинов в присутствии углекислого газа:



При более высоких температурах (свыше 660–700 °C) эта реакция, по-видимому, протекает как побочная при формировании метасоматических кристаллов пироксенов (клиноэнстатита):



Кроме того, абиогенный метан может генерироваться и при прямом окислении самородного железа в присутствии углекислого газа:



При рассмотрении приведенных реакций выделения метана не следует забывать о том, что изотопы углерода легко фракционируют между CH₄ и CO₂. В абиогенном метане, как и в метане органического происхождения, всегда преимущественно концентрируется легкий изотоп углерода ¹²C. Происходит это благодаря реализации принципа Ле Шателье, который показывает, что химическая реакция, протекающая с выделением тепла, всегда развивается по пути наибольшего снижения внутренней энергии (энталпии). Следовательно, из углекислого газа со смесью легких

и тяжелых изотопов углерода в реакции образования метана (CH_4) должны участвовать преимущественно атомы легкого изотопа ^{12}C по реакции



В дополнение к сказанному можно добавить, что в работах [18, 19] была экспериментально доказана возможность формирования сложных углеводородов, вплоть до $\text{C}_{10}\text{H}_{22}$ с использованием твердого оксида железа, мрамора и воды. Данная реакция становится возможной при температуре 1500°C и давлении выше 30 кбар, что соответствует глубинам более 100 км.

Отмеченные здесь и некоторые другие обменные реакции между углеродом и водородсодержащими соединениями должны приводить к формированию сложного состава флюидной фазы кимберлитов. Особо интересны в этом отношении газово-жидкие включения в алмазах, сохранивших в запечатанном состоянии составы тех флюидов, из которых они в свое время кристаллизовались.

Проведенные исследования составов этих включений [20] показали, что в них содержится: от 10 до 60 % H_2O ; от 2 до 50 % H_2 ; от 1 до 12 % CH_4 ; от 2 до 20 % CO_2 ; от 0 до 45 % CO ; от 2 до 38 % N_2 ; около 0,5–1,2 % Ar . Кроме того, оказалось, что в этих включениях встречается около 0–5 % этилена (C_2H_4) и от 0,05 до 3 % этилового спирта ($\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$). Свободный кислород в таких включениях нигде не обнаружен, что подтверждает восстановительные условия образования алмазов. Весь этот специфический набор газов, по нашему мнению, практически однозначно свидетельствует о преимущественно экзогенном происхождении флюидной фазы, из которой кристаллизовались алмазы в кимберлитах.

Таким образом, необходимые для образования алмазов углеводороды могли поступать в кимберлиты как за счет термолиза органических веществ, затянутых вместе с карбонатными осадками и терригенными породами в зоны подвига плит, так и благодаря восстановлению углекислого газа при окислении железа и железосодержащих силикатов. Из этого следует, что весь углерод в алмазах имеет экзогенное происхождение. Для многих зерен алмазов характерны заметные (до 0,25 %) примеси азота, входящего непосредственно в кристаллическую решетку этого минерала [12, 21]. Как и углерод, этот элемент попадает в алмазы из флюидной фазы глубинных сегментов зоны субдукции, сформированной за счет плавления затянутых туда пелагических осадков.

Помимо газово-жидких включений, в кристаллах алмазов часто встречаются и твердые включения глубинных минеральных ассоциаций, среди которых доминируют сульфиды, но встречаются оливин, серпентин, флогопит, омфацит, пироп, альмандин, магнетит, вюстит, самородное железо, хромит и некоторые другие минералы. Практически все твердые включения в алмазах представляют собой минеральные фазы высокого давления эклогитового или перидотитового парагенезиса.

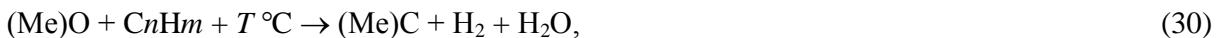
Погружаясь в конвектирующую мантию, углерод и некоторые закапсулированные твердые минеральные соединения и газово-жидкие включения деградировавших осадочных комплексов не образуют крупных скоплений. Скорее всего, это многочисленные, но мелкие (миллиметры и доли миллиметров) рассеянные частицы вещества, образующие устойчивый геохимический шлейф коровой направленности в мантии, распространяющийся в плоскости перемещения конвективных потоков.

На глубинах около 200–300 км углерод может взаимодействовать с водородом (см. формулы образования водорода (22), (23)) по реакции [22]:



где показатели n и m являются коэффициентами.

Возможно, благодаря именно этой реакции в алмазах встречаются жидкие включения сложных углеводородов, вплоть до спирта. Далее, полученные соединения вступают в реакцию с окислами различных металлов с получением карбидов:



где (Me) — металл.

Восстановление окислов металлов углеродом с образованием карбидов в условиях дефицита кислорода может протекать с поглощением тепла по реакции [23]:



Например, при температурах 700–800 °C образование карбида молибдена в присутствии метана и водорода идет по реакции [24]:



В близком температурном диапазоне может формироваться карбид лития за счет его спекания с кальцитом, который в избытке присутствует в зоне подвига плит (реакции образования кальцита (7) и (8)) [25]:



При температурах выше 900 °C углерод образует с железом твердый раствор с образованием карбида железа (Fe_3C и Fe_2C):



В породах мантийного состава в присутствии углерода происходит восстановление железа и образование его теллурической фазы. По-видимому, в близких условиях формируется и когенит $(\text{FeNiCo})_3\text{C}$.

В процессе раздвижения литосферных плит в океанических рифтовых системах возникают открытые трещины, через которые из мантии на поверхность поднимаются базальтовые расплавы. Перекрытая толщей воды океаническая литосфера гидратируется, а в нижних ее горизонтах формируется серпентинитовый слой за счет перекристаллизации оливинсодержащих ультраосновных пород. Глубина проникновения океанской воды ограничивается литостатическим давлением и составляет около 2,3 кбар. Глубже этой отметки серпентин становится настолько пластичным, что залечивает все возникающие в толще литосфера трещины и не позволяет воде проникать глубже [9]. Выше все структурно-вещественные комплексы океанской литосферы оказываются существенно гидратированными и содержат в гидросиликатах не менее 5 % связанной воды от общей массы, в серпентинитах при этом содержится не менее 10–11 % связанной воды.

Широко развитые на морском дне гидротермальные системы рифтовых зон выносят в гидросферу огромное количество эндогенного вещества [26, 27], которое генерируется в океанической литосфере и верхней мантии. В результате этого выносится кремнезем, кальций, магний, марганец, сульфиды металлов, метан, карбонаты, сульфаты и многие другие соединения. В депрессионных структурах на севере хребта Хуан-де-Фука в Тихом океане описаны проявления метана (CH_4), этана (C_2H_6), пропана (C_3H_8), бутана (C_4H_{10}), бензола (C_6H_6) и толуола (C_7H_8), которые находятся в ассоциации с H_2O и CO_2 [14]. В гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта обнаружены выходы углеводородов, представленных метаном (CH_4),

этаном (C_2H_6), этиленом (C_2H_4), пропаном (C_3H_8) и бутана (C_4H_{10}) [28]. Естественно ожидать, что в мантии не может генерироваться такое разнообразие углеводородов и все они являются продуктами распада корового (экзогенного) вещества или образуются за счет процессов приповерхностного изменения пород мантийного состава.

Генерация углеродистых соединений рифтовых зонах может происходить двумя основными способами: первый из них заключается в переносе мантийными конвективными течениями закапсулированных и рассеянных фрагментов соединений и мономинеральных фаз корового вещества из зон субдукции, а второй реализуется благодаря гидратации мантийных пород океанической литосферы и их серпентинизации. Перемещаясь в подрифтовые зоны над восходящими конвективными потоками мантии, карбиды металлов, твердые частицы корового вещества и газово-жидкие включения достигают уровней гидратации океанской литосферы (рис. 2). Попадая в область устойчивости минерализованных водных флюидов карбиды легко разлагаются с выделением различных углеводородов и гидроокислов металлов. При этом следует отметить, что температура плавления многих соединений углерода с металлами существенно превышает температуру верхней мантии ($\approx 1300\text{--}1600\text{ }^{\circ}\text{C}$) и укладывается в диапазон $1000\text{--}4000\text{ }^{\circ}\text{C}$. Этот факт представляется нам крайне важным и указывает на то, что в практически «сухой» мантии соединения карбидов металлов могут находиться в устойчивом равновесном состоянии и сохранять геохимические маркеры своего экзогенного происхождения. Например, попадая в приповерхностные зоны рифтов и подвергаясь гидролизу, карбид кальция и карбид натрия разлагаются с выделением ацетилена [25]:



Аналогичные экзотермические реакции протекают при распаде карбида натрия, калия и ряда других металлов. В присутствии металлов ацетилен гидрируется и может в два этапа переходить в этан:



Следует отметить, что в обычных условиях процесс гидролиза карбидов щелочных металлов протекает исключительно бурно и приводит к взрыву в случае его быстрого попадания в большое количество воды. В геологической же системе данные процессы протекают исключительно медленно (сотни тысяч и миллионы лет), в субсолидусной среде, при относительно высоких давлениях (несколько килобар) и в присутствии незначительных объемов свободной воды, что позволяет быть уверенным в возможности нормального протекания этих химических реакций.

Гидратация карбида алюминия и марганца протекает с выделением метана:



Аналогичным образом протекают и реакции распада карбида бериллия (BeC_2) и лития (Li_2C_2). Образующийся по реакции (39) гидроксид марганца легко окисляется в присутствии кислорода, который в достаточных количествах присутствует в воде. Реакция происходит с выделением тепла и по двухступенчатой схеме с получением пиролюзита:



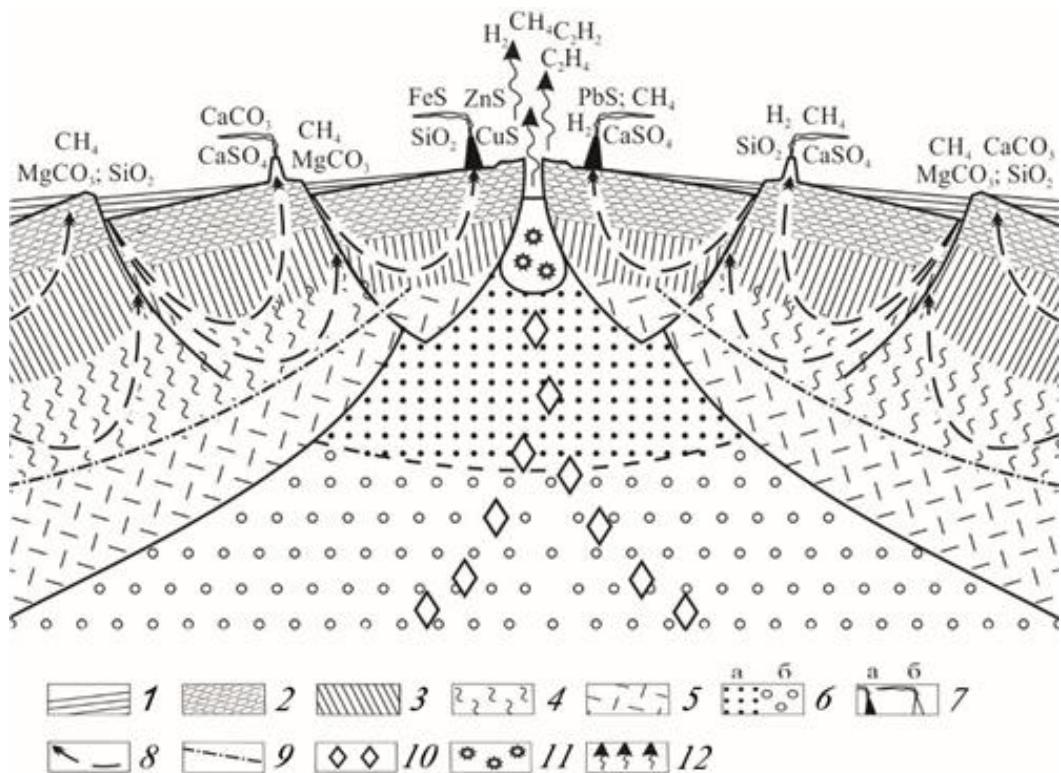


Рис. 2. Геохимия гидротермальных процессов и механизмы генерации соединений углерода в рифтовых зонах срединно-океанического хребта:

1 — осадки; 2 — базальты (подушечные лавы); 3 — долеритовые дайки (комплекс «дайка в дайке»);
4 — серпентинитовый слой; 5 — подкоровый слой литосфера; 6 — мантия магматический очаг под гребнем срединно-океанического хребта (а), астеносфера (б); 7 — постройки черных (а) и белых (б) «курильщиков»; 8 — направление движения океанических вод в толще океанической коры; 9 — критический уровень устойчивости воды; 10 — карбиды металлов и закапсулированные твердые минеральные соединения и газово-жидкие включения деградированных осадочных комплексов, перенесенных из зоны субдукции;

11 — область разложения карбидов металлов; 12 — дегазация продуктов распада карбидов металлов
Fig. 2. Geochemistry of hydrothermal processes and mechanisms of the carbon compounds generation in rift zones of the mid-oceanic ridge:

1 — sediments; 2 — basalts (pillow lavas); 3 — dolerite dykes (“dyke-in-dyke” unit);

4 — serpentinite layers; 5 — undercrustal lithosphere layer; 6 — mantle, igneous hearth

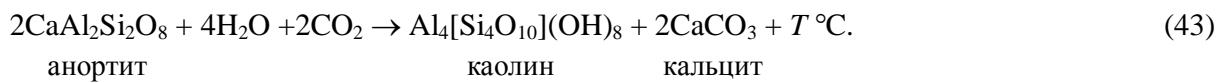
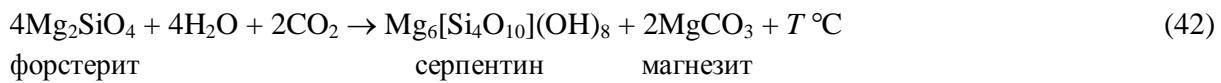
Under the mid-oceanic ridge crest (a), asthenosphere (б); 7 — structures in black (а) and white (б) “smokers”; 8 — direction of the oceanic waters in the oceanic crustal mass; 9 — critical level of water stability; 10 — metal carbides and encapsulated solid mineral compounds and gas-fluid inclusions of degraded sedimentary units transferred from the subduction zone; 11 — metal carbide decomposition area; 12 — degassing of metal carbide decomposition products

Распад карбида железа сопровождается выделением этилена, однако данная реакция, скорее всего, не имеет широкого распространения в природе ввиду того, что основная масса железа стремится погрузиться в нижние части мантии и не формирует ощутимого количества карбидов, которые затем попадают в рифтовые зоны океана:



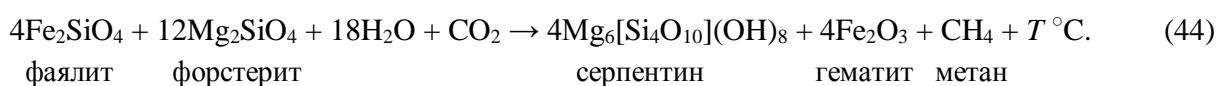
Процессы гидратации приповерхностных слоев мантии в рифтовых системах могут приводить к химическим реакциям перекристаллизации горных пород и формированию карбонатных и кремнеземистых соединений, которые выносятся из глубин океанической коры и отлагаются на морском дне. Все реакции необратимы и протекают с выделением энергии.

Основными из них являются реакции гидратации оливинсодержащих пород океанической коры, связывающие углекислый газ (CO_2) и формирующие хемогенные карбонаты:



Благодаря описанным в данных реакциях процессам в океан постоянно привносится исходный материал для нормальной жизнедеятельности скелетных организмов (кораллов, моллюсков фораминифер и коколитофорд), которые преобразуют растворенные хемогенные карбонаты в породы биогенного происхождения.

При гидратации оливинов в рифтовых зонах, в процессе окисления двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния, в присутствии углекислого газа образуется abiогенный метан:



Большая часть образованного метана окисляется (служит пищевой базой) метанпотребляющими бактериями, которые принимают участие в формировании органического вещества. Большая его часть переносится в атмосферу, а некоторое количество этих летучих соединений может сохраняться в океанических осадках и формировать в них углеводородные залежи газогидратов.

Выводы

Наблюдаемый в рифтовых зонах срединно-оceanических хребтов широкий спектр выбросов углеводородных газов от метана (CH_4) и этиана (C_2H_6) до пропана (C_3H_8) и бутана (C_4H_{10}) указывает на реализацию сложных геохимических процессов в верхней мантии и нижней литосфере этого региона. При этом сложные углеводороды в свободном состоянии при высоких PT -условиях становятся неустойчивыми и стремятся распасться вплоть до метана (CH_4). Сам факт их наличия свидетельствует о генерации этих газов в приповерхностных и низкотемпературных условиях, а не в результате выноса из глубокой мантии. Мы связываем наблюдаемое разнообразие углеводородных соединений с тем, что в условиях высоких температур и давлений сухой мантии карбиды металлов остаются устойчивыми, а их распад начинается лишь при достижении ими уровней гидратации oceanической литосферы, т. е. ниже 400°C .

Анализ изотопно-геохимических данных показывает, что в рифтовой зоне, наряду с широким спектром образования углеводородных газов, наблюдается и эффект интенсивного фракционирования изотопов углерода, разброс значений которых может варьировать в очень больших пределах. Связано это с тем, что наряду с процессами *in situ* конвективными течениями сюда привносится углерод из зон субдукции, обладающий своими изотопными характеристиками и относящийся к другому генетическому типу. Например, это может приводить не только к искажению данных радиоуглеродного анализа, но и к получению не имеющих смысла значений возраста.

Исследованные нами процессы позволяют сделать вывод о том, что коромантиновый цикл углерода связан с образованием данного элемента в одних геодинамических условиях и его переносом за счет дрейфа литосферных плит в другие. В результате этого он подвергается многостадийному преобразованию из хемогенного состояния в биогенное и обратно, а также погружению в мантию на уровне ее конвективного перемешивания и выносу на поверхность через рифтовые зоны (рис. 1). Практически весь углерод при этом имеет экзогенное происхождение.

Данный процесс тесно связан с корово-атмосферным циклом углерода, так как первичным его поставщиком является углекислый газ и продукты преобразования (карбиды, карбонаты, углеводороды, органическое вещество). Вместе они формируют глобальный цикл углерода в природе.

Количество генерируемых описанными способами углеводородных газов abiогенного происхождения не может обеспечить формирования крупных газовых и нефтегазовых месторождений, так как значительная их часть переносится в атмосферу [29, 30]. Лишь некоторое количество углеводородных соединений может отлагаться в океанических осадках и формировать в них залежи газогидратов.

Приведенные в статье данные позволяют заключить: предложенное впервые в 1920-е гг. акад. А. Е. Ферсманом понятие глобального цикла углерода следует расширить, включив в него процессы мантийного переноса углерода из зон субдукции в рифтовые системы. Следовательно, к традиционной ветви корово-атмосферного цикла углерода следует добавить коромантийную составляющую. Масштабы ее проявления, скорее всего, не столь широки, а многочисленные мелкие (миллиметры и доли миллиметров) частицы экзогенного вещества и рассеянного углерода могут образовывать устойчивый геохимический шлейф коровой направленности в мантии, распространяющийся в плоскости перемещения конвективных потоков. Косвенно о масштабе проявления данного процесса можно судить по объемам дегазации углеводородных и углекислого газов, а также водорода и его соединений в зонах субдукции и в рифтовых системах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурков В. Д., Крапивин В. Ф., Шалаев В. С. Сбалансированная модель глобального биохимического круговорота углерода // Лесной вестник. 2012. № 9. С. 86–93.
2. Романкевич Е. А., Ветров А. А. Массы углерода в гидросфере Земли // Геохимия. 2013. № 6. С. 483–509.
3. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
4. Добрецов Н. Л., Шацкий А. Ф. Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1455–147.
5. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов / Н. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 21–55.
6. Проблемы, связанные с кристаллогенезисом и глубинным циклом углерода / Н. В. Соболев [и др.] // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 5–20.
7. Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.
8. Paleotemperatures in the northern North Sea Basin. Petrol. und Cont. Shelf North-West Europe / B. S. Cooper [et al.] // Geology. 1975. Vol. 1. P. 487–492.
9. Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. С. 144.
10. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
11. Ringwood A. E., Major A. The system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures // Phys. Earth Planet. Int., 1970. Vol. 3. P. 89–108.
12. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
13. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 2476–2470.
14. Cruse A. M., Seewald J. S. Chemistry of low-molecular weight hydrothermal fluids from Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 2079–2092.
15. Каррер П. Курс органической химии. М.: Госхимиздат, 1962. 1216 с.
16. Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов // Общая и региональная геология. М.: ВИЭМС, 1985. 47 с.
17. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
18. The evolution of multicomponent system at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen — carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum / J. F. Kenney [et al.] // Proc. of the National Acad. of Sci. of the USA. 2002. Vol. 99. P. 10976–10981.
19. Synthesis of hydrocarbons from minerals at pressures up to 5 GPa / V. A. Kutchakov [et al.] // Doklady Phys. Chem. 2002. Vol. 387. P. 328–330.
20. Melton C. E., Giardini A. A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. Amer. Miner. 1974. Vol. 59. P. 775–782.
21. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 264 с.
22. Agte C., Moers K. Z. Anorg. Chem. 1931. B. 198, P. 233.
23. Самсонов Г. В. Укр. хим. журнал. 1957. Т. XXIII, вып. 3. С. 287.
24. Kampbell J. Electrochem. Soc. 1949. Vol. 96. P. 318.
25. Косолапова Т. Я. Карбиды. М.: Металлургия, 1968. 300 с.
26. Лисицын А. П. Гидротермальные системы мирового океана — поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединных океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. С. 147–245.
27. Богданов Ю. А., Леин А. Ю., Лисицын А. П. Полиметаллические руды в рифтах срединно-атлантического хребта (15–40° с. ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
28. Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field / G. Proskurowski [et al.] // Science. 2008. 319:604-607.
29. Потенциальная нефтегазоносность западной части Арктического шельфа России и прогнозные критерии поиска УВ-сырья в прибрежной зоне Кольского полуострова / Н. О. Сорохтин [и др.]

// Вестник МГТУ. 2010. Т. 13, № 4–1. С. 736–750. **30.** Геология и потенциальная нефтегазоносность полуострова Рыбачий (Кольский полуостров) / И. О. Сорохтин [и др.] // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 5. С. 14–19.

Сведения об авторах

Сорохтин Николай Олегович — доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва

E-mail: nsorokhtin@ocean.ru

Никифоров Сергей Львович — доктор географических наук, заведующий лабораторией Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва

E-mail: nikiforov@ocean

Козлов Николай Евгеньевич — доктор геолого-минералогических наук, профессор, директор Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: kozlov@geoksc.apatity.ru

Author Affiliation

Nikolay O. Sorokhtin — Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Chief Researcher of P. P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow

E-mail: nsorokhtin@ocean.ru

Sergei L. Nikiforov — Doctor of Sciences (Geography), Head of Laboratory of the P. P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow

E-mail: nikiforov@ocean.

Nikolay E. Kozlov — Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Professor, Director of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: kozlov@geoksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Сорохтин, Н. О. Генезис глубинных углеводородов (коромантанская ветвь глобального цикла углерода) / Н. О. Сорохтин, С. Л. Никифоров, Н. Е. Козлов // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 81–95.

Reference

Sorokhtin Nikolay O., Nikiforov Sergei L., Kozlov Nikolay E. Genesis of Deep Hydrocarbons (the Crust-Mantle Branch of the Global Carbon Cycle). Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 81–95 (In Russ.).

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГЛУБИННОМ ПЛАТИНОНОСНОМ КСЕНОЛИТЕ ИЗ ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

В. В. Чащин, Е. Э. Савченко

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

Аннотация

Представлены новые данные по минеральному составу редких минералов благородных металлов, обнаруженных в платиноносном глубинном ксенолите вебстерита-плагиовебстеритового состава из Волчьеутундровского габбро-анортозитового массива на Кольском п-ове. В результате проведенного исследования в вебстерите центральной зоны ксенолита в ассоциации, главным образом с халькопиритом, были обнаружены луккулайсаараит ($Pd_{14}Ag_2Te_9$), тетрааурикуприд ($CuAu$) и неназванная фаза Ag_2AuTe_2 . В плагиовебстерите краевой зоны ксенолита определены хрисстанлеййт ($Ag_2Pd_3Se_4$), звягинцевит (Pd_3Pb), торнроозит ($Pd_{11}As_2Te_2$) и неназванная фаза $(Pd,Pt)_6(Cu,Fe)_3Te(I,Cl)$. Полученные данные существенно дополняют информацию о составе благороднометалльной минерализации глубинного ксенолита и отражают специфику ее формирования. Согласно имеющимся минеральным ассоциациям и фазовым соотношениям, большинство из этих редких минералов образовалось при температуре 450–350 °C и ниже.

Ключевые слова:

Волчьеутундровский габбро-анортозитовый массив, минералы благородных металлов, луккулайсаараит, тетрааурикуприд, хрисстанлеййт, звягинцевит, торнроозит, платиноносный глубинный ксенолит, вебстерит.

RARE TRACE MINERALS OF PRECIOUS METALS IN DEEP PLATINUM-BEARING XENOLITH FROM VOLCHETUNDRA GABBRO-ANORTHOSITE MASSIF OF THE KOLA REGION

Victor V. Chashchin, Eugene E. Savchenko

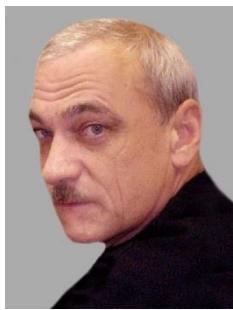
Geological Institute of the KSC of the RAS

Abstract

The article provided the new data on mineral composition of rare trace minerals of precious metals detected in a PGE-bearing deep xenolith containing websterite and plagiowebsterite from the Volchetedundra gabbro-anorthosite massif on the Kola Peninsula. Lukkulaisvaaraite ($Pd_{14}Ag_2Te_9$), tetraauricupride ($CuAu$) and an unnamed phase Ag_2AuTe_2 have been discovered in websterite from the central part of the xenolith in association with chalcopyrite mainly. Chrisstanleyite ($Ag_2Pd_3Se_4$), zvyagintsevite (Pd_3Pb), tornroosite ($Pd_{11}As_2Te_2$) and an unnamed phase $(Pd,Pt)_6(Cu,Fe)_3Te(I,Cl)$ have been defined in plagiowebsterite from the marginal zone of xenolith. The obtained data significantly amplify information on the composition of the precious metal mineralization of the deep xenolith and reflect its specific evolution. According to existing mineral assemblages and phase relations, most of these rare trace minerals formed at a temperature of 450–350° C and below.

Keywords:

Volchetedundra gabbro-anorthosite massif, minerals of noble metals, lukkulaisvaaraite, tetraauricupride, chrisstanleyite, zvyagintsevite, tornroosite, platinum-bearing deep xenolith, websterite.



Введение

В центральной части Кольского п-ова, в пределах Мончегорского рудного района, в Волчьеундровском габбро-анортозитовом массиве встречен глубинный ксенолит вебстерит-плагиовебстеритового состава с сульфидной вкрапленностью и высокими содержаниями элементов платиновой группы (ЭПГ). Он был обнаружен в 2003 г. в ходе проведения в пределах массива поисковых работ

на платиноиды. Ксенолит расположен в северной части Волчьеундровского массива габбро-анортозитов, в водораздельной части хребта Волчих тундр, в 1,3 км к северу от наиболее высокой возвышенности хребта — г. Юксфор с отметкой 976,7 м ($68^{\circ}11'11''$ с. ш., $32^{\circ}23'14''$ в. д.). Волчьеундровский массив слагает среднюю часть комплекса автономных анортозитов Главного хребта, маркирующего тектонический шов между двумя главными геологическими структурами региона — Кольским блоком и Беломорским подвижным поясом (рис. 1). Он имеет протяженность 24 км при ширине от 500 м до 4 км (рис. 1, а). В его строении выделяются две зоны: краевая, сложенная мелко-среднезернистыми норитами, габбро-норитами и плагиоортопироксенитами и главная, представленная средне-крупнозернистыми лейкогаббро, лейкогаброноритами и анортозитами. Возраст пород массива определен U-Pb-методом по циркону и составляет около 2470 млн лет [1]. К норитам и плагиоортопироксенитам восточной краевой зоны Волчьеундровского массива приурочено малосульфидное Pt-Pd-оруденение [2].

Геологическое строение глубинного ксенолита

В плане ксенолит имеет овальную форму размером $8,5 \times 4$ м, вытянутую по длинной оси в субширотном направлении (рис. 1, б), дискордантно относительно меридиональной ориентировки Волчьеундровского массива, и залегает среди средне-крупнозернистых мезолейкократовых габбро-норитов его главной зоны. Контакты ксенолита с вмещающими породами крутопадающие, четкие и довольно резкие. Макроскопически ксенолит представлен довольно однородными, плотными, массивными мелко-среднезернистыми породами темно-серого цвета. В результате микроскопического изучения пород ксенолита в его строении выделены две зоны — центральная и краевая.

Центральная зона размером 4×3 м (рис. 1, б) сложена мелко-среднезернистыми плагиоклаз-содержащими амфиболизированными вебстеритами, состоящими из ортопироксена (20–30 об. %) — бронзита Fs_{21-27} , клинопироксена (20 об. %) — низкотитанистого диопсида $En_{43-46}Fs_8Wo_{46-49}$, реликтов плагиоклаза (до 5 об. %) — анортита $An_{97}Ab_3$ и бледно-зеленого амфиболя (40–45 об. %), развивающегося по пироксенам. В виде редких зерен в породе присутствует оливин (хризолит Fa_{22}), а также мелкая вкрапленность сульфидов пентландит-пирротин-халькопиритового состава (от 1–2 до 5 об. %). Структура вебстеритов панидиоморфнозернистая с фрагментами псевдоморфной и участками келифитовой.

Краевая зона мощностью 1–1,5 м (рис. 1, б) образована слабоамфиболизированными плагиовебстеритами с редкими зернами оливина. От вебстеритов центральной зоны они отличаются повышенным (до 10–15 об. %) содержанием более кислого плагиоклаза (битовнит $An_{71-74}Ab_{26-29}$), более железистыми пироксенами — авгитом ($En_{41-43}Fs_{13-16}Wo_{43-44}$) и гиперстеном (Fs_{30-34}), а также оливином (Fa_{25}) и слабой степенью амфиболизации. Плагиовебстериты также содержат мелкую вкрапленность сульфидов, но в меньшем количестве (не более 1–2 об. %), чем в вебстеритах центральной зоны.

В породах ксенолита выявлены высокие содержания ЭПГ, составляющие около 10 г/т в вебстерите центральной зоны и 3 г/т в плагиовебстерите краевой зоны, при величинах Pd/Pt , равных 0,83 и 1,38 соответственно.

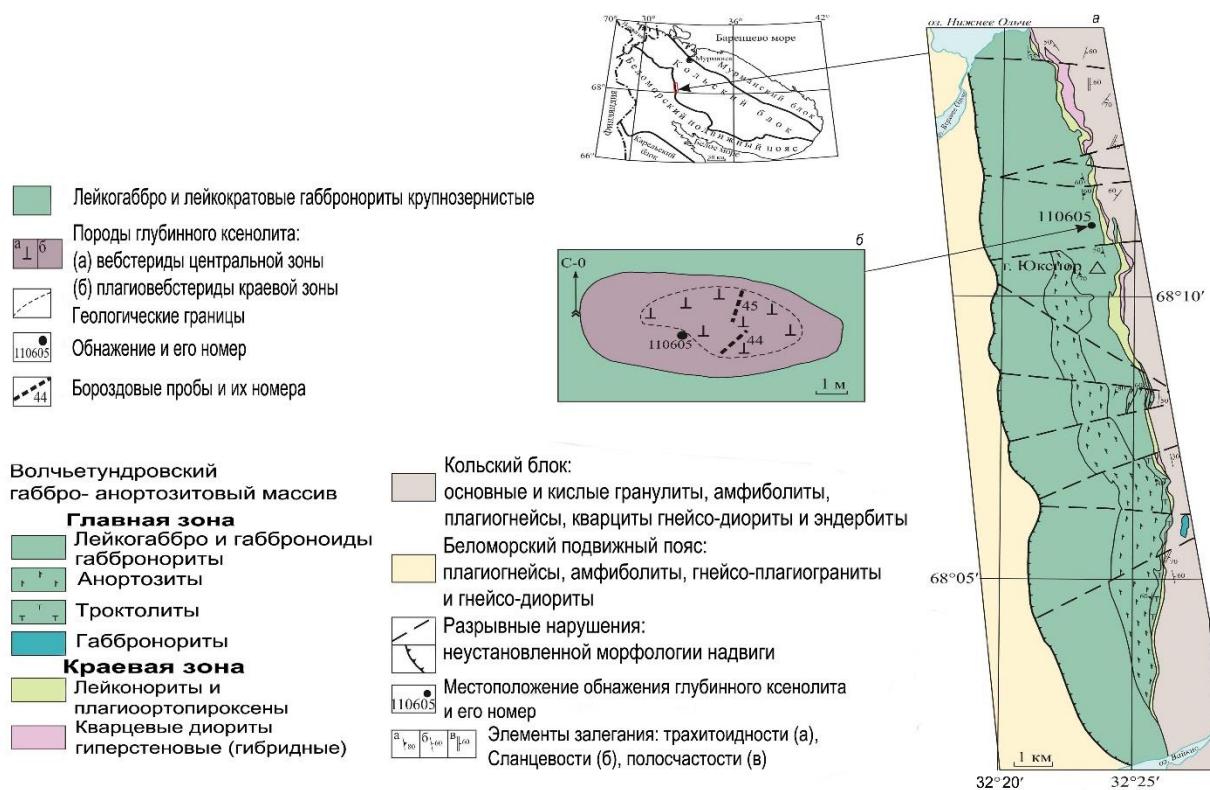


Рис. 1. Схема геологического строения Волч'етундровского габбро-анортозитового массива, по [1] с изменениями (а) и план обнажения глубинного ксенолита (б)

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Volch'yetundrovsky gabbro-anorthosit massif, after [1] with changes (a) and a plan of a deep-seated xenolith exposure (b)

Минеральный состав благородных металлов в породах ксенолита характеризуется большим разнообразием фаз (около 40), среди которых преобладают теллуриды и висмутотеллуриды (мончеит, котульскит, сопчеит, кейтконит и теллуропалладинит), самородные элементы и сплавы (Fe-Pt, электрум, самородное золото, Cu-Pt-Pd), реже сульфиды Pt и Pd (куперит, брэггит и высоцкит). В единичных случаях встречены редкие минералы Pd, Au и Ag, изучение состава которых является целью данного исследования.

Методика исследований

В качестве исходного материала исследования были использованы образцы, отобранные из бородовой пробы 45 вебстерита центральной зоны ксенолита и обнажения 110605 плагиовебстерита краевой зоны. Исследуемые минеральные фазы имеют крайне малые размеры ($\leq 1-3$ мкм), поэтому они охарактеризованы лишь приблизительно (полуколичественно), на основе оценок составов, приведенных к 100 мас. %. Эти результаты получены при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 (СЭМ), снабженного энергодисперсионным спектрометром Bruker X Flash-5010 и программным обеспечением QUANTAX-200. Вследствие незначительных размеров исследуемых фаз неизбежно попадание в спектр элементов вмещающего их минерала. В случае наличия одного и того же элемента в обеих фазах вначале проводился расчет состава по результирующему спектру, затем из результата вычитался вклад

элементов материнской фазы в соответствии с ее химическим составом и производился перерасчет, результат которого и принимался за химический состав исследуемой микрофазы. Снимки изученных минералов были выполнены с помощью СЭМ в режиме обратно-рассеянных электронов.

Результаты исследований

Среди минералов благородных металлов вебстерита центральной зоны ксенолита были обнаружены такие редкие минералы, как луккулайсваарант и тетрааурикуприд, а также неназванный сплав состава Ag_2AuTe_2 .

Луккулайсваарант ($\text{Pd}_{14}\text{Ag}_2\text{Te}_9$) — весьма редкий минерал, который впервые был обнаружен в расслоенном массиве Луккулайсваара в Северной Карелии [3], а впоследствии в Федорово-Панском расслоенном комплексе [4]. Данная находка луккулайсвааранта является третьей в России. В вебстерите глубинного ксенолита обнаружено три зерна луккулайсвааранта размером 4×1 , 3×1 и 8×3 мкм неправильной вытянутой формы среди халькопирита в срастании с котульскитом (рис. 2, *a*) и электрутом (рис. 2, *b*). Кроме того, он входит в состав сложного сростка размером 10×9 мкм, включающего также котульскит, мончеит и электрутум (рис. 2, *c*).

Химический состав всех трех зерен луккулайсвааранта не содержит примесей, описывается кристаллохимической формулой в пересчете на сумму 25 атомов в формуле минерала $\text{Pd}_{13,1-13,7}\text{Ag}_{2,0-2,1}\text{Te}_{9,0}$ (табл. 1), согласно которой он незначительно отклоняется от стехиометрии луккулайсвааранта, ранее описанного А. Вымазаловой с соавторами [3], за счет незначительного дефицита Pd.

Тетрааурикурид (CuAu) для платинометалльных месторождений не характерен, хотя и был впервые обнаружен К. Ченом с соавторами [5] в платиноносных основных-ультраосновных породах массива Сардал в Китае. Обычно он встречается в гидротермальных месторождениях золота [6], хотя известен и в рудах Норильска [7, 8]. В вебстерите глубинного ксенолита было обнаружено три зерна тетрааурикурида: на краю зерна халькопирита (рис. 2, *c*), в срастании с халькопиритом и неназванной фазой $\text{Cu}_5\text{Fe}_3\text{S}_6$ — располагался на краю минералов-хозяев (рис. 2, *d*), а также среди силикатов вблизи с мелким зерном халькопирита (рис. 2, *e*). В первом случае тетрааурикурид имеет полигональную форму с частично хорошо оформленными гранями размером $1,6 \times 1,4$ мкм (рис. 2, *c*), во втором — неправильную, близкую к каплевидной, размером 3×2 мкм (рис. 2, *d*), а в третьем — пластинчатую размером 3×1 мкм (рис. 2, *e*). Химический состав этих зерен близок ранее описанному тетрааурикуриду [5], отличается от него переменным содержанием Cu и Au, а также присутствием примесей Pd, Ag и Fe, реже Ni (табл. 1). Их кристаллохимическая формула в пересчете на два атома формулы минерала соответственно равна (табл. 1): $(\text{Cu}_{0,86}\text{Pd}_{0,09})_{0,95}(\text{Au}_{1,04}\text{Ag}_{0,01})_{1,05}$, $(\text{Cu}_{0,95}\text{Pd}_{0,06}\text{Fe}_{0,06})_{1,07}(\text{Au}_{0,89}\text{Ag}_{0,04})_{0,93}$ и $(\text{Cu}_{1,0}\text{Fe}_{0,06}\text{Pd}_{0,05}\text{Ni}_{0,01})_{1,12}\text{Au}_{0,88}$.

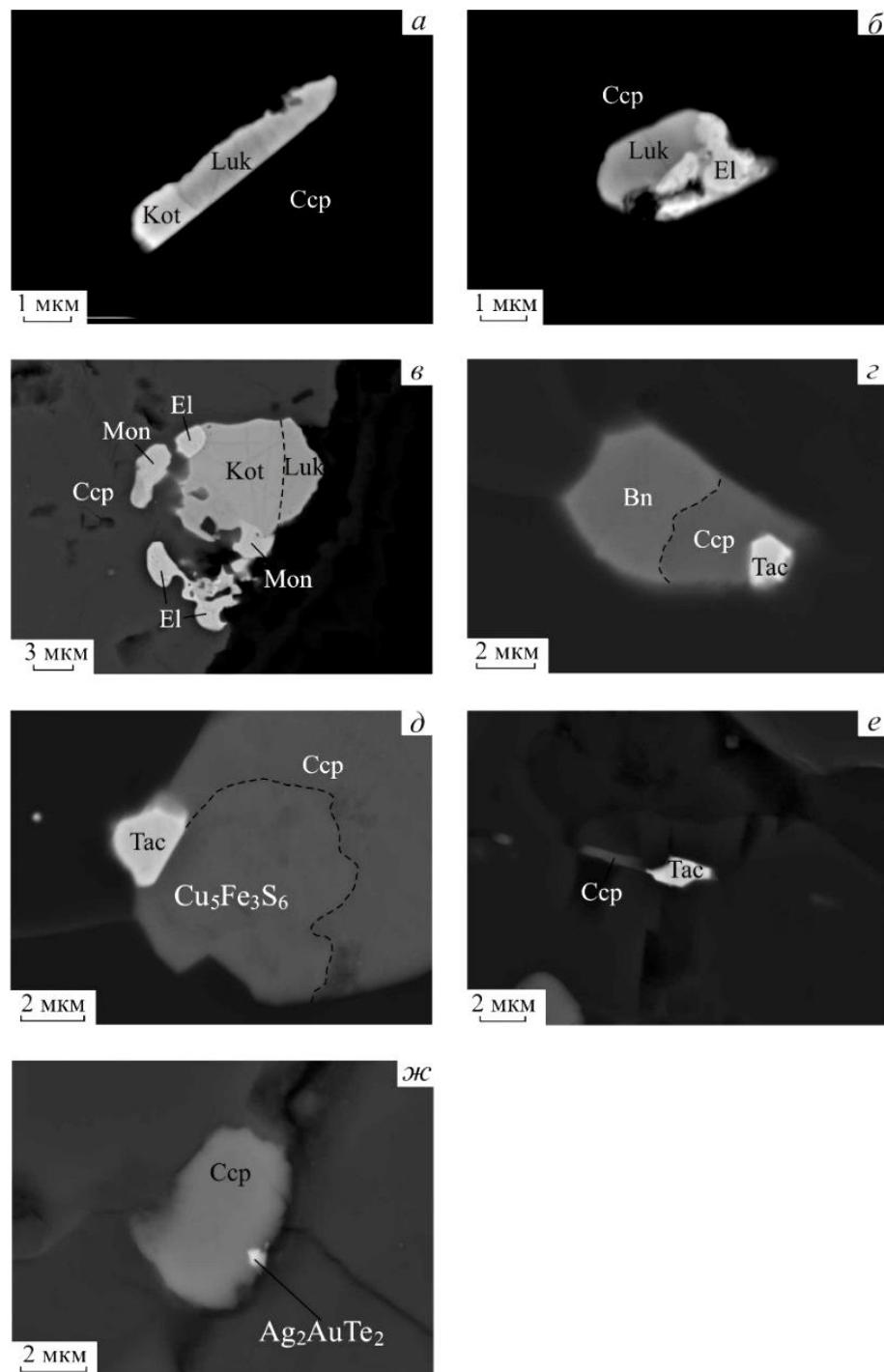


Рис. 2. Изображение в обратно-рассеянных электронах редких минералов благородных металлов из вебстерита центральной зоны глубинного ксенолита в Волчyetундровском габбро-анортозитовом массиве:
 а–в — луккулайсаарант (Luk) в срастании с котульским (Kot) и электрутом (El) среди халькопирита (Ccp);
 г–е — тетрааурикуприд (Tac) на границе халькопирита (Ccp) и неназванного минерала состава $\text{Cu}_5\text{Fe}_3\text{S}_6$;
 ж — сплав состава Ag_2AuTe_2 в халькопирите (Ccp)

Fig. 2. BSE-image of rare minerals of precious metals from websterite in the central zone of deep-seated xenolith in the Volchyetundrovsky gabbro-anorthosite massif:

а–в — луккулайсаараат (Luk) в срастании с котульским (Kot) и электрутом (El) среди халькопирита (Ccp);
 г–е — тетрааурикуприд (Tac) на границе халькопирита (Ccp) и неназванного минерала состава $\text{Cu}_5\text{Fe}_3\text{S}_6$;
 ж — сплав состава Ag_2AuTe_2 в халькопирите (Ccp)

Таблица 1
Table 1

Химический состав редких минералов благородных металлов из вебстерита центральной зоны глубинного ксенолита в Волчьютундровском габбро-анортозитовом массиве, мас. %

Chemical composition of rare minerals of precious metals from websterite in the central zone of deep-seated xenolith in the Volchyetundrovsky gabbro-anorthosite massif, wt. %

Элементы Elements	Луккулайсваарait Pd ₁₄ Ag ₂ Te ₉ Lukkulaisvaaraite Pd ₁₄ Ag ₂ Te ₉			Тетрааурикуприд CuAu Tetra-aucupride CuAu			Фаза Ag ₂ AuTe ₂ Phase Ag ₂ AuTe ₂
	45–4	45–5	45–6	45–3	45–4	45–9	
Pd	50,5	51,4	51,2	3,7	2,5	2,2	—
Au	—	—	—	75,6	70,1	70,1	28,1
Ag	7,9	8,0	7,9	0,50	1,8	—	32,0
Cu	—	—	—	20,2	24,1	26,0	—
Ni	—	—	—	—	—	0,20	—
Te	41,6	40,6	40,9	—	—	—	37,7
Fe	—	—	—	—	1,5	1,5	—
Se	—	—	—	—	—	—	2,2
Сумма Sum	100,0	100,0	100,0	100,00	100,0	100,00	100,0

Коэффициенты в формулах минералов, к. ф.

Coefficients in mineral formulas, c. f.

Pd	13,1	13,7	13,5	0,09	0,06	0,05	—
Au	—	—	—	1,04	0,89	0,88	0,94
Ag	2,0	2,1	2,1	0,01	0,04		1,94
Cu	—	—	—	0,86	0,95	1,0	—
Ni	—	—	—	—	—	0,01	—
Te	9,0	9,0	9,0	—	—	—	1,94
Fe	—	—	—	—	0,06	0,06	—
Se	—	—	—	—	—	—	0,18
Сумма Sum							
катионов cations	15,1	15,8	15,6	0,95	1,07	1,12	2,88
анионов anions	9,0	9,0	9,0	1,05	0,93	0,88	2,12

Фаза Ag₂AuTe₂ представляет собой наименьший по размеру минерал среди описанных выше. Он расположен на краю зерна халькопирита и имеет близкую к изометричной форме диаметром 0,6 мкм (рис. 2, жс). Относится к теллуридам золота и серебра и по химическому составу (табл. 1) наиболее близок петциту (Ag₃AuTe₂) — минералу гидротермального происхождения, который обычно развит в кварцево-сульфидных жилах, связанных с месторождениями золота, отличаясь от него меньшим содержанием Ag и большим — Te, а также примесью Se. Кристаллохимическая формула этого минерала (в пересчете на пять атомов) имеет вид: Ag_{1,94}Au_{0,94}(Te_{1,94}Se_{0,18})_{2,12} (табл. 1).

В составе минералов благородных металлов, присутствующих в плагиовебстерите краевой зоны глубинного ксенолита, были выявлены такие редкие минералы, как хрисстанлейит, звязгинцевит, торнроозит и необычная минеральная фаза состава (Pd,Pt)₆(Cu,Fe,Ni)₂Te(I,Cl).

Хрисстанлеййт ($\text{Ag}_2\text{Pd}_3\text{Se}_4$) впервые был обнаружен в золотосодержащих карбонатных жилах в среднедевонских известняках Англии [9] и позднее среди малахит-кварцевой породы небольшого полиметаллического месторождения жильного типа Куппер Хилл региона Восточная Пилbara, Западная Австралия [10]. Встреченный нами хрисстанлеййт в плагиовебстерите глубинного ксенолита является первой находкой в России. Было обнаружено два зерна хрисстанлейита внутри халькопирита. Первое зерно размером 2×1 мкм неправильной, полигональной формы, близкой к пластинчатой (рис. 3, *a*), и второе размером 1×0.7 мкм вытянутого каплевидного очертания (рис. 3, *b*).

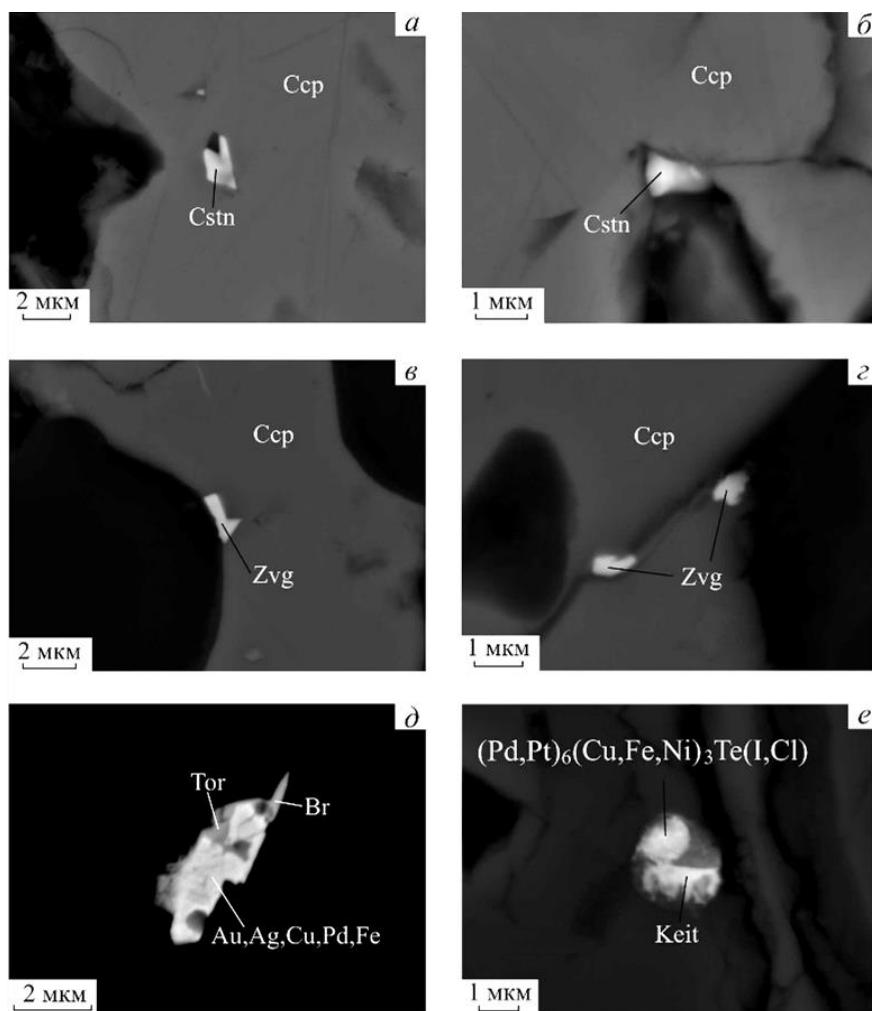


Рис. 3. Изображение в обратно-рассеянных электронах редких минералов благородных металлов из плагиовебстерита краевой зоны глубинного ксенолита в Волчьютундрровском габбро-анортозитовом массиве:
а–б — зерна хрисстанлейита (Cstn) в халькопирите (Ccp); *в–г* — зерна звязгинцевита (Zvg) в халькопирите (Ccp);
д — торнроозит (Tor) в сравнении с брэггитом (Br) и сплавом состава Au, Ag, Cu, Pd, Fe на краю зерна гидроокисла железа; *е* — минеральная фаза $(\text{Pd}, \text{Pt})_6(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Ni})_3\text{Te}(\text{I}, \text{Cl})$ в срастании с кейтконнитом (Keit)

Fig. 3. BSE-image of rare minerals of precious metals from plagiowebsterite at the edge deep-seated xenoliths in the Volchyetundrovsky gabbro-anorthosite massif:

а–б — grains of chrysstanleyite (Cstn) in chalcopyrite (Ccp); *в–г* — grains of zvyagintsevite (Zvg) in chalcopyrite (Ccp);
д — tornroosite (Tor) intergrown with braggite (Br) and an alloy composed of Au, Ag, Cu, Pd, Fe at the edge of Fe hydroxide grain; *е* — mineral phase $(\text{Pd}, \text{Pt})_6(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Ni})_3\text{Te}(\text{I}, \text{Cl})$ intergrown with keithconnite (Keit)

Химический состав хрисстанлейита определен только в одном, сравнительно более крупном зерне. Согласно полученным данным, он близок составам известных хрисстанлейитов, отличаясь от них

повышенными содержаниями Pd и Ag и незначительной примесью Pt (табл. 2). Кристаллохимическая формула минерала в пересчете на девять атомов имеет вид (табл. 2): $\text{Ag}_{2,2}(\text{Pd}_{3,3}\text{Pt}_{0,03})_{3,33}\text{Se}_{4,0}$.

Звягинцевит (Pd_3Pb) впервые был обнаружен А. Д. Генкиным с соавторами в руде Норильского медно-никелевого месторождения [11], хотя он встречается довольно часто, особенно в платинопалладиевой руде расслоенных интрузий, тем не менее, относится к числу редких палладиевых минералов. Так, в Карело-Кольском регионе звягинцевит в виде единичных зерен выявлен в малосульфидных платинометалльных рудах некоторых расслоенных интрузий: Луккулайсваара [12], Панской тундры [13–15] и Федоровой тундры Федорово-Панского комплекса [16], а также Южной Сопчи Мончегорского комплекса [17]. Кроме того, он был обнаружен в платинопалладиевом рифе J-M комплекса Стиллуотер [18], Платрифе комплекса Бушвельд [19], а также малосульфидном горизонте Рифа 1 Йоко-Довыренской расслоенной интрузии юга Сибирской платформы [20]. В плагиовебстерите глубинного ксенолита это интерметаллидное соединение Pd и Pb было обнаружено на краю зерен халькопирита в виде кристалла полигональной формы размером 2×1 мкм (рис. 3, в), а также зерен линзовидной формы размером $1 \times 0,5$ мкм и окружной размером 0,5 мкм в диаметре (рис. 3, г). Его химический состав определен только для более крупного зерна, приведен в табл. 2 и характеризуется наличием примеси Au. Кристаллохимическая формула звягинцевита, рассчитанная на четыре атома в формуле минерала, имеет вид $(\text{Pd}_{2,93}\text{Au}_{0,06})_{2,99}\text{Pb}_{1,01}$ (табл. 2) и близка к идеальной стехиометрии.

Таблица 2
Table 2

Химический состав редких минералов благородных металлов из плагиовебстерита краевой зоны глубинного ксенолита в Волчьеутндрровском габбро-анортозитовом массиве, мас. %

Chemical composition of rare minerals of precious metals from plagiowebsterite at the edge of deep-seated xenolith in the Volchyetundrovsky gabbro-anorthosite massif, wt. %

Элементы Elements	Хрисстанлеййт Chrisstanleyite $\text{Ag}_2\text{Pd}_3\text{Se}_4$	Звягинцевит Zvyagintsevite Pd_3Pb	Торнроозит Tornroosite $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$	Фаза Phase $(\text{Pd},\text{Pt})_6(\text{Cu},\text{Fe})_3\text{Te}(\text{I},\text{Cl})$
	110605-8	110605-9	110605-12	110605-7
Pt	0,62	–	–	21,8
Pd	38,6	58,4	73,9	45,6
Au	–	2,2	–	–
Ag	25,7	–	–	–
Cu	–	–	–	13,3
Ni	–	–	–	0,43
Fe	–	–	–	4,5
As	–	–	7,2	–
Sn	–	–	4,6	–
Pb	–	39,4	–	–
Te	–	–	14,3	11,9
Se	35,1	–	–	–
I	–	–	–	2,1
Cl	–	–	–	0,36
Сумма	100,02	100,0	100,0	99,99

Коэффициенты в формулах минералов, к. ф. Coefficients in mineral formulas, c. f.				
Pt	0,03	—	—	1,15
Pd	3,3	2,93	11,07	4,42
Au	—	0,06	—	—
Ag	2,2	—	—	—
Cu	—	—	—	2,16
Ni	—	—	—	0,08
Fe	—	—	—	0,84
As	—	—	1,53	—
Sn	—	—	0,61	—
Pb	—	1,01	—	—
Te	—	—	1,79	0,97
Se	4,0	—	—	—
I	—	—	—	0,28
Cl	—	—	—	0,10
Сумма Sum	—	—	—	—
катионов cations	5,53	2,99	11,07	8,65
анионов anions	4,0	1,01	3,93	1,35

Торнроозит ($\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$) впервые был обнаружен среди минералов тяжелой фракции речных отложений в Северной Лапландии, Финляндия [21] и впоследствии был описан в составе платинометального оруденения массива Южная Сопча Мончегорского комплекса [17] и Западно-Панской интрузии Федорово-Панского комплекса [15, 22]. В плагиовебстерите глубинного ксенолита торнроозит был обнаружен в единственном зерне на краю кристалла гидроокисла железа в виде обособления неправильной формы размером $1 \times 0,6$ мкм в срастании со сплавом состава Au, Ag, Cu, Pd, Fe (рис. 3, *d*). В химическом составе торнроозита присутствует примесь Sn (табл. 2) и его кристаллохимическая формула, рассчитанная на 15 атомов в формуле минерала, равна $\text{Pd}_{11,07}(\text{As}_{1,53}\text{Sn}_{0,61})_{2,14}\text{Te}_{1,79}$ (табл. 2), отличаясь от идеальной стехиометрии дефицитом Te и As.

Фаза ($\text{Pd},\text{Pt})_6(\text{Cu},\text{Fe})_3\text{Te(I,Cl)}$ была обнаружена в плагиовебстерите среди силикатов совместно с кейтконнитом в виде зерна округлой каплевидной формы размером около 1 мкм в диаметре (рис. 3, *e*). Это минерал сложного состава, соединение Pd, Pt, Cu, Fe и Te с примесью Ni, специфической особенностью которого является присутствие таких летучих компонентов, как I и Cl (табл. 2). Это новый и весьма необычный факт в минералогии ЭПГ, поскольку до сих пор среди их минеральных фаз не были известны содержащие летучие компоненты. Химический состав минерала приведен в табл. 2, а его кристаллохимическая формула, рассчитанная на 10 атомов в формуле минерала, имеет вид $(\text{Pd}_{4,42}\text{Pt}_{1,15})_{5,57}(\text{Cu}_{2,16}\text{Fe}_{0,84}\text{Ni}_{0,08})_{3,08}\text{Te}_{0,97}(\text{I}_{0,28}\text{Cl}_{0,10})_{0,38}$.

Заключение

Обнаруженные в глубинном ксенолите редкие минералы благородных металлов и неназванные минеральные фазы, несмотря на то, что они обладают очень мелкими размерами и встречаются в незначительных количествах, чаще всего в единичных зернах, существенно дополняют информацию о составе благороднометалльной минерализации глубинного ксенолита,

а также о минералогии ЭПГ в широком плане и отражают специфику формирования минерализации благородных металлов на фоне главных минералов платиновой группы (МПГ). В частности, наличие йода и хлора в составе минеральной фазы $(\text{Pd},\text{Pt})_6(\text{Cu},\text{Fe})_3\text{Te}(\text{I},\text{Cl})$ служит прямым свидетельством участия этих летучих компонентов в процессе платинометаллического минералообразования.

Преимущественная ассоциация благороднометалльных минералов с халькопиритом свидетельствует об их формировании в тесной связи с кристаллизацией насыщенной медью сульфидной жидкости, содержащей примеси микрокомпонентов Pd, Au, Ag, Te, Se, Pb и As. Поскольку Pd характеризуется низкой растворимостью в основных медных фазах — халькопирите и борните [23], то при их кристаллизации он выделяется в виде собственных соединений с халькофильными элементами, которые локализуются обычно на границе халькопирит-силикат, в условиях температурного градиента кристаллизации халькопирита.

Для некоторых охарактеризованных минералов предпринята попытка оценить условия образования на основании имеющихся минеральных ассоциаций и фазовых соотношений. Так, луккулайсваарит в ассоциации с котульским стабилен в диапазоне температур 450–383 °C [24], а верхний предел устойчивости тетрааурикуприда составляет 390–385 °C [25]. Судя по ассоциации неназванной фазы $(\text{Pd},\text{Pt})_6(\text{Cu},\text{Fe})_3\text{Te}(\text{I},\text{Cl})$ с кейтконнитом, который стабилен при 350 °C [24], температура их образования не превышает этой величины. Более неопределенными являются параметры образования звягинцевита, который может кристаллизоваться в широком диапазоне температур: от 900 до 320 °C [26, 27]. В то же время в медно-никелевых рудах Норильского рудного поля звягинцевит встречается в ассоциации с рустенбургитом и атокитом среди МПГ средней стадии пневматолитового минералообразования, температура формирования которой оценивается в 450–350 °C [8]. Поэтому не исключено, что описанный нами звягинцевит также образовался в подобных условиях. Таким образом, большинство из охарактеризованных выше редких минералов образовалось при температуре 450–350 °C и ниже, при низкотемпературных условиях процесса благороднометалльного минералообразования, сопряженного, скорее всего, с завершающей стадией транспортировки пород глубинного ксенолита к поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волчегундовский массив комплекса автономных анортозитов главного хребта: геологическое строение, петрографические особенности и изотопно-геохронологические исследования (Кольский полуостров, Россия) / В. В. Чащин [и др.] // Петрология. 2012. Т. 20, № 5. С. 514–540.
2. Чащин В. В., Петров С. В. Малосульфидные платиновые руды Волчегундовского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 5. С. 415–442.
3. Lukkulaisvaaraite, $\text{Pd}_{14}\text{Ag}_2\text{Te}_9$, a new mineral from Lukkulaisvaara intrusion, northern Russian Karelia, Russia / A. Vymazalova [et al.] // Miner. Mag. 2014. Vol. 78, No. 7. P. 1743–1754.
4. Золото и серебро в составе платинометалльных руд Федорово-Панского интрузивного расслоенного комплекса / В. В. Субботин [и др.] // Вестник Кольского научного центра РАН. 2017. № 1(9). С. 53–65.
5. Tetraauricupride, CuAu , discovered in China / K. Chen [et al.] // Sci. Geol. Sinica. 1982. Vol. 11, No. 1. P. 111–116.
6. Спиридонов Э. М., Ряховская С. К., Плетнёв П. А. Гидротермальные минералы Au-Cu: парагенезисы, условия образования, синтез, твердофазные превращения // Материалы XV Рос. совещ. по экспериментальной минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 314–316.
7. Спиридонов Э. М., Кулагов Э. А., Куликова И. М. Ассоциации минералов палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 2. С. 175–192.
8. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1356–1378.
9. A new mineral, chrisstanleyite, $\text{Ag}_2\text{Pd}_3\text{Se}_4$, from Hope's Nose, Tarquay, Devon, England / W. H. Paar [et al.] // Miner. Mag. 1998. Vol. 62. P. 257–264.
10. Nickel E. H. An unusual occurrence of Pd, Pt, Au, Ag and Hg minerals in the Pilbara region of Western Australia // Canad. Miner. 2002. Vol. 40. P. 419–433.
11. Генкин А. Д., Муравьева И. В., Тронева Н. В. Звягинцевит — новое интерметаллическое соединение палладия, платины, свинца и олова // Геология рудных месторождений. 1966. Т. 8. С. 94–100.
12. Первая находка звягинцевита в Карело-Кольском регионе / А. Д. Барков [и др.] // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 705–708.
13. Редкие минералы благородных металлов малосульфидных руд Федорово-Панского массива / Н. Л. Балабонин [и др.] // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3, № 2. С. 205–210.
14. Габов Д. А. Минералы ЭПГ и Au из малосульфидных руд массива Панских тундр (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2009. Ч. CXXXVIII, № 3. С. 112–118.
15. Субботин В. В., Корчагин А. У., Савченко Е. Э. Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения,

- минеральный состав, особенности генезиса // Вестник Кольского научного центра РАН. 2012. № 1. С. 55–66.
- 16.** Грошев Н. Ю., Савченко Е. Э. Риф Невидимый — новый уровень малосульфидной платинометалльной минерализации в массиве Федоровой тундры, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 15–26.
- 17.** Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия / Т. Л. Гроховская [и др.] // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 416–440.
- 18.** The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater complex, Montana: I. Stratigraphy and pettology / S. G. Todd [et al.] // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. P. 1454–1480. **19.** Holwell D. A., McDonald I., Armitage P. E. B. Platinum-group mineral assemblages in the Platreef at the Sandsloot Mine, northern Bushveld Complex, South Africa // Miner. Mag. 2006. Vol. 70 (1). P. 83–101. **20.** Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы / Н. Д. Толстых [и др.]. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с. **21.** Tornroosite, $Pd_{11}As_2Te_2$, a new mineral species related to isomertieite from Miessijoki, Finnish Lapland, Finland / K. K.Kojonen [et al.] // Canad. Miner. 2011. Vol. 49, No. 6. P. 1643–1651. **22.** Минеральный состав оруденения нового платинометалльного месторождения Сев. Каменник, Зап.-Панский массив, Кольский п-ов / В. В. Субботин [и др.] // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона // Труды XII Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф. П. Митрофанова. Апатиты: К&М, 2015. С. 176–180.
- 23.** Петрология сульфидного магматического рудообразования / В. В. Дистлер [и др.]. М.: Наука, 1988. 232 с.
- 24.** The system Ag-Pd-Te: phase relations and mineral assemblages / A. Vymazalova [и др.] // Miner. Mag. 2015. Vol. 79, No. 7. P. 1813–1832. **25.** Okamoto H., Chakrabarti D. J., Laughlin D. E. The Au-Cu (gold-copper) system // Bull. Alloy Phase Diagrams. 1987. Vol. 8. P. 453–474. **26.** Durussel Ph., Feschotte P. The binary system Pb-Pd // J. Alloys and Compounds. 1996. Vol. 236, No. 1–2. P. 195–202. **27.** Thermodynamics of the Pb-Pd system / V. Vassiliev [et al.] // J. Alloys and Compounds. 1998. Vol. 269, No. 1–2. P. 123–132.

Сведения об авторах

Чащин Виктор Васильевич — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: chashchin@geoksc.apatity.ru

Савченко Евгений Элланович — ведущий электроник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: evsav@geoksc.apatity.ru

Author Affiliation

Viktor V. Chashchin — PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: chashchin@geoksc.apatity.ru

Eugene E. Savchenko — Leading Electronic Engineer of Geological Institute of the KSC of the RAS

E-mail: evsav@geoksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Чащин, В. В. Редкие минералы благородных металлов в глубинном платиноносном ксенолите из Волчьятундровского габбро-анортозитового массива Кольского региона / В. В. Чащин, Е. Э. Савченко // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 96–106.

Reference

Chashchin Victor V., Savchenko Eugene E. Rare Trace Minerals of Precious Metals in Deep Platinum-Bearing Xenolith from Volchetundra Gabbro-Anorthosite Massif of the Kola Region. Herald of the Kola Science of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 96–106. (In Russ.)

СИНХРОННОСТЬ ФОТОСИНТЕЗА И УСТОЙЧИВОСТЬ РАСТЕНИЙ НА СЕВЕРЕ

Н. В. Калачёва, П. А. Кашулин, Э. И. Журина

Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н. А. Аврорина КНЦ РАН

Аннотация

Методами импульсной амплитудно-модулированной флуоресцентной спектроскопии хлорофилла листьев в 2014–2016 гг. исследованы особенности фотосинтетической активности двух лесообразующих видов Кольской Субарктики *Populus tremula* и *Betula pendula*. Обнаружены дистанционные взаимовлияния соседних деревьев разного вида при резких изменениях экологических условий, которые проявлялись в дистанционной синхронизации их фотосинтетических функций. Переходы в синхронный или хаотический режимы фотосинтеза кроны, вероятно, способствуют оптимальной реализации адаптивного потенциала вида.

Ключевые слова:

глобальные биосферные изменения, Субарктика, растения, устойчивость, цикличность, синхронность, фотосинтез, флуоресценция хлорофилла.

PHOTOSYNTHETIC SYNCHRONICITY AND RESISTANCE OF THE BOREAL PLANTS

Natalia V. Kalacheva, Peter A. Kashulin, Elina I. Zhurina

Polar Alpine Botanical Garden and Institute of the KSC of the RAS

Abstract

The photosynthetic capacity and seasonal dynamics patterns for arboreal trees *Populus tremula* and *Betula pendula* in Kola Subarctic were studied in 2014–2016 by means of pulse-amplitude modulated chlorophyll spectroscopy. The distant mutual influence of the foliage between the different species *Populus tremula* L. and *Betula pendula* Roth. trees were found during the sharp or extreme environmental changes. The influence appeared as transition to synchronous through whole crown foliage chlorophyll fluorescence regime of any single tree or both neighbor trees of different species. The transitions to either chaotic or synchronous photosynthesis patterns seemingly promote the optimal realization of adaptive potential of the species.

Keywords:

global biosphere changes, Subarctic, arboreal trees, photosynthesis, cyclicity, synchronicity, PAM fluorescence, chlorophyll.



Введение

Современные климатические тренды, глобальные биосферные процессы и существование лесных экосистем взаимосвязано и взаимозависимо. С одной стороны, леса играют ключевую роль в углеродном балансе атмосферы, поддерживая общую устойчивость биосферы, с другой — они сами подвержены влиянию быстро меняющихся факторов среды, вызывающих ненаблюдаемые ранее изменения динамики роста, продуктивности, устойчивости отдельных деревьев и лесных массивов.

Недавно исследователями нескольких стран была обнаружена пространственная синхронность динамики прироста и развития деревьев среди протяженных лесных массивов Евро-Азиатского континента [1]. Синхронность зарегистрирована по приростам древесных колец на уровне отдельных древостоев в разных географических регионах и экологических условиях, в boreальных и средиземноморских евро-азиатских биомах. Авторы объясняют синхронность современными трендами динамики глобальных температурных условий. Физиолого-биохимические изменения и ненаблюдаемые ранее особенности динамики популяций, пространственно-временные паттерны лесной продуктивности могут быть индикаторами изменений климата на субконтинентальных территориях и могут быть использованы как системы раннего предупреждения неблагоприятных последствий [2]. Это делает актуальным проведение регулярного мониторинга физиологического состояния и ассимиляционной активности лесообразующих видов на разных широтах и в разных экологических условиях. Отдельного внимания заслуживают феномены популяционной синхронности [3], цикличности [4–5] и другие проявления принципов самоорганизации экологических динамических систем в современных условиях. В данной работе представлены некоторые результаты многодневных измерений фотосинтетической активности некоторых лесообразующих древесных пород Кольского Севера в вегетационные сезоны 2014–2016 гг., анализ многодневной динамики некоторых фотосинтетических характеристик индикаторных деревьев березы и осины, включая синхронные и циклические проявления внутри- и межвидовой фотосинтетической активности. Для получения информации о состоянии фотосинтетического аппарата (ФСА) растений использовали неповреждающие оптические методы, основанные на измерении *in situ* импульсно-модулированной флуоресценции интактных листовых пластинок. Флуоресценция хлорофилла отражает текущее физиологическое состояние ассимиляционных органов всего растения и чувствительна к физиологическим условиям окружающей среды. Это один из немногих методов, не повреждающих живой объект и позволяющих фиксировать физиологическое состояние растения [6], слабые экологические связи между ними, взаимовлияния между отдельными структурами растительного организма или между разными организмами.

Материалы и методы

Для мониторинга использовали индикаторные листопадные аборигенные лесообразующие виды: растения осины *Populus tremula* L., березы *Betula pendula* Roth., произрастающие на расстоянии 5–10 м одно от другого в условиях лесопарковой зоны предгорной долины Хибинского горного массива. Физиологическую активность ФСА листьев определяли, измеряя их собственную или искусственно активированную светодиодами импульсно-модулированную флуоресценцию. Анализировали ее долю Y(II), контролируемую фотосистемой II (ФС II).

$$Y(II) = Fv'/Fm',$$

где $Fv' = Fm' - Fo'$ — переменная; Fo' и Fm' — минимальная и максимальная флуоресценция соответственно в условиях активирующего освещения.

Y(II) отражает долю энергии возбужденных реакционных центров, расходованную на фотохимическую конверсию, которая близка к среднему квантовому выходу фотосинтеза и зависит от световых условий. Использовали также нормированную переменную флуоресценцию Fv/Fm , когда переменную и максимальную эмиссии измеряли вечером после темновой адаптации [7].

Измерения проводили флуориметром PAM-2100, WALZ, Effetrich, ФРГ. В качестве источника активирующего света использовали светодиод, излучающий импульсы света: $\lambda = 655$ нм, интенсивность — $3000 \text{ мкЕ}/\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, длительность — 800 мс. Интенсивность измеряющего импульсного света частотой 0,6 или 20 кГц не превышала $5 \text{ мкЕ}/\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Неинвазивность метода обеспечивала получение данных о текущем состоянии ФСА одних и тех же листовых пластинок вплоть до их опадения.

Результаты и обсуждение

Периоды активной вегетации лиственных деревьев от начала формирования физиологически полноценной листвы до осеннего листопада существенно различались в годы проведенных наблюдений. Ежесуточные измерения *in situ* флуоресцентных характеристик интактных листьев листопадных деревьев позволили не только установить количественные сроки их фотосинтетической активности, описать феноменологию явления, но и выявить некоторые физиологические механизмы и популяционные взаимодействия, обеспечивающие устойчивость растений и их ФСА к природным условиям разных лет.

На рис. 1 показана сравнительная динамика переменной флуоресценции хлорофилла разных листьев кроны одного и того же дерева старовозрастной березы в 2014–2016 гг., начиная с середины августа вплоть до их опадения или полной деструкции хлорофилла.

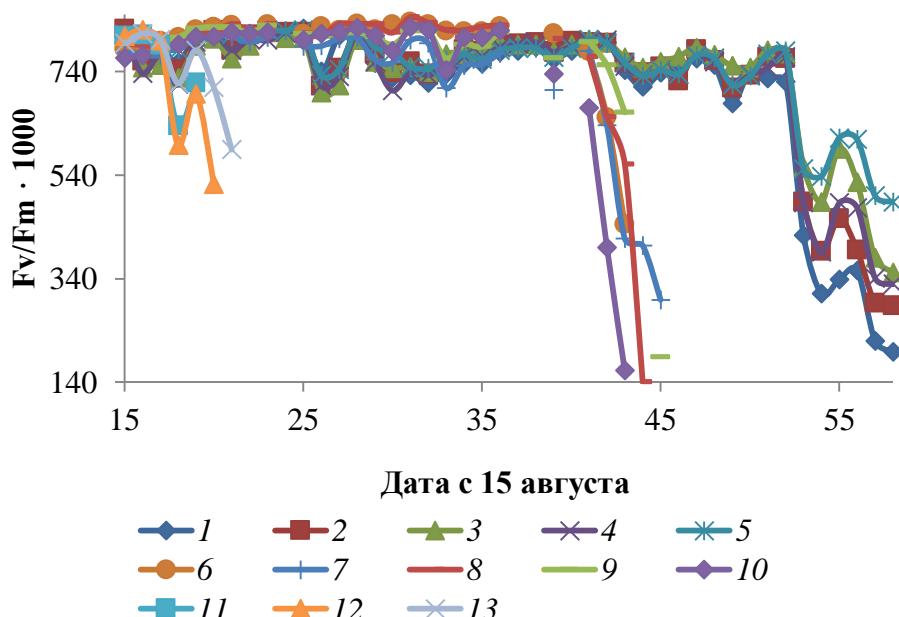


Рис. 1. Переменная флуоресценция листьев березы:
в 2014 г. — листья с номерами 1–5; в 2015 г. — 6–10 и в 2016 г. — 11–13

Fig. 1. Variable fluorescence of the birch foliage:
2014 — blades numerated as 1–5; 2015 — as 6–10 and 2016 — as 11–13, respectively

Наиболее продолжительно — до конца сентября — активно фотосинтезирующая листва сохранялась на дереве в 2014 г., в 2016 г. массовый листопад начался уже во второй декаде августа. Одной из причин преждевременного листопада берез в прошлом году были высокая влажность и обильные летние осадки после ранней и теплой весны, вызвавшие вспышку грибной фитопатогенной инфекции. У более устойчивых деревьев осины листва в этом году продержалась до начала сентября, но, как и у березы, массовый листопад наступил раньше двух предшествующих лет (рис. 2).

Помимо выраженных количественных погодовых различий в длине рядов, многодневные ряды изменений фотосинтетической активности наблюдавших деревьев разных лет отличались качественно. Для кривых записи переменной, минимальной и максимальной флуоресценции в 2014 г. характерна выраженная многодневная цикличность, а также высокая синхронность динамики между разными листьями кроны. Характерной особенностью конца вегетационного

сезона является также рост амплитуды синхронных циклических изменений флуоресцентных характеристик разных листьев кроны непосредственно перед листопадом (рис. 1, 2).

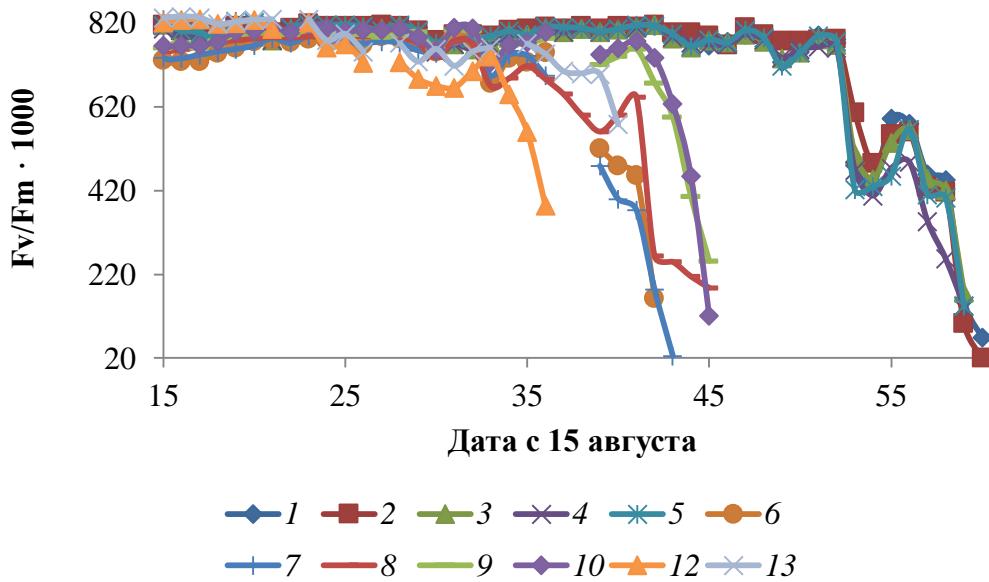


Рис. 2. Переменная флуоресценция листьев осины:
в 2014 г. — листья с номерами 1–5; в 2015 г. — 6–10 и в 2016 г. — 11–13

Fig. 2. Variable fluorescence of the aspen foliage:
2014 — blades numerated as 1–5; 2015 — as 6–10 and 2016 — as 11–13, respectively

Эффективность светособирающих комплексов и реакционных центров ФСА высших растений в качестве преобразователей энергии света высока, но ее небольшая часть высвечивается в красной области спектра в виде флуоресценции или замедленной люминесценции. Переменная составляющая флуоресценции ФСА минимальна при полностью открытых реакционных центрах и максимальна при закрытых. Ее интенсивность зависит от световых условий и других экологических факторов, а также от физиологического состояния растения. Растения имеют модульную структуру, листовые пластинки дерева можно рассматривать как относительно автономные органы, локализованные в разных частях кроны, в разных световых, температурных и физиологических условиях. Поэтому переменная флуоресценция разных листьев кроны может сильно варьировать в зависимости от их положения, характерное распределение измеряемых в июле ее значений представлено на рис. 3 для деревьев березы и осины.

На матричном рисунке представлены результаты ежедневных измерений трех случайно выбранных разных листьев осины и трех листьев березы в июле. Парная корреляция параметра между разными листьями отдельных крон низка и заметна только для пространственно более близких листьев 1–2 или 2–3, чем для более удаленных 1–3. Связь между перекрестными парами листьев осины и березы еще более слаба, так что измеренные значения представляют собой сильно разбросанные скопления точек.

В связи с интригующим обнаружением [1] пространственной синхронности продуктивности лесообразующих видов и исходя общетеоретических проблем биологической устойчивости популяций [8] нами были проведены специальные сравнительные исследования многодневной динамики фотосинтеза отдельных ассимиляционных органов одного дерева, а также групп деревьев разного вида на предмет выявления возможной синхронности. Поскольку фотоассимиляция является первоосновой продуктивности, можно предполагать и возможность групповой синхронизации фотосинтетической функции отдельных элементов биосистемы.

Теоретической предпосылкой возможной синхронизации отдельных ассимиляционных органов является обнаруженная нами ранее цикличность фотосинтетических функций [4, 5], а цикличность элементов системы, как известно, способствует их синхронизации [8]. Действительно, такая времененная согласованность физиологической активности нами была обнаружена у некоторых видов растений и перекрестных межвидовых пар, в частности у *Betula pendula* и *Ribes nigrum* [9], но ее регистрировали не всегда, а только при определенных экологических, температурных и природных условиях. В середине лета 2016 г. связь фотосинтеза разных листьев кроны какого-либо дерева отсутствовала, а разброс значений и вариабельность параметра Fv/Fm для пар листьев деревьев разных видов были еще более высоки (рис. 3). Между тем июньские измерения того же года, тех же листьев того же дерева показали высокую парную корреляцию переменной флуоресценции между разными листьями кроны растения осины и березы (рис. 4), так что коэффициент парной корреляции для измеренных пар листьев того и другого дерева был около 0,90. Сезонное изменение характера динамики и степени синхронности данных видов для всех летних месяцев нами было представлено ранее для 2014 г. [2] и 2015 г. [10] соответственно. Одной из причин утраты синхронности в июле 2016 г. и сильного разброса июльских измерений могла быть и грибная инфекция ассимиляционных органов, начавшая развиваться к концу лета из-за влажных метеоусловий лета.

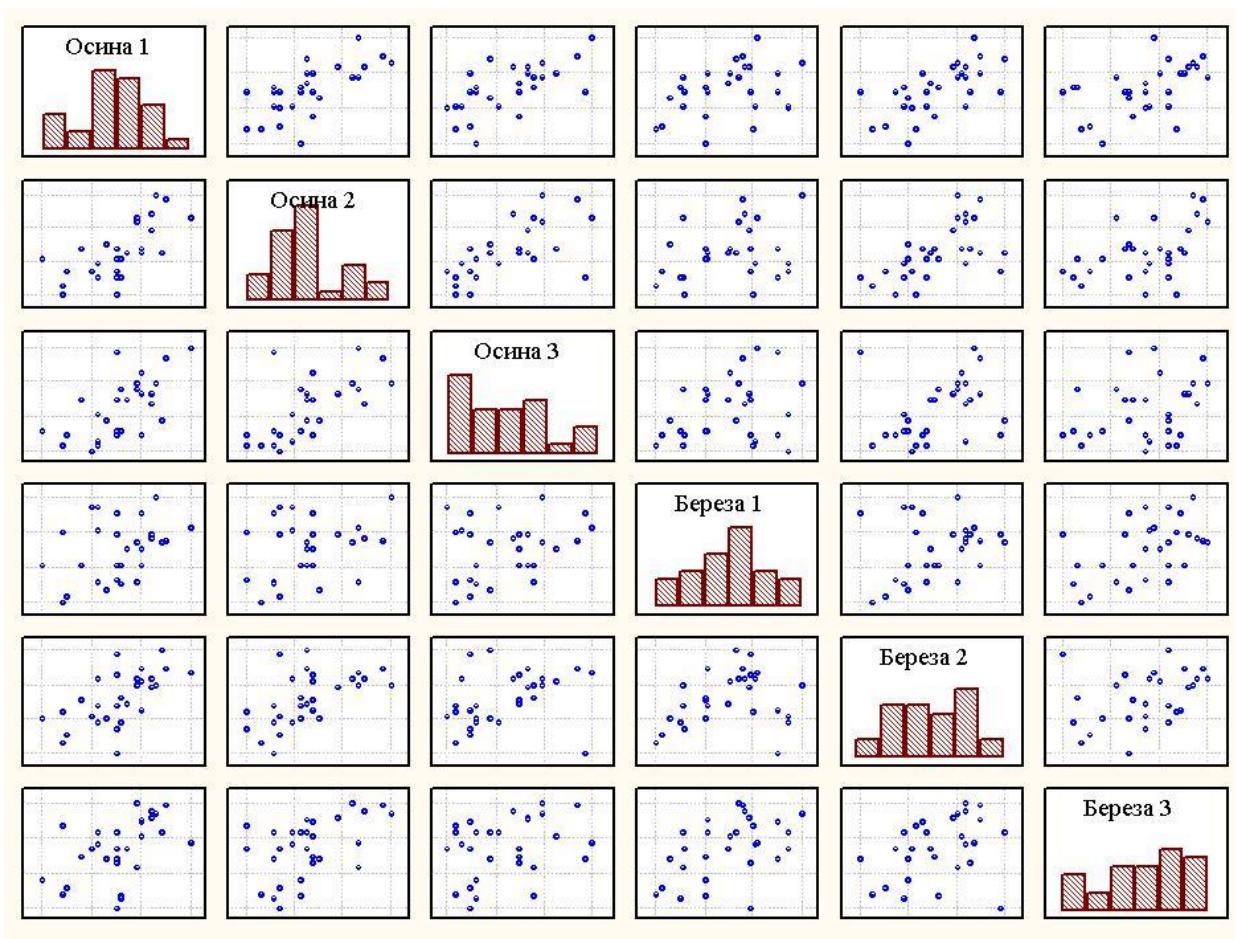


Рис. 3. Парная корреляция ежедневных значений переменной флуоресценции

для всевозможных 15 пар разных сочетаний трех листьев осины и трех листьев березы в июле 2016 г.

На вертикальные и горизонтальные оси нанесены значения Fv/Fm листьев, образующих пару, рядом с названием вида дерева указаны номера его листьев

Fig.3. Pair-wise correlation in daily values of variable fluorescence for all possible 15 pairs of three birch and three aspen blades various mates in July 2016. The vertical and horizontal axes show Fv/Fm pair blades, near tree species names the its blade numbers are shown

Статистическая связь динамики переменной флуоресценции между перекрестными парами листьев осины и березы в июне была также высока (верхний правый и нижний левый углы рис. 4). Июньские измерения 2016 г. уникальны сами по себе, поскольку необычно теплые майские температуры способствовали раннему формированию листовых пластинок. Обычно на таких широтах в условиях данной местности у изучаемых видов это происходило на несколько дней позднее. Ранее нами было показано, что параметры флуоресценции хлорофилла, отражающие физиологическую активность ФСА, подвержены циклическим изменениям двух видов. Для всех изученных нами видов северных растений характерны регулярные суточные циклы фотосинтеза [5], а также циклы с периодом в несколько дней [4].

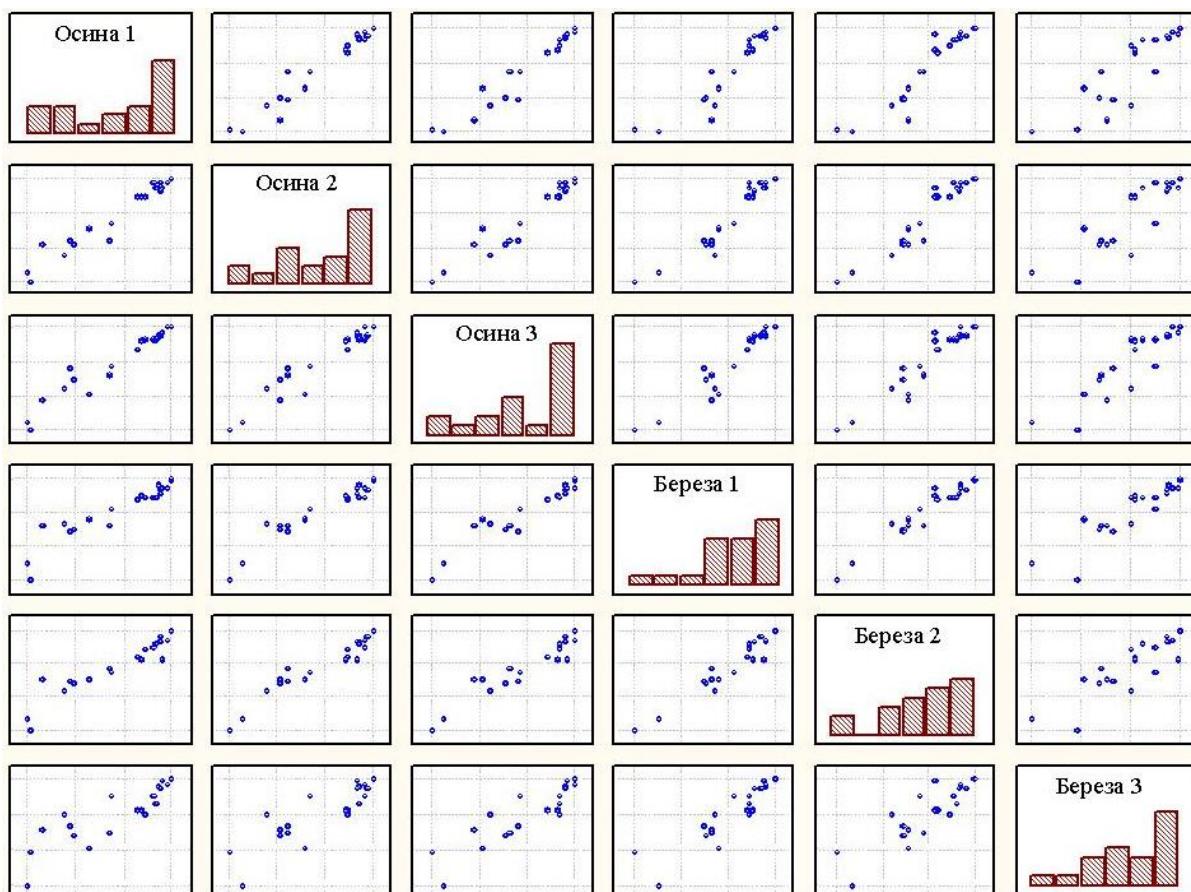


Рис. 4. Парная корреляция ежедневных значений переменной флуоресценции для всевозможных разных 15 пар трех листьев осины и трех листьев березы в июне 2016 г. Обозначения те же, что и на рис. 3

Fig. 4. Pair-wise correlation in daily values of variable fluorescence for the three birch blades with the three aspen blades for any different possible pairs in June 2016. The same blade signs as in Fig. 3 are used

Таким образом, высокие температуры, вместе с другими экологическими условиями июня и регулярная многодневная циклическость способствовали спонтанной и дистанционной синхронизации фотосинтетической активности листовых пластинок, локализованных на разных расстояниях друг от друга порядка нескольких метров с максимальными удаленями до 10–15 м.

Одной из вероятных причин перехода в синхронный режим могут быть экстремальные значения экологических факторов окружающей среды. Низкие осенние температуры также могут способствовать синхронизации. На рис. 5 показана корреляция трех разных листьев тех же самых деревьев березы и осины в сентябре 2014 г. В последние дни существования листьев на дереве, непосредственно перед листопадом, внутри- и межвидовая синхронность фотосинтетической

функции листовых пластинок достигала максимальных значений при коэффициенте корреляции выше 0,95 для первого случая и выше 0,90 для второго. Как видно из рисунка, высокая внутривидовая синхронность характерна для разных пар листьев отдельно взятых крон осины или березы. Высокая связь существует и для смешанных пар между листьями осины и березы: это девять изображений в правом верхнем углу рисунка и девять в левом нижнем.

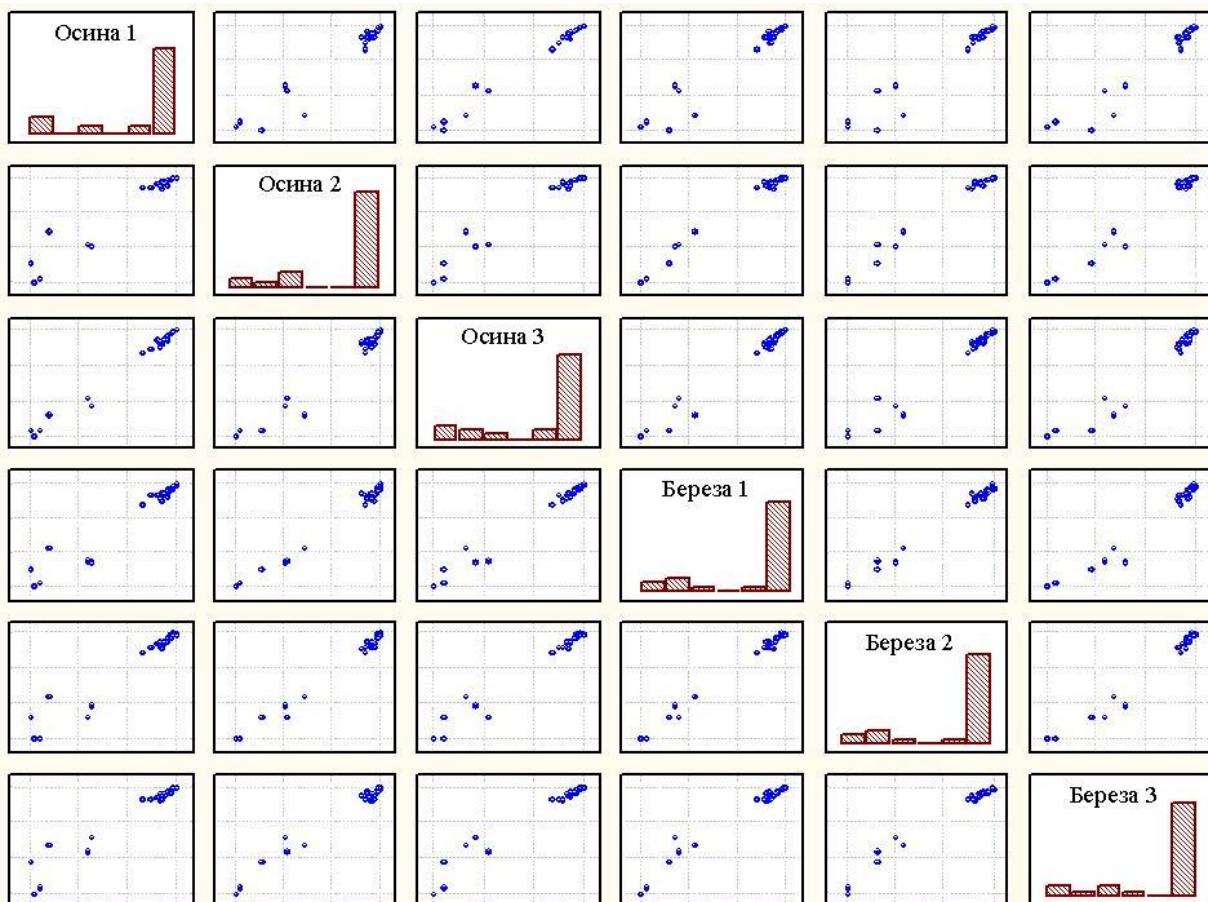


Рис. 5. Парная корреляция значений собственной флуоресценции Fo для всевозможных 15 разных пар трех листьев осины и трех листьев березы в сентябре 2014 г. Обозначения те же, что на рис. 3

Fig. 5. Pair-wise correlation in daily values of variable fluorescence for the three birch blades with the three aspen blades for any different possible pairs in September 2014. The same blade signs as in Fig. 3 are used

Более или менее устойчивые многодневные циклы флуоресценции листьев обоих видов, отражающие их фотосинтетическую активность, наблюдали во все месяцы наблюдения разных лет, но в августе [4] и сентябре 2014 г., непосредственно перед массовым листопадом, цикличность отличалась наиболее высокой робастностью: для Fv/Fm это можно видеть на рис. 1 и 2, для Fo — на рис. 6 и 7. Усиление амплитуды ритмов фотосинтеза отдельных листовых пластинок в конце их жизни на дереве могло быть одной из причин перехода всей кроны в синхронный режим фотосинтетической активности, поскольку цикличность нелинейных взаимодействующих систем способствует их синхронизации [8].

Кроме того, 2014 г. отличался высокой солнечной активностью, а также, как показали наши измерения в период с 1 июля по 21 октября в месте произрастания наблюдаемых растений, устойчивой короткодневной цикличностью фотосинтетически активной и УФ-радиацией с полунедельными, недельными и двухнедельными периодами [4]. В 2015 и 2016 гг. солнечная активность и робастность

вызванных ею ритмов солнечной радиации убывала, соответственно в эти годы цикличность и синхронность фотосинтетических функций растений были выражены в меньшей степени.

Одним из физических каналов коммуникации, ответственных за синхронизацию, может быть сама остаточная флуоресценция и замедленная люминесценция хлорофилла в красной области спектра. Хотя свечение непосредственно зависит от уровня метаболизма растительного организма и теоретически синхронизация может осуществляться путем передачи сигнала по структурным элементам растения. Усиление метаболизма и активация некоторых специальных генов, ответственных за реакции апоптоза в клетках листового корешка и отделение листа, происходит и непосредственно перед листопадом. Во время резких похолоданий может происходить активация мембранных систем митохондрий и сброс протонного градиента с выделением тепла, а также активация виолаксантиного цикла, непосредственно связанного с фотосинтезом. При работе цикла и превращении виолаксантина в зеаксантин излишek поглощенной энергии в антенне фотосистемы II диссирирует в тепло, что приводит в итоге нефотохимическому тушению флуоресценции хлорофилла (NPQ) и резкому росту этого показателя [5, 11]. Таким образом, похолодания сопровождаются неизбежными изменениями не только энергетического метаболизма, но и флуоресцентных характеристик ассимилирующих структур.

В пользу предположения о синхронизирующей роли эмиссии хлорофилла говорит усиление собственной, так называемой темновой флуоресценции F_0 [12], измеренное авторами настоящей статьи, совпадавшее по времени с периодами синхронности. Такие усиления собственной флуоресценции были зафиксированы авторами как в начале вегетационного сезона 2016 г. [9], так и в его конце, в сентябре 2014 г. (рис. 6 и 7).

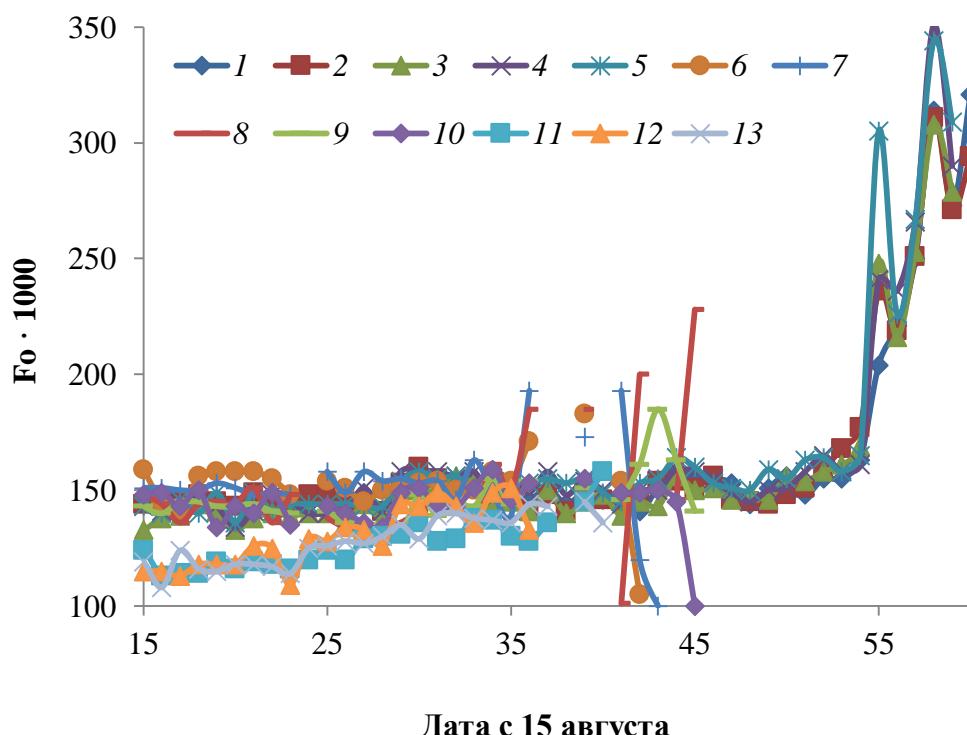


Рис. 6. Темновая флуоресценция F_0 хлорофилла листьев березы в 2014–2016 гг.: номера листьев такие же, как и на рис. 1

Fig. 6. The daily chlorophyll dark fluorescence yield F_0 for the birch foliage in 2014–2016, the same blade signs as in Fig. 1 are used

Динамика параметра Fo для листьев деревьев обоих видов в сентябре, также отличалась высокой синхронностью, как и параметра Fv/Fm. В 2016 г. измерения параметров березы после 10 сентября уже были невозможны из-за преждевременного августовского листопада. Одной из его причин, вероятно, стали как раз высокие весенние температуры и повышенная влажность начала лета, которые способствовали развитию грибной инфекции, нанесшей значительный урон ассимиляционным органам наблюдаемых растений. Таким образом, аномальные потепления, кратковременно стимулируя фотосинтетические функции, в итоге сезона могут приводить к суммарному снижению уровня ассимиляции углекислого газа лесообразующими видами по причине инфекционных болезней.

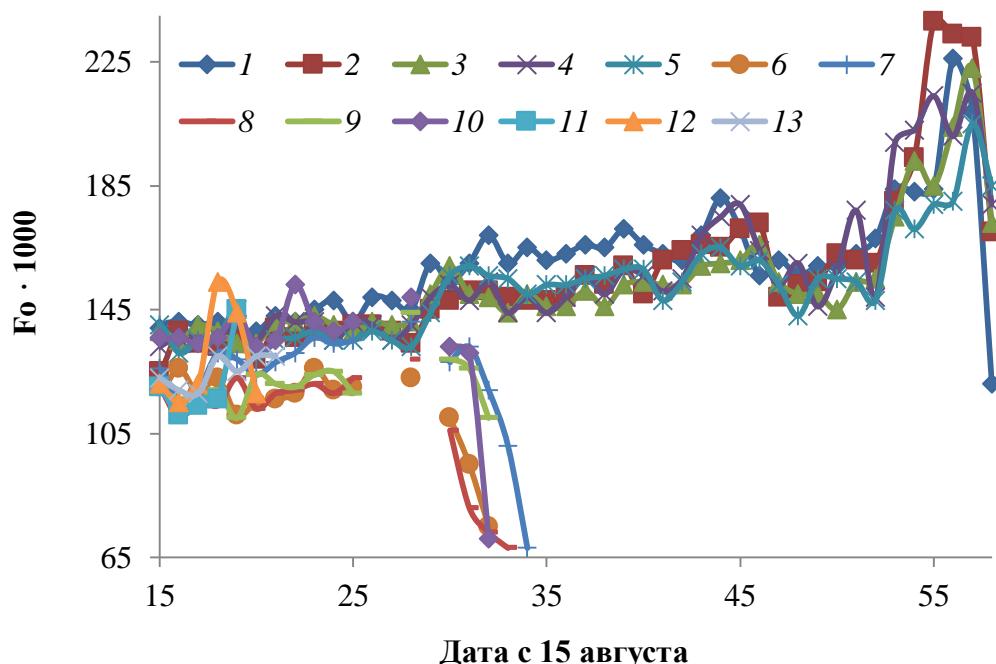


Рис. 7. Темновая флуоресценция Fo хлорофилла листьев осины в 2014–2016 гг.: номера листьев, такие же, как и на рис. 1

Fig. 7. The daily chlorophyll dark fluorescence yield Fo for the aspen foliage in 2014–2016, the same blade signs as in Fig. 1 are used

Согласно теории, в норме уровень Fo — это такая флуоресцентная эмиссия, когда все реакционные центры открыты и фотохимическое тушение максимально. Увеличение Fo указывает на деструкцию реакционных центров фотосистемы II или на ингибирование переноса энергии возбуждения с антенных комплексов на реакционные центры [12]. Можно предполагать, что осенне повышение Fo, наблюдавшееся нами, обусловлено необратимым низкотемпературным повреждением реакционных центров, характерным для этого времени года, а весеннее — временным ингибированием межмолекулярного переноса, связанным с процессами акклиматации к высоким температурам и сильной освещенности, естественным для начала сезона вегетации. В целом усиление флуоресценции увеличивает эффективный радиус взаимовлияния взаимодействующих подсистем и теоретически может охватывать даже пространственно удаленные растения. Во всяком случае, пространственную синхронность продуктивности протяженных лесных массивов Евро-Азиатского континента авторы [1] также объясняют глобальным ростом температуры.

С другой стороны, известно [13], что суточные циклы растений чрезвычайно устойчивы к температуре окружающей среды и можно предполагать, что физиолого-биохимические механизмы, ответственные за работу «биологических часов», связаны с общей температурной

устойчивостью организма: чем надежнее цикличность, тем выше устойчивость. Независимо от физиолого-биохимических причин роста собственной флуоресценции отдельных хлорофиллсодержащих структур, в экстремальных условиях происходит генерализованное усиление их дистанционного физического взаимодействия с последующим переходом в синхронный режим. В целом такие особенности динамики, как цикличность и синхронность, повышают температурную и общую устойчивость, способствуют своевременной и более эффективной реализации адаптационного потенциала вида, помогая ему более или менее благополучно пережить резко меняющиеся экологические условия без привлечения дополнительных энергетических ресурсов и метаболических затрат.

Выводы

Фотосинтетическая активность северных лесообразующих растений зависит от изменений окружающей среды и может эффективно контролироваться методами импульсно-модулированной флуоресцентной спектроскопии. Результаты продолжительного мониторинга индикаторных растений могут быть использованы для оценки их физиологического состояния и как биоиндикаторы современных трендов климатических и природных биосферных изменений. Неповреждающий характер и высокая чувствительность метода позволяют изучать не только реакции организма на внешние условия, но и выявить слабые взаимовлияния между ассимиляционными органами растения или между кронами разных, близко произрастающих растений. При резких температурных изменениях фотосинтетические функции разных листовых пластинок или целых крон листопадных деревьев могут синхронизироваться. Показана межвидовая синхронизация на примере местных экотипов *Populus tremula* L., березы *Betula pendula* Roth. Переходы в синхронный или хаотический режимы фотосинтеза кроны, вероятно, способствуют оптимальной реализации адаптационного потенциала вида. Синхронизация вместе с цикличностью есть проявление разнообразных процессов самоорганизации в живых системах, которые могут повышать устойчивость организма, популяции или сообщества к неблагоприятным изменениям среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Forests synchronize their growth in contrasting Eurasian regions in response to climate warming / T. A. Shestakova [et al.] // Proc. National Academy of Sci. 2016. 113 (3). P. 662–667.
2. Kashulin P. A., Kalacheva N. V. Dynamical resistance of northern arboreal trees under changeable climate // The Scientific Heritage. 2017. Vol. 1, No. 8 (8). P. 20–24.
3. Кашулин П. А., Калачеева Н. В. Синхронность фотосинтеза северных растений и меняющаяся окружающая среда // II Зимові наукові читання: Міжнар. конф. (Київ, 31 січня 2017 р.). Київ: Велес, 2017. С. 5–11.
4. Kashulin P. A., Kalacheva N. V. Photosynthetic cycles and resistance of boreal plants under the climate change // Scientific Discussion. 2016. Vol. 1, No. 2. P. 9–14.
5. Кашулин П. А., Калачеева Н. В. Суточные ритмы фотосинтеза и холодаустойчивость растений // Вестник Кольского научного центра РАН. 2015. Т. 20. С. 85–91.
6. Изучение физиологического состояния древесных растений по характеристикам флуоресценции в коре однолетних побегов деревьев / П. С. Венедиктов [и др.] // Экология. 2000. № 5. С. 338–342.
7. Klughammer Ch., Schreiber U. Complementary PS II quantum yields calculated from simple parameters measured by PAM fluorometry and the saturation pulse method // PAM Application Notes. 2008. Vol. 1. P. 27–35.
8. Björnstad O. N. Cycles and synchrony: Two “historical” experiments and one experience // J. Animal Ecology. 2000. Vol. 69. P. 869–873.
9. Кашулин П. А., Калачеева Н. В. Глобальные биосферные изменения и фотосинтез северных растений // Развитие науки в XXI веке: материалы XXI Междунар. заоч. конф. / Науч.-информ. центр «Знание». Харьков, 2017. С. 5–10.
10. Kashulin P. A., Kalacheva N. V. Space cyclicity and synchronous photosynthetic time-course of deciduous trees foliage in Kola Subarctic // East European Scientific Journal. 2016. Vol. 3, No. 11. P. 77–81.
11. Demmig-Adams B. In vivo functions of carotenoids in higher plants // FASEB J. 1996. Vol. 10. P. 403–412.
12. Chlorophyll fluorescence as a probe for photosynthetic competence of leaves in the field: A review of current instrumentation / H. R. Bolhar-Nordenkampf [et al.] // Funct. Ecol. 1989. Vol. 3. P. 497–514.
13. Somers D. E. The physiology and molecular bases of the plant circadian clock // Plant Physiology. 1999. Vol. 121. P. 9–19.

Сведения об авторах

Калачёва Наталья Васильевна — младший научный сотрудник Полярно-альпийского ботанического сада-института им. Н. А. Аврорина КНЦ РАН

E-mail: natty1000@yandex.ru

Кашулин Петр Александрович — доктор биологических наук, главный научный сотрудник Полярно-альпийского ботанического сада-института им. Н. А. Аврорина КНЦ РАН
E-mail: falconet1@yandex.ru

Журина Элина Игоревна — младший научный сотрудник Полярно-альпийского ботанического сада-института им. Н. А. Аврорина КНЦ РАН
E-mail: elinamart@mail.ru

Author Affiliation

Natalia V. Kalacheva — Junior Researcher of Polar Alpine Botanical Garden and Institute of the KSC of the RAS
E-mail: natty1000@yandex.ru

Peter A. Kashulin — Doctor of Sciences (Biology), Chief Researcher of Polar Alpine Botanical Garden and Institute of the KSC of the RAS
E-mail: falconet1@yandex.ru

Elina I. Zhurina — Junior Researcher of Polar Alpine Botanical Garden and Institute of the KSC of the RAS
E-mail: elinamart@mail.ru

Библиографическое описание статьи

Калачёва, Н. В. Синхронность фотосинтеза и устойчивость растений на Севере / Н. В. Калачёва, П. А. Кашулин, Э. И. Журина // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 102–112.

Reference

*Kalacheva Natalia V., Kashulin Peter A., Zhurina Elina I. Photosynthetic Synchronicity and Resistance of the Boreal Plants. Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 102–112. (In Russ.)
E-mail: elinamart@mail.ru*

Библиографическое описание статьи

Калачёва, Н. В. Синхронность фотосинтеза и устойчивость растений на Севере / Н. В. Калачёва, П. А. Кашулин, Э. И. Журина // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 107–117.

Reference

Kalacheva Natalia V., Kashulin Peter A., Zhurina Elina I. Photosynthetic Synchronicity and Resistance of the Boreal Plants. Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 107–117 (In Russ.).

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

И. Л. Калюжный

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург

Аннотация

Динамика уровня болотных вод на болотах Кольского п-ова имеет общую закономерность: подъем уровней весной, в период таяния снега, летнее снижение после достигнутого максимума, обусловленного стоком болотных вод и испарением, осенний подъем под влиянием выпадения осадков и последующее падение уровня в начале промерзания болота. Осенний подъем уровня превышает весенний максимум. Синхронность в колебаниях ежедневных уровней определяется сочетанием ряда факторов: положением уровня воды относительно поверхности микроландшафта, условиями фильтрационного стока и наличием мерзлого слоя на болоте. Соответственные связи уровней воды имеют в теплый период года коэффициент корреляции не ниже 0,84. Приведены среднемноголетние характерные уровни вод на болотах Кольского п-ова.

Ключевые слова:

уровни болотных вод, гидрологический режим болот, Кольский п-ов.

HYDROLOGICAL REGIME OF WATERLANDS OVER THE KOLA PENINSULA

Igor L. Kalyuzhny

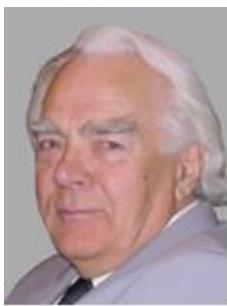
State Hydrological Institute, Saint Petersburg

Abstract

Dynamics of swamp water level within waterlands of the Kola Peninsula is characterized by the common feature: raising of water level in spring due to snow melting, lowering of the water level in summer after its maximum caused by swamp water runoff and evaporation, fall water level rising under the effect of precipitation and a new water level lowering in the beginning of the swamp freezing. It should be noted that autumn maximum is more than that in spring. Relationships between daily water levels for the warm period within swamp microlandscapes are characterized by correlations of 0,84 and more. Differences between long-term mean annual values of water level for all microlandscapes of the Pulozero swamp don't exceed 1 sm (-36...-37 sm), long-term mean maximal values differ negligible as well (-31...-32 sm), long-term mean minimal values vary within diapason of 4 sm (-40...-44 sm). According to daily observations, annual range of water levels amounts to 104–116 sm for hummock-ridge complex and about 90 sm for sphagnum-subshrub and subshrub-lichen ones. Existence of permanent frost mounds within a swamp determines earlier occurrence of characteristic swamp water levels for flat-mound microlanscapes if compare to hummock-ridge complex. For the latter characteristic swamp water levels occur with delay of 1–2 decades.

Keywords:

swamp water level, hydrological regime of waterlands, the Kola Peninsula.



Введение

На современном этапе развития России освоение болотных массивов Кольского п-ова в целях экономики невозможно без знания их гидрологического режима, главной компонентой которого является уровенный режим болот. Положение уровня болотных вод относительно поверхности болота определяет степень его обводненности и представляет большой практический интерес при его освоении. Располагая данными об уровнях болотных вод, можно осуществлять расчеты элементов водного баланса и водообмена болот, проводить мероприятия по прокладке линейных сооружений, по регулированию водного режима заболоченных и переувлажненных территорий.

Первые обобщенные сведения об уровнях воды на болотах были приведены А. Д. Дубахом еще в 1936 г. [1], впоследствии — К. Е. Ивановым по европейской территории СССР [2], но в этих источниках отсутствуют данные об уровнях болотных вод на территории Кольского п-ова. Крайне ограниченные сведения о режиме болотных вод приведены в справочном пособии «Ресурсы поверхностных вод» [3]. Цель настоящей работы — дать объективную оценку гидрологического режима болот Кольского п-ова на основе многолетних наблюдений в системе Росгидромета.

Краткое описание объектов исследования

Основа для реализации поставленной цели — материалы комплексных гидрометеорологических наблюдений болотных станций и постов Мурманского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Различие в климатических факторах на территории Кольского п-ова обуславливает и различие в морфологических характеристиках болот и их уровенного режима. Организация гидрологических наблюдений на болотах Кольского п-ова учитывает это положение. Пункты наблюдений располагаются в следующих болотных провинциях:

- в Карело-Финской провинции северной тайги и аапа-болот, болото Алакурттинское, болотный пост Алакуртти;
- в Финско-Кольской провинции северной тайги и лапландских аапа на мезоолиготрофных Пулозерском и Канозерском болотах, болотная станция Пулозерская и пост Канозеро;
- в Кольской провинции тундры, лесотундры и крупнобугристых болот на болоте Краснощельское (болотный пост Краснощелье) и болоте Ловозерское, пост Ловозеро.

Описания болот, на которых производятся гидрометеорологические наблюдения, приведены в работах [4, 5]. Ниже приведено описание Ловозерского болотного массива, описания которого нет в этих работах.

Ловозерский болотный массив расположен вдоль северо-западного побережья озера Ловозеро, на междуречье р. Вирма и ручья, впадающего в Ловозеро. Болото олиготрофного типа, водно-минеральное питание осуществляется атмосферными осадками и лишь его окрайки, возможно, подпитываются грунтовыми водами и поверхностным притоком со стороны суходолов.

На болотном массиве значительное распространение получили микроландшафты, поверхность которых формировалась под влиянием криогенных явлений, — плоско- и крупнобугристый топяные комплексы.

Поверхность плоскобугристого топяного комплекса значительно расчленена и представлена мерзлыми буграми, занимающими 60–70 % комплекса, и топями. Поверхность бугров плоская, склоны крутые, местами со следами разрушения. Высота бугров над поверхностью понижений составляет в среднем 0,7–1,2 м, отдельных — до 2,0 м. Бугры разделены ложбинами-топями и транзитными топями извилистой формы.

Крупнобугристо-топяной комплекс расположен на переувлажненных окрайках болота. Мезорельеф представлен мерзлыми буграми куполообразной формы, с крутыми обрывистыми склонами со следами обвалов. Высота бугров 2–4 м, иногда до 5 м, между буграми располагаются

сильно обводненные топи. В грядово-мочажинном комплексе поверхность гряд мелкокочковатая, мочажины расположены ниже на 20–30 см от поверхности гряд. Растительность на грядах сфагново-кустарничковая, на мочажинах — сфагново-пушицево-осоковая. Глубина торфяной залежи изменяется от 0,4 до 2,6 м и более, смешанного типа. Подстилающий болото минеральный грунт представлен супесью и песками.

Методика производства наблюдений за гидрологическим режимом болот

Наблюдения за гидрологическим режимом болот на территории Кольского п-ова производились на специализированной болотной станции Пулозеро и группе ранее упомянутых болотных постов.

Основой изучения гидрологического режима болот являются наблюдения за уровнем болотных вод по специальным водомерным скважинам. Пункты наблюдения располагаются во всех господствующих болотных микроландшафтах. Измерения производились ежедневно в течение года, во все годы наблюдений, на всех болотах по единой методике, изложенной в Наставлении [6]. Пункты наблюдений за весь период действия станций и постов не изменяли своего местоположения на конкретных болотах.

Приход на болото атмосферных осадков измеряется осадкометрами О-1, установленными как на болоте, так и на суходоле. Запас воды в снежном покрове определяется методом снегомерных съемок в микроландшафтах по методике [6]. Наблюдения за уровнем воды на болотах осуществлялись по специальным утепленным водомерным скважинам с поплавковыми измерителями уровня [6].

На Пулозерском болоте водомерные наблюдения производились по четырем водомерным створам, на которых располагались 18 пунктов наблюдений (водомерных скважин). В грядово-мочажинном комплексе они располагаются как на грядах, так и на мочажинах с учетом различия их флористического состава.

На Алакурттинском болоте наблюдения выполнялись по двум створам, состоящим из 5 скважин, на Краснощельском — по 2 скважинам, на Канозерском — по 3 скважинам.

На Ловозерском болоте скважина 1 располагается на бугре, скважина 2 — в полузамкнутой топи, 3 — в транзитной топи и 4 — на гряде грядово-мочажинного комплекса.

Гидрологический режим болот

В пределах одного и того же болота изменения уровня в разных его микроландшафтах могут иметь определенные различия, но всегда наблюдается общая тенденция изменения в течение года, обусловленная приходом и расходом тепла и влаги на болоте. На комплексном графике (рис. 1) приведены изменения уровней болотных вод в грядово-мочажинном комплексе (1) и кустарничково-лишайниковом микроландшафте (2) Пулозерского болота под влиянием гидрометеорологических факторов, обуславливающих эти изменения.

Изменение уровня болотных вод имеет общую временную закономерность: подъем уровней весной, в период таяния снега и мерзлого слоя; некоторое летнее снижение после достигнутого максимума, обусловленного стоком болотных вод и испарением; вновь осенний подъем под влиянием атмосферных осадков; последующее падение уровня в начале промерзания болота.

Началу промерзания болота (конец октября — начало ноября) соответствует и начало зимнего падения уровня болотных вод. Зимнее падение в среднем, согласно рис. 1, достигает 35–62 см от поверхности болота, при этом уровень болотных вод может располагаться или в мерзлой зоне, или ниже ее нижней границы. На мезоолиготрофном болоте, в отличие от олиготрофного болота, не наблюдается зимнего подъема уровня, обусловленного вытеснением воды растущими кристаллами льда [7]. Отсутствие подобного явления на мезоолиготрофном болоте можно объяснить хорошей гидравлической связью болотных и грунтовых вод на болотах

этого типа. Вытесняемая льдом из порового пространства влага разгружается стоком первого водоносного горизонта.

Постепенное снижение уровня в зимний период и наступление зимнего минимума (2-я и 3-я декады апреля) на мезоолиготрофных болотах является следствием отсутствия питания болота атмосферными осадками, миграции влаги к фронту промерзания и ее оттока в грунтовые водоносные горизонты.

В апреле сохраняется зимний режим со средней температурой воздуха $-3\ldots-4^{\circ}\text{C}$. Во второй половине весеннего периода переход среднесуточной температуры через 0°C наблюдается во второй половине апреля, через $+5^{\circ}\text{C}$ — в 3-й декаде мая. С этого момента начинается процесс таяния снежного покрова (конец мая) и оттаивание мерзлого слоя. Первоначально подъем уровня происходит в микроландшафтах осоково-травяных формаций. Подъем уровня в грядово-мочажинном комплексе начинается только после схода снежного покрова. До этого времени торфяная залежь на грядах комплекса только впитывает талые воды, не вызывая их подъема.

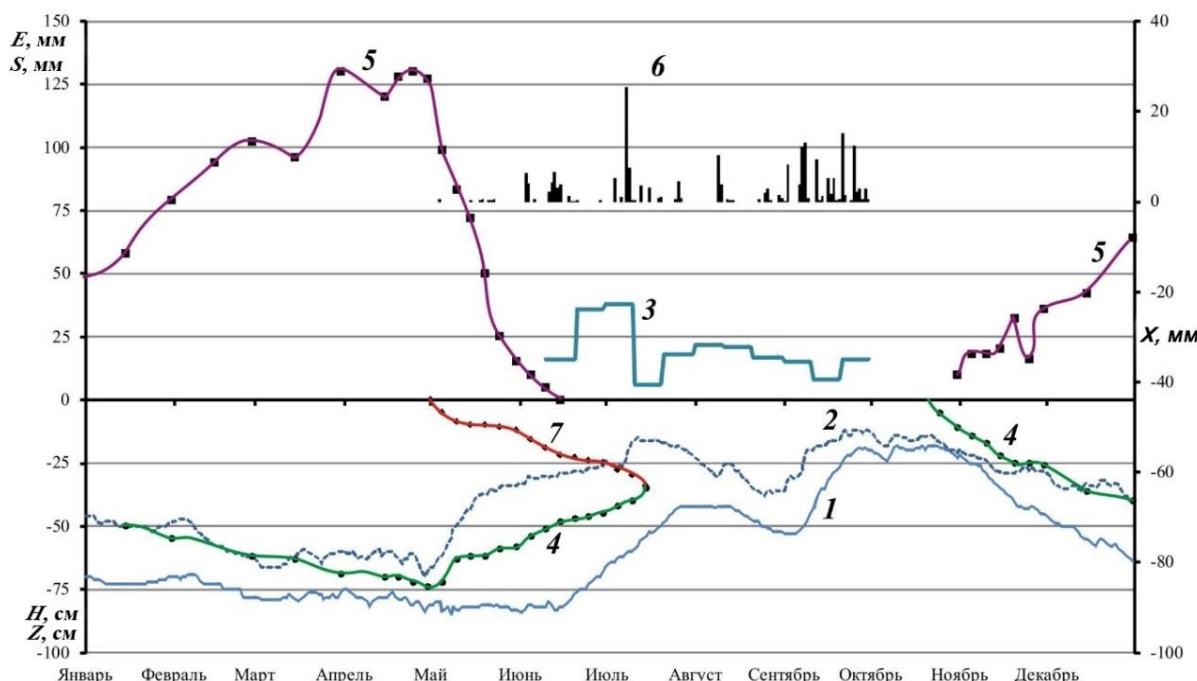


Рис. 1. Ежедневные изменения уровня болотных вод (Z) в грядово-мочажинном комплексе (1), кустарничково-лишайниковом микроландшафте (2) Пулозерского болота и факторов, обуславливающих его гидрологический режим: испарения (E) с болота (3), глубины промерзания и оттаивания (H) деятельного слоя (4), запаса воды (S) в снеге (5), атмосферных осадков (X) (6) и глубина оттаивания верхней части мерзлого слоя (7), по данным наблюдений в 1970 г.

Fig. 1. Daily changes in water level of Pulozerskoye bog (Z): 1 — ridge-hollows complex; 2 — subshrub-lichen micro landscape; and factors, which form the bog's hydrological regime: 3 — evaporation from the bog (E), 4 — freeze and thaw depths of the active layer (H); 5 — snow water content (S); 6 — precipitation (X); 7 — thaw depth in the upper frozen layer. Based on observation data, 1970

Весенний подъем уровня происходит во всех микроландшафтах (рис. 2), но не синхронно, с запаздыванием на месяц в грядово-мочажинном комплексе. На графике хорошо видно, что максимум запасов воды в снеге (130 мм) и минимальный зимний уровень (-650 мм) практически совпадают.

При оттаивании аккумуляция талых вод происходила в слое от поверхности болота до границы оттаивания, образуя при этом временный водоносный слой. Он гидравлически не

связан с уровнем воды, расположенной ниже нижней границы промерзшего слоя. По мере оттаивания мерзлого слоя аккумулированная влага постепенно просачивается и вызывает подъем уровня. Весенний максимум уровней болотных вод во всех типах болот и их микроландшафтов, за исключение проточных топей, совпадает с периодом наибольшей интенсивности весеннего снеготаяния.

Подъем уровня продолжается до конца июля. В теплый период года гидрологический режим болота формируется под влиянием двух факторов: атмосферных осадков и испарения с поверхности болота. Действие их прямо противоположное. Выпадение осадков вызывает подъем уровней болотных вод, процесс испарения — их снижение.

Испарение в вегетационный период на различных микроландшафтах Пулозерского болота, в среднем варьируется от 160 до 240 мм за сезон. Столь значительные различия обусловлены обилием лишайников, которые снижают интенсивность испарения в микроландшафтах, где они произрастают.

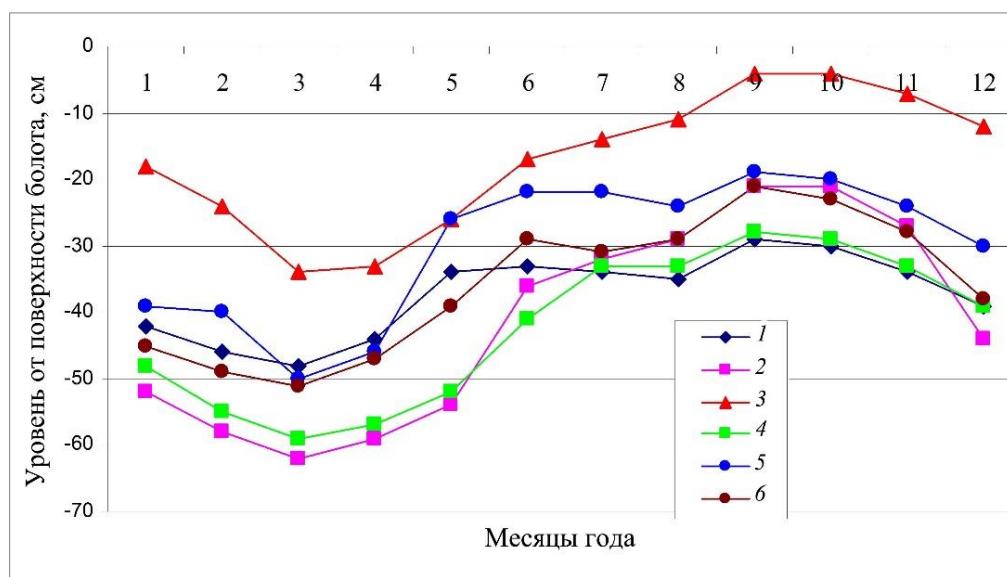


Рис. 2. Среднемесячные уровни воды в микроландшафтах мезоолиготрофного болота Пулозерское по данным наблюдений за 1960–1980 гг.

Условные обозначения микроландшафтов: 1 — сферново-кустарничковый кочковатый; 2 — кустарничково-лишайниковый; 3—6 — грядово-мочажинные комплексы (3 — гряды сферново-кустарничковые, мочажины сферново-пушицево-осоковые; 4 — гряды сферново-кустарничковые, мочажины сферново-осоковые, 5 — гряды кустарничково-лишайниковые, мочажины осоково-пушицевые, 6 — гряды сферново-кустарничковые, мочажины сферново-пушицевые)

Fig. 2. Monthly water level in micro landscapes at oligotrophic Pulozerskoye bog, based on observation data, 1960–1980.

Micro landscapes legend: 1 — sphagnum-subshrub hummocky; 2 — subshrub-lichen; 3—6 — hummock-ridge complexes (3 — sphagnum-subshrub ridges, sphagnum-cotton grass hollows; 4 — sphagnum-subshrub ridges, sphagnum-sedge hollows, 5 — subshrub-lichen ridges, sedge-cotton grass hollows, 6 — subshrub-lichen ridges, sphagnum-cotton grass hollows)

В летний период выпадает почти 50 % от годового количества осадков, равного в среднем 466 мм, при наибольшем за год в 732 мм (1989 г.) и наименьшем — 333 мм (1969 г.). На рис. 1 хорошо видно, что выпадение осадков в июне-июле (около 40 мм) при суммарном испарении до 90 мм обусловило появление летнего минимального уровня воды. В дальнейшем под влиянием уменьшения испарения и в связи с возросшими осадками сентября формируется осенний максимальный уровень болотных вод.

Анализ динамики среднемесячных уровней воды в микроландшафтах (рис. 2), т. е. осредненных за период наблюдений на болоте, показывает, что начиная с марта и до конца сентября происходит непрерывный подъем уровня воды. Испарение незначительно замедляет интенсивность подъема уровня от выпадающих осадков. Как следствие, летнее падение уровня на фоне общего подъема достигает всего 3–8 см, т. е. выражено слабо или вовсе не выражено. В кустарничково-лишайниковом микроландшафте летний минимум не проявляется.

Осенний максимум среднемесячных уровней болотных вод наступает в конце сентября — I или II декадах октября, когда приход влаги на болото обусловлен только жидкими осадками, а испарение незначительно или полностью отсутствует.

В последней декаде октября (рис. 1, 2), при начале промерзания болота, в условиях полного прекращения поступления туда жидких осадков, происходит постепенное падение уровня болотных вод до наступления зимнего минимума.

В зимний период на болотных массивах часто наблюдаются оттепели. На Пулозерском их средняя продолжительность в ноябре составляет 8–10 дней, в декабре — 4, в январе и феврале — 1–2, в марте — до 6–7 суток. Образовавшиеся при этом талые воды, а также воды, вызванные фазовыми переходами при повышении температуры мерзлого слоя, достигают зеркала болотных вод и обуславливают кратковременный подъем уровня. Однако не всегда повышение уровня болотных вод может наблюдаться в период зимних оттепелей.

Сроки наступления наиболее характерных положений уровней воды на болотах России существенно различаются. Средние даты вероятного наступления характерных периодов гидрологического режима в северной части зоны европейской территории России и на болотах Кольского п-ова приведены в табл. 1. Хорошо видно более позднее наступление весеннего максимума и зимнего минимума, а также раннее наступление осеннего максимума на болотах полуострова. Наступление летнего минимума практически совпадает.

Таблица 1
Table 1

Сроки наступления характерных положений (максимумов) уровня воды

на северных болотах европейской территории России

Dates of the maximum water levels of northern bogs in European Russia

Зона, район Zone, area	Максимум, месяц и декада Maximum, month, decade			
	весенний spring	летний summer	осенний autumn	зимний winter
Северная часть зоны олиготрофных болот Northern part of the oligotrophic bogs zone	Апрель (III) — май (II–III) April (III) — May (II–III)	Август (I, II) August (I, II)	Октябрь (II, III) October (II, III)	Март (II, III) March (II, III)
Мезоолиготрофные болота Кольского п-ова Meso-oligotrophic bogs of the Kola Peninsula	Июнь (II, III) — июль (I) June (II, III) — July(I)	Август (I, II) August (I, II)	Сентябрь (III) — октябрь (I) September (III) — October (I)	Апрель (III) — май (I) April (III) — May (I)

Характер изменения уровня болотных вод в различных микроландшафтах конкретного болота одинаков и предопределяется годовым циклом прихода и расхода влаги на болоте, и, это как следствие, обуславливает синхронность в изменениях уровня воды на конкретном болоте и тесную связь между характеристиками уровенного режима отдельных микроландшафтов.

Синхронность в колебаниях ежедневных уровней воды на болотном массиве определяется сочетанием ряда основных факторов: положением уровня воды относительно поверхности микроландшафта, условиями фильтрационного стока и наличием мерзлого слоя на болоте. Ежедневные уровни болотных вод при наличии мерзлого слоя и его отсутствия на Пулозерском болоте (по наблюдениям в 1990 г.) в кустарничково-лишайниковом и сфагново-кустарничковом микроландшафтах показаны на рис. 3.

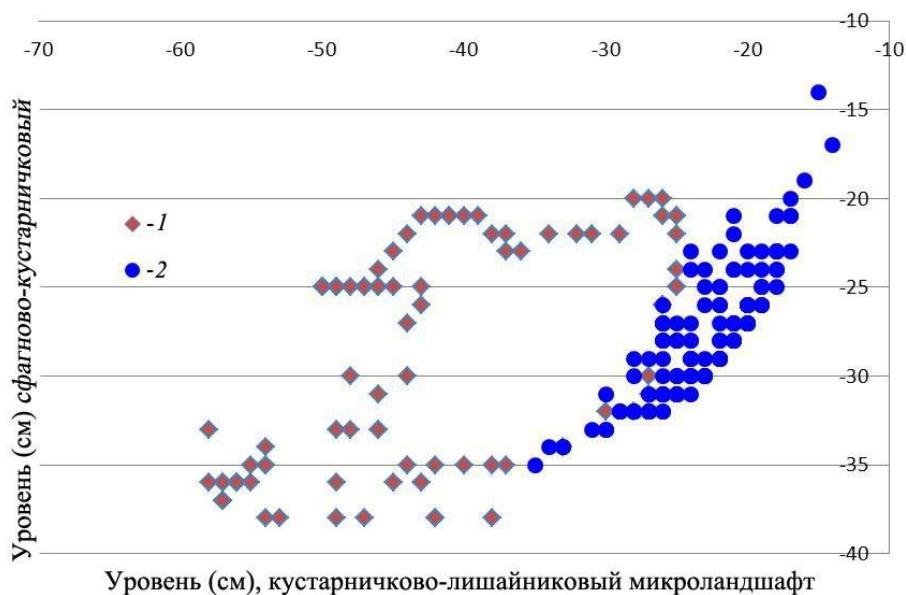


Рис. 3. Ежедневные уровни болотных вод при наличии (1) и отсутствии (2) мерзлого слоя в кустарничково-лишайниковом и сфагново-кустарничковом микроландшафтах на Пулозерском болоте

Fig. 3. Daily water levels of Pulozerskoye bog if there is (1) or no (2) a frozen layer in subshrub-lichen and sphagnum-subshrub micro landscapes

Из анализа следует, что при наличии мерзлого слоя с декабря по май включительно связь оказывается весьма слабой, но в июне теснота связи, при практически полном отсутствии мерзлого слоя, значительно возрастает, коэффициент корреляции R становится равным 0,961. Взаимосвязь описывается уравнением вида:

$$Z_{\text{сфаг. куст.}} = 0,899Z_{\text{куст. лиш.}} - 4,1 \text{ (см).}$$

Эта связь остается достаточно тесной в июле-сентябре (рис. 4). В летний период она определяется уравнением:

$$Z_{\text{сфаг. куст.}} = 0,823Z_{\text{куст. лиш.}} - 8,3 \text{ (см), при } R = 0,863.$$

Краевые микроландшафты болотного массива Пулозерское постоянно получают подпитку грунтовыми водами со стороны окружающих суходолов. Этому способствует уклон зеркала грунтовых вод в сторону болота, который составляет не менее 0,005°.

Уровни на болоте и суходоле при выпадении осадков изменяются синхронно, с некоторым запаздыванием на суходоле при низких уровнях, когда они располагаются в 85–100 см от его поверхности. Наблюдается высокая связь между грунтовыми водами на суходольном участке ($Z_{\text{сух.}}$), примыкающем к окрайке болота, и ближайшим пунктом наблюдений на болоте ($Z_{\text{бол.}}$).

Зависимость имеет вид:

$$Z_{\text{бол}} = 0,2115 Z_{\text{сух}} - 10,6 \text{ (см).}$$

Коэффициент корреляции $R = 0,85$.

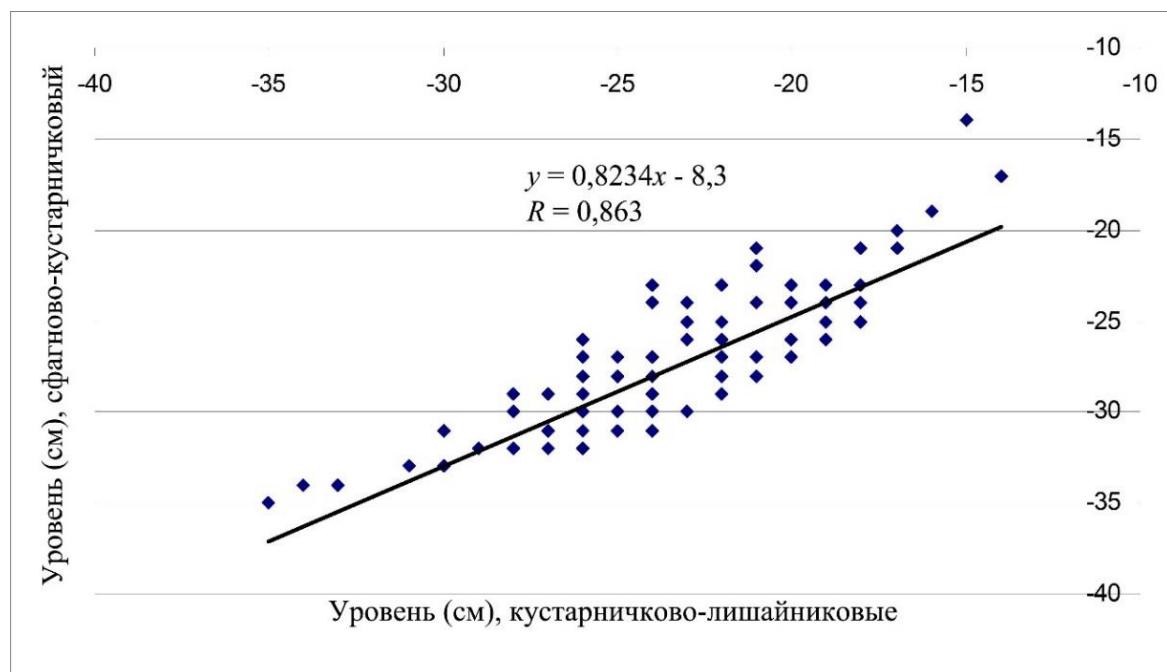


Рис. 4. Ежедневные уровни теплого периода года (июнь — сентябрь) в кустарничково-лишайниковых и сфагново-кустарничковых микроландшафтах на болотном массиве Пулозерское по данным наблюдений 1990 г.

Fig. 4. Daily water levels of Pulozerskoye bog during the warm period (June — September) in subshrub-lichen and sphagnum-subshrub micro landscapes, based on observation data, 1990

Синхронность в колебаниях среднемесячных соответствующих уровней вод болотных микроландшафтов проявляется во все времена года, включая и период наличия мерзлого слоя на болоте. Показатели зависимости для Пулозерского и Алакурттинского, Канозерского и Краснощельского болотных массивов приведены в табл. 2.

Таблица 2
Table 2

Зависимости среднемесячных соответствующих уровней (см) на болотах Кольского п-ова
Corresponding monthly water levels (sm) of bogs on the Kola Peninsula

Микроландшафт Micro landscape	Уравнение связи Coupling equation	Коэффициент корреляции Correlation coefficient
Пулозерский болотный массив Pulozerskoye bog		
Кустарничково-лишайниковый Subshrub-lichen	$Z_{\text{кус. лиш}} = 2,167 Z_{\text{сфаг. кус}} + 41$ $Z_{\text{subshr.-lichen}} = 2,167 Z_{\text{sphag.-subshr.}} + 41$	0,924
Грядово-мочажинный, гряды сфагново-кустарничковые, мочажины: Hummock-ridge, sphagnum-subshrub ridges, hollows:		

сфагново-пушицевые-осоковые sphagnum-cotton grass-sedge	$Z_{\text{сфаг.-пуш.-осок}} = 1,21Z_{\text{сфаг.-куст}} + 30$ $Z_{\text{sphag.-cott.-sedge}} = 1,21Z_{\text{sphag.-subshr.}} + 30$	0,861
сфагново-осоковые sphagnum-sedge	$Z_{\text{сфаг.-осок}} = 1,23Z_{\text{сфаг.-куст}} + 8,3$ $Z_{\text{sphag.-sedge}} = 1,23Z_{\text{sphag.-subshr.}} + 8,3$	0,884
сфагново-пушицевые sphagnum-cotton grass	$Z_{\text{сфаг.-пуш}} = 1,62Z_{\text{сфаг.-куст}} + 31$ $Z_{\text{sphag.-cott.}} = 1,62Z_{\text{sphag.-subshr.}} + 31$	0,969
сфагново-пушицевые с кочками sphagnum-cotton grass with hummocks	$Z_{\text{сфаг.-пуш.-коч}} = 1,86Z_{\text{сфаг.-куст}} + 34$ $Z_{\text{sphag.-cott.-hum}} = 1,86Z_{\text{sphag.-subshr.}} + 34$	0,985
сфагново-осоковые sphagnum-sedge	$Z_{\text{сфаг.-осок}} = 0,97Z_{\text{моч. сфаг.-пуш.-осок}} - 23$ $Z_{\text{sphag.-sedge}} = 0,97Z_{\text{holl. sphag.-cott.-sedge}} - 23$	0,973
Алакурттинский болотный массив Alakurttinskoye bog		
Сфагново-кустарничково-пушицевый Sphagnum-subshrub-cotton grass	$Z_{\text{сфаг.-куст. пуш}} = 0,85Z_{\text{сфаг.-куст. лиш}} - 62$ $Z_{\text{sphag.-subshr. cott.}} = 0,85Z_{\text{sphag.-subshr.-lichen}} - 62$	0,952
Сфагново-осоковый с редкими грядами Sphagnum-sedge with rare ridges	$Z_{\text{сфаг.-осок}} = 0,54 Z_{\text{сфаг.-куст. лиш}} + 21$ $Z_{\text{sphag.-sedge}} = 0,54 Z_{\text{sphag.-subshr.-lichen}} + 21$	0,918
Канозерский болотный массив Kanozero bog		
Сфагново-кустарничковый облесенный Sphagnum-subshrub wooded	$Z_{\text{сфаг.-куст. обл}} = 0,37Z_{\text{грав.-мох}} - 8,1$ $Z_{\text{sphag.-subshr. wood.}} = 0,37Z_{\text{grass-moss}} - 8,1$	0,842
Краснощельский болотный массив Krasnoshchelye bog		
Грядово-мочажинный комплекс Ridge-hollow complex	$Z_{\text{гряд.-моч. ком}} = 0,825Z_{\text{осок.-пуш}} - 7,9$ $Z_{\text{ridg.-holl. compl.}} = 0,825Z_{\text{sedge-cott.}} - 7,9$	0,961

Полученные уравнения позволяют по данным наблюдений на одном из болот Кольского п-ова определить значения соответствующих уровней (ежедневных для теплого периода года или среднемесячных) на других болотных массивах.

В табл. 3 и 4 приведены средние многолетние характеристики уровней болотных вод ряда болот Кольского п-ова: среднемесячные уровни, а также средние максимальные и минимальные их значения. Анализ таблиц показывает высокую синхронность во всех фазах гидрологического режима средних многолетних значений: как в пределах конкретно болота между уровнями его микроландшафтов, так и между этими болотами в пределах региона. Разность между среднемесячными уровнями, определенными от поверхности повышений (обозначены знаком \cap в табл. 3) ряда микроландшафтов Пулозерского болота, располагается в пределах от 6 до 10–15 см. Несколько большая разница наблюдается в средних максимальных уровнях.

Средние годовые уровни месячных значений всех основных микроландшафтов на этом болоте не выходят за пределы 1 см (-36...-37 см), среднегодовые максимальные уровни полностью совпадают (-31...-32 см), среднегодовые минимальные уровни отличаются в пределах 4 см (-40...-44 см).

Несколько большие различия в этих характерных уровнях для грядово-мочажинного комплекса с разным флористическим составом мочажин. Здесь положение уровней определялось от поверхности пониженных элементов микрорельефа. При учете разности между повышенными и пониженными элементами микрорельефа (грядами и мочажинами), равной около 30 см, характерные уровни близки к уровням отсчитываемых от поверхности повышений.

Среднегодовая амплитуда уровней как разность между среднегодовыми наивысшими и наименее высокими уровнями на Пулозерском болоте изменяется в пределах от 7 до 13 см. Наибольшие среднемесечные амплитуды наблюдаются в кустарничково-лишайниковом микроландшафте этого болота и не выходят за пределы 22 см. В грядово-мочажинном комплексе среднемесечные уровни, в зависимости от флористического состава мочажин, изменяются от 7 до 11 см с тенденцией их уменьшения на мочажинах с преобладанием осок. Наибольшие в году, по данным ежедневных наблюдений, амплитуды уровней болотных вод в грядово-мочажинном комплексе достигают 104–116 см, в сфагново-кустарниковом и кустарничково-лишайниковом — около 90 см.

Таблица 3
Table 3

Среднемноголетние уровни воды в различных микроландшафтах на болотном массиве Пулозерское (см от поверхности повышенных (↑) или пониженных (↓) элементов микрорельефа болотного микроландшафта) по наблюдениям с 1954 по 1993 гг.

Average annual water levels in various landscapes at Pulozerskoye bog (sm from the surface of elevated (↑) or lowered (↓) elements of microrelief of bog micro landscapes), based on observation data, 1954 to 1993

Средний уровень Average level	Месяцы Months												Средний годовой Annual average
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Кустарничково-лишайниковый микроландшафт, ↑ Subshrub-lichen micro landscape, ↑													
Месячный Monthly	-48	-54	-58	-55	-44	-30	-27	-26	-20	-19	-26	-39	-36
Максимальный Max	-42	-50	-56	-44	-34	-24	-19	-18	-15	-15	-15	-20	-31
Минимальный Min	-50	-58	-61	-60	-56	-45	-39	-33	-26	-24	-33	-44	-44
Сфагново-кустарниковый микроландшафт (с кочковатым микрорельефом), ↑ Sphagnum-subshrub micro landscape (with hummocky microrelief), ↑													
Месячный Monthly	-42	-45	-46	-42	-33	-31	-33	-34	-29	-29	-33	-36	-36
Максимальный Max	-39	-43	-44	-35	27	-27	-26	-27	-24	-25	-28	-35	-32
Минимальный Min	-44	-48	-49	-48	-39	-35	-38	-39	-33	-33	-36	-41	-40
Грядово-мочажинный комплекс типа «аапа», мочажина сфагново-пушицево-осоковая, ↑ Ridge-hollow complex of aapa type, sphagnum-cotton grass-sedge hollow, ↑													
Месячный Monthly	-40	-46	-50	47	-42	-34	-29	-30	-26	-26	-30	-35	-36

Гидрологический режим болот Кольского полуострова

Окончание таблицы 3

Table 3 (Continued)

Максимальный Max	-37	-42	-46	-41	-33	-24	-23	-23	-21	-22	-26	-31	-31
Минимальный Min	-44	-48	-53	-53	-49	-42	-36	-34	-30	-29	-33	-38	-41
Грядово-мочажинный комплекс, мочажина осоково-пушицевая, ∩													
Ridge-hollow complex, sedge-cotton grass hollow, ∩													
Месячный Monthly	-44	-46	-46	-36	-21	-28	-36	-38	-34	-34	-37	-41	-37
Максимальный Max	-40	-42	-42	-23	-12	-23	-28	-31	-29	-30	-32	-36	-31
Минимальный Min	-47	-48	-49	-45	-32	-35	-44	-45	-40	-39	-40	-42	-42
Грядово-мочажинный комплекс, гряды кустарничково-лишайниковые, мочажина осоково-пушицевая, ∪													
Ridge-hollow complex, subshrub-lichen ridges, sedge-cotton grass hollow, ∪													
Месячный Monthly	-7	-10	-12	-9	-3	-2	-3	-3	2	3	0	-4	-4
Максимальный Max	-4	-7	-9	-3	4	4	3	4	6	7	3	-2	0
Минимальный Min	-10	-14	-15	-15	-10	-8	-9	-8	-2	-1	-4	-6	-8
Грядово-мочажинный комплекс типа «аапа», мочажина сфагново-пушицево-осоковая, ∪													
Ridge-hollow complex of aapa type, sphagnum-cotton grass-sedge hollow, ∪													
Месячный Monthly	2	0	-2	1	10	9	8	8	11	11	9	5	6
Максимальный Max	4	3	1	9	21	13	12	12	14	14	12	8	10
Минимальный Min	0	-3	-5	-4	2	5	4	5	8	8	5	1	2
Грядово-мочажинный комплекс, мочажины осоковые и осоково-пухоносные, ∪													
Ridge-hollow complex, sedge and sedge-alpine bulrush hollows, ∪													
Месячный Monthly	7	8	10	17	17	5	2	2	3	3	4	6	7
Максимальный Max	9	10	13	26	30	10	6	5	5	5	7	9	11
Минимальный Min	4	5	6	9	6	1	-1	0	1	1	1	3	3

Средние годовые уровни в микроландшафтах Канозерского болота в сфагново-кустарничковом микроландшафте, облесенном сосной, и мохово-травяном микроландшафте различаются в пределах 3–4 см. Изменение характерных уровней происходит синхронно, их отличие наблюдается в пределах 7–8 см.

Таблица 4
Table 4

Среднемноголетние уровни воды в различных микроландшафтах на болотах Кольского п-ова
(см от поверхности повышенных (○) или пониженных (▽) элементов микрорельефа
болотного микроландшафта)

Average annual water levels in various landscapes at bogs on the Kola Peninsula
(sm from the surface of elevated (○) or lowered (▽) elements of microrelief of bog micro landscapes)

Средний уровень Average level	Месяцы Months												Средний годовой Annual average	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Алакурттинское болото Alakurttinskoye bog														
Сфагново-кустарничково-пушицевый, облесенный (1967–1993 г.), ○ Sphagnum-subshrub- cotton grass, wooded (1967–1993 г.), ○														
Месячный Monthly	-76	-98	-102	-64	-50	- 53	-61	-67	-65	-63	-68	-79	-71	
Максимальный Max	-84	-93	-99	-71	-34	- 44	-49	-53	-56	-57	-63	-72	-65	
Минимальный Min	-95	-99	-106	-99	-84	- 61	-67	-76	-73	-72	-76	-89	-83	
Осоково-сфагново-пушицевый с редкими сфагново-кустарничковыми грядами, ▽ Sedge-sphagnum-cotton grass with rare sphagnum-subshrub ridges, ▽														
Месячный Monthly	-32	-41	-55	-36	-10	- 10	-12	-12	-10	-11	-13	-23	-22	
Максимальный Max	-26	-41	-50	-40	-8	-7	-7	-6	-7	-7	-9	-16	-19	
Минимальный Min	-38	-47	-60	-47	-25	- 13	-17	-18	-15	-19	-19	-29	-29	
Проточная осоково-вахтовая топь с редкими сфагново-кустарничковыми кочками, ▽ Running sedge-shift swamp with rare sphagnum-subshrub hummocks, ▽														
Месячный Monthly	-6	-10	-15	-10	2	0	-2	-2	1	2	2	-3	-3	
Максимальный Max	-6	-13	-18	-9	13	3	3	2	3	3	4	0	-1	
Минимальный Min	-15	-22	-28	-27	-15	-3	-6	-5	-1	0	-1	-8	-11	
Сфагново-осоковый с редкими сфагново-кустарничковыми грядами, ○ Sphagnum-sedge with rare sphagnum-subshrub ridges, ○														
Месячный Monthly	3	2	-4	6	26	25	23	22	23	24	21	16	16	
Максимальный Max	11	7	1	28	35	30	27	26	26	27	24	21	22	
Минимальный Min	-1	-4	-10	-8	8	21	19	18	21	22	17	10	9	

Гидрологический режим болот Кольского полуострова

Окончание таблицы 4

Table 4 (Continued)

Канозерское болото Kanozero bog													
Сфагново-кустарничковый, облесенный сосной (1962–1987 г.), ∪ Sphagnum-subshrub, wooded with pine (1962–1987 г.), ∪													
Месячный Monthly	-15	-19	-26	-14	1	-2	-6	-7	-2	-1	-2	-7	-8
Максимальный Max	-12	-15	-21	-5	10	1	-2	-2	1	2	0	-4	-4
Минимальный Min	-20	-24	-30	-24	-13	-6	-11	-11	-5	-3	-5	-10	-13
Травяно-моховой, ∪ Grass-moss, ∪													
Месячный Monthly	-12	-15	-17	-16	-10	- 10	-12	-13	-8	-6	-6	-9	-11
Максимальный Max	-11	-13	-14	-10	-4	-4	-7	-7	-5	-4	-3	-7	-7
Минимальный Min	-15	-18	-21	-23	-17	- 17	-17	17	-12	-8	-8	-11	-15
Грядово-мочажинный комплекс, ∩ Ridge-hollow complex, ∩													
Месячный Monthly	-35	-37	-41	-42	-26	- 23	-26	-27	-21	-20	-20	-25	-29
Максимальный Max	-30	-33	-37	-37	-18	- 19	-22	-21	-18	-17	-18	-22	-24
Минимальный Min	-40	-42	-45	-48	-38	- 28	-32	-33	-25	-22	-24	-30	-34
Болото Краснощелье Krasnoshchelye bog													
Грядово-мочажинный комплекс (1961–1993), ∩ Ridge-hollow complex (1961–1993), ∩													
Месячный Monthly	-40	-58	-73	-63	-8	-3	-8	-12	-8	-6	-10	-23	-26
Максимальный Max	-33	-51	-68	-50	12	4	-1	-2	-2	-1	-6	-14	-18
Минимальный Min	-48	-66	-78	-81	-42	-7	-16	-20	-14	-11	-16	-30	-36
Осоково-пушицевый, ∩ Sedge-cotton grass, ∩													
Месячный Monthly	-36	-50	-66	-71	-28	- 10	-14	-18	-13	-10	-13	-23	-29
Максимальный Max	-31	-44	-60	-54	-5	- 3	-6	-8	-7	-4	-9	-18	-21
Минимальный Min	-44	-58	-72	-81	-65	- 20	-23	-27	-19	-14	-18	-29	-39

Режим уровней болотных вод в микроландшафтах, где наблюдается постоянная мерзлота, несколько отличается от микроландшафтов с сезонным мерзлым слоем. На рис. 5 приведены результаты наблюдений за уровнем болотных вод в плоскобугристо-топяном микроландшафте и грядово-мочажинном комплексе, где наблюдается только сезонная мерзлота.

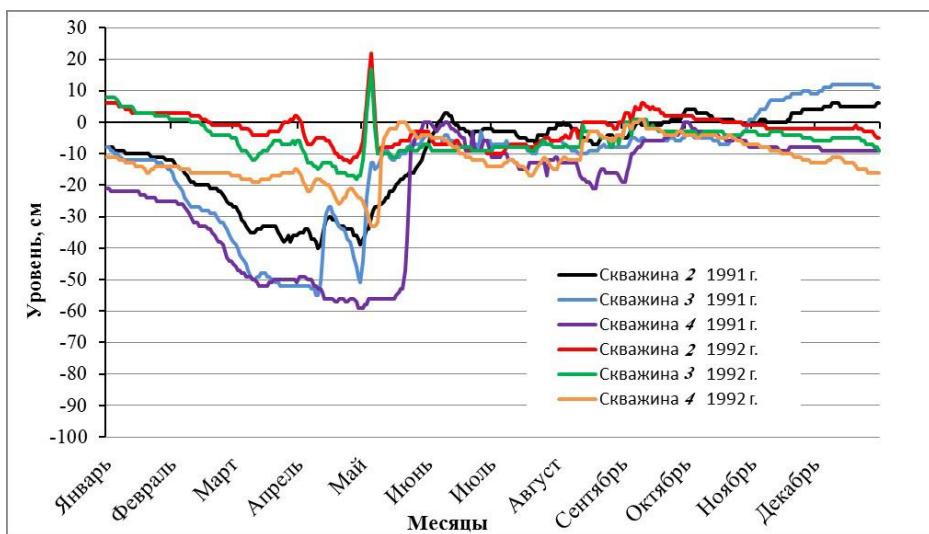


Рис. 5. Режим уровней болотных вод в плоскобугристо-топяном (скважины 2 и 3) микроландшафте и в грядово-мочажинном комплексе (4) на Ловозерском болоте

Fig. 5. Water level regime of Lavozerskoye bog in flat-hummocky-swampy micro landscape (boreholes 2 and 3) and ridge-hollow complex (4)

Анализ наблюдений показывает, что продолжительные оттепели в марте 1991 г. вызвали кратковременный подъем уровней болотных вод в плоскобугристо-топяном микроландшафте и его дальнейший устойчивый подъем в апреле при снеготаянии. В это же время в грядово-мочажинном комплексе интенсивный подъем произошел только в III декаде мая. Аналогичная ситуация на болоте, но с меньшей продолжительностью и запаздыванием подъема уровня в грядово-мочажинном комплексе наблюдалась и в 1992 г. Объясняется это тем, что талые воды на буграх, с учетом их крутых склонов, не аккумулируются, а стекают в топи, вызывая при этом в них резкий подъем уровней. В грядово-мочажинном комплексе талые воды накапливаются в грядах и мочажинах выше мерзлого слоя, но подъем наблюдается по водомерным скважинам по мере оттаивания мерзлого слоя.

В июле-августе в этом комплексе хорошо видна летняя межень, которая наблюдалась и в 1991, и в 1992 гг. В плоскобугристом микроландшафте на топях она выражена крайне слабо, так как топи постоянно получают определенную подпитку за счет осадков, выпадающих на бугры и стекающих в мочажины. Отметим при этом, что потери влаги на испарение существенно больше в грядово-мочажинном комплексе, поэтому уровни болотных вод в этом комплексе в вегетационный период, поникаются на 18–20 см от поверхности болота.

Осенние осадки вызывают подъем уровня болотных вод во всех микроландшафтах болота. При начале промерзания в грядово-мочажинном комплексе наблюдается медленное, но устойчивое падение уровня на протяжении всей зимы. В топях этот процесс замедляется из-за запаздывания стекания со склонов бугров, далее в них происходит зимнее падение уровней. Меженный уровень болотных вод в 1992 г. на Ловозерском болоте соответствовал значениям 55–60 см.

Выводы

На основании многолетних комплексных наблюдений на сети специализированных станций и постов Росгидромета дана объективная оценка гидрологического режима болот Кольского п-ова.

Установлено, что динамика уровня болотных вод на болотах Кольского п-ова имеет общую закономерность: подъем уровней весной, в период таяния снега и мерзлого слоя; некоторое летнее снижение после достигнутого максимума, обусловленного стоком болотных вод и испарением; вновь осенний подъем под влиянием атмосферных осадков; последующее падение уровня в начале промерзания болота. Причем осенний подъем уровня превышает весенний максимум. Снижение уровня в зимний период на мезоолиготрофных болотах является следствием отсутствия питания болота атмосферными осадками, миграции влаги к фронту промерзания и ее оттока в грунтовые водоносные горизонты.

Синхронность в колебаниях ежедневных уровней воды на болотном массиве определяется сочетанием ряда основных факторов: положением уровня воды относительно поверхности микроландшафта, условиями фильтрационного стока и наличием мерзлого слоя на болоте. Наличие мерзлого слоя в микроландшафтах конкретного болота нарушает коррелятивные связи уровней между ними. Установлено, что соответствующие связи уровней в теплый период года имеют коэффициент корреляции не ниже 0,84.

Показано, что среднемноголетние годовые уровни болотных вод на Пулозерском болоте во всех основных микроландшафтах не выходят за пределы 1 см (-36...-37 см), среднегодовые максимальные — полностью совпадают (-31...-32 см), среднегодовые минимальные — отличаются в пределах 4 см (-40...-44 см). По данным ежедневных наблюдений, годовые амплитуды уровней в грядово-мочажинном комплексе достигают 104–116 см, в сфагново-кустарниковом и кустарничково-лишайниковом — около 90 см.

Наличие постоянных мерзлых бугров на болоте обуславливает более раннее наступление характерных уровней в плоскобугристом микроландшафте по отношению к грядово-мочажинному комплексу. Последнее происходит не синхронно, а со сдвигом на 1–2 декады.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубах А. Д. Очерки по гидрологии болот. Л.: Редиздат ЦУЕГМС, 1936. 116 с.
2. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 500 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Кольский полуостров. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. Т. 1. 316 с.
4. Калюжный И. Л. Формирование глубин промерзания болот Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. 2017. № 1 (9). С. 124–138.
5. Калюжный И. Л. Гидрохимический режим и химический состав вод мезоолиготрофных болотных массивов Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3 (26). С. 114–125.
6. Наставление гидрологическим станциям и постам // Гидрометеорологические наблюдения на болотах. Л.: Гидрометеоиздат, 1952. Вып 8. 228 с.
7. Калюжный И. Л. Романюк К. Д. Изменение водного режима болот Севера и Северо-Запада России под влиянием климатических факторов // Метеорология и гидрология. 2010. № 7. С. 85–98.

Сведения об авторе

Калюжный Игорь Леонидович — кандидат технических наук, старший научный сотрудник, заведующий отделом гидрофизики Государственного гидрологического института, Санкт-Петербург
E-mail: hfl@mail.ru

Author Affiliation

Igor L. Kalyuzhny — PhD (Engineering), Senior Researcher, Head of Hydrophysical Department of State Hydrological Institute, Saint Petersburg
E-mail: hfl@mail.ru

Библиографическое описание статьи

Калюжный И. Л. Гидрологический режим болот Кольского полуострова / И. Л. Калюжный // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). С. 118–132.

Reference

Kalyuzhny Igor L. Hydrological Regime of Waterlands over the Kola Peninsula. *Herald of the Kola Science Centre of the RAS*, 2018, vol. 1 (10), pp. 118–132 (In Rus).

ПРОИЗВОДСТВО СТЕКЛООБРАЗНЫХ ПЕНОМАТЕРИАЛОВ: ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ*

Р. Г. Мелконян¹, О. В. Суворова², Д. В. Макаров³, Н. К. Манакова²

¹Горный институт НИТУ «МИСиС», Москва

²Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И. В. Тананаева ФИЦ КНЦ РАН

³Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН

Аннотация

Рассмотрены виды стеклообразных пеноматериалов и их основные технические свойства. Кратко охарактеризованы способы получения пеностекол. Расширение минерально-сырьевой базы для производства пеноматериалов видится в использовании высококремнистых аморфных горных пород и промышленных отходов: боя стекла, металлургических и топливных шлаков, зол-уноса ТЭС, хвостов обогащения руд и др.

Ключевые слова:

пеностекло, тепло- и звукоизоляционный материал, порошковый способ, гидротермальный метод, использование горных пород и промышленных отходов.

VITREOUS FOAMED MATERIALS: CHALLENGES OF PRODUCTION AND SOLUTIONS

Ruben G. Melkonyan¹, Olga V. Suvorova², Dmitriy. V. Makarov³, Nadezhda K. Manakova²

¹State Mining University, National University of Science and Technology MISiS, Moscow

²I. V. Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the KSC of the RAS

³Institute of North Industrial Ecology Problems of the KSC of the RAS

Abstract

The kinds of vitreous foamed materials and their principal technical characteristics are discussed and a brief characterization of the production techniques is presented. The mineral sources for the foamed materials may be extended by including the high-silica amorphous rocks and such industrial wastes as broken glass, metallurgical and furnace slag, fly ash of thermal power plants, ore concentration waste, etc.

Keywords:

foamed glass, heat- and sound-insulating material, powder method, hydrothermal technique, utilization of mining rock and industrial waste.

Введение

В современном промышленном и гражданском строительстве все большее значение приобретают теплоизоляционные материалы, способные эффективно выполнять свои функции по сбережению энергетических ресурсов. В наибольшей степени всему комплексу предъявляемых требований по своим теплофизическим, противопожарным и эксплуатационным показателям удовлетворяет пеностекло. Метод получения этого материала был разработан во второй половине 1930-х гг. И. И. Китайгородским (СССР) и Б. Лонгом (Франция) [1, 2].

В 1930-е гг. в СССР в Российском химико-технологическом университете им. Д. И. Менделеева проводили теоретические и экспериментальные разработки технологического процесса производства пеностекла. В мае 1939 г. на заводе «Автостекло» в г. Константиновка (Украина) было получено первое промышленное пеностекло большого формата (475×380×120 мм) со стабильными

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-43-510364 р_а).

физическими параметрами. К середине 1950-х гг. было восстановлено производство пеностекла в г. Константиновка, а также запущено его производство еще на трех стекольных заводах СССР: Ивотском, Кучинском, Гомельском [2]. В этот период существовали значительные технологические проблемы получения качественного промышленного пеностекла. На базе Гомельского стекольного завода им. М. В. Ломоносова технология пеностекла была усовершенствована и подробно описана в работах Б. К. Демидовичем [3, 4].

К сожалению, из четырех заводов, которые работали в СССР, до недавнего времени производство сохранялось только на Гомельском стекольном заводе им. М. В. Ломоносова — ныне ОАО «Гомельстекло».

В конце XX в. собственное производство утратили Германия, Чехия и Польша [2]. В настоящее время фактическим монополистом производства пеностекла в мире является американская фирма Pittsburgh Foamglas, имеющая головное европейское представительство в Бельгии.

Отметим также, что в Российской Федерации производство пеностекла и пеноматериалов возрождается и сейчас сосредоточено на следующих предприятиях:

- 1) ЗАО «Пеноситал», г. Пермь — производство плитного пеностекла «Пеноситал»;
- 2) ООО «АйСиЭм Глас-Калуга», дочернее предприятие «Роснано», пос. Ворсино Калужской обл. — производство пеностеклощебня на основе стеклобоя;
- 3) компания «СТЭС-Владимир», г. Владимир — производство плитного, гранулированного, кускового и фигурного пеностекла;
- 4) компания «ЭТИЗ», пос. Речной Ярославской обл. — производство звукоизоляционного огнезащитного материала на основе жидкого стекла, производительность — 6 000 м³ в месяц;
- 5) компания «Грастек», г. Орёл — производство теплоизоляционных и конструкционно-теплоизоляционных поризованных материалов «Грастек» в виде плит и блоков (пеностекло и пеностеклокерамика);
- 6) группа российских компаний при партнерстве с компанией Kramer Schaum Silikate GmbH (Германия), г. Щекино Тульской обл. — производство гранулированного теплоизоляционного пористого наполнителя "Baugran" для получения пенокерамического наполнителя, пеностекла, сухих строительных смесей, сухих засыпок, фасадов и декоров, бетонных и тампонажных растворов, полимеров;
- 7) ООО «Белпеностекло», Белгородская область, Шебекинский район, с. Новая Таволжанка — работает дискретно в опытно-исследовательском режиме;
- 8) ООО «Мистраль», Московская обл., г. Орехово-Зуево — производство пеностеклощебня на основе стеклобоя;
- 9) завод «Тисма», Красноярский край, г. Норильск — цех производства легких заполнителей — гранулированной пеностеклокерамики типа «Азерит»;
- 10) Яхромской завод пеностекла компании «Сайтакс», Московская область, г. Яхрома — производство гранулированного пеностекла;
- 11) ООО «ПроектСтройКомплекс», Омская обл., пос. Лузино — производство гранулированного пеностекла на основе стеклобоя;
- 12) ООО «Квант», Пензенская обл., г. Никольск — производство пеностеклокерамики на основе диатомитов;
- 13) ООО «Уральская диатомитовая компания», Свердловская обл., г. Камышлов — производство гранулированного пеностекла;
- 14) ООО «Рыбинский завод строительных технологий», Ярославская обл., г. Рыбинск — производство гранулированного пеностекла;
- 15) ЦНИИСК им. В. А. Кучеренко НИЦ «Строительство», г. Москва — опытная линия по производству гранулированной пеностеклокерамики «термогран» на основе аморфных кремнеземных пород;

16) ООО «Колпинский завод композитных материалов», г. Санкт-Петербург, пос. Колпино — строительство цеха пеностекла.

Пеностекло — пористый тепло- и звукоизоляционный материал с истинной пористостью до 90–97 %, состоящий из газообразной и твердой фаз. Твердая фаза — это стекло, образующее тонкие стенки отдельных ячеек толщиной несколько микрометров. Ячейки заполнены газовой фазой, давление газов в которых при комнатной температуре составляет примерно 30,3–40,5 кПа [1].

Основные преимущества пеностекла, по сравнению с другими теплоизоляционными материалами, — водостойкость, относительно высокая механическая прочность, негорючность и биологическая стойкость.

Прочность, водопоглощение и теплопроводность определяются параметрами структуры пеностекла (размером и концентрацией пор, их изолированностью, толщиной стеклянных стенок между порами) и в той или иной степени коррелируют с плотностью [1].

Этому перспективному материалу уделяется повышенное внимание, как в нашей стране, так и за рубежом. В частности, в последние годы опубликован ряд монографий и статей обзорного характера [5–9 и др.].

Виды стеклообразных пеноматериалов и их основные технические характеристики

В зависимости от назначения различают теплоизоляционное, звукопоглощающее и специальное высокотемпературное пеностекло. Тепло- и звукоизоляционное пеностекло может быть соответственно с преимущественно замкнутыми или сообщающимися порами [1].

Б. К. Демидович предложил следующую классификацию пеностекол: строительное, влагозащитное, декоративное (облицовочное) и гранулированное [3, 4].

Основное назначение строительных пеностекол — это утепление стен и перекрытий жилых, общественных и промышленных зданий, а также теплоизоляция горячих поверхностей и тепловых агрегатов: печей, сушилок, автоклавов, реакционных колонн и др. Для материала характерна преимущественно замкнутая пористость с ячейками средних размеров. Водопоглощение составляет не более 10 % объема, средняя плотность 150–350 кг/м³. Температура применения: при отрицательных с обязательной гидроизоляцией до -50 °C, при положительных до +500 °C.

Влагозащитные пеностекла применяют для тепловой изоляции объектов, работающих при знакопеременных температурах и условиях повышенной влажности, изоляции объектов глубокого холода и технической теплоизоляции транспортных средств. Пеностекла обладают замкнутой мелкопористой структурой с водопоглощением не более 10 %, средней плотностью 140–200 кг/м³, прочностью на сжатие 2,5–5 МПа. Температура применения материала — от -200 до +500 °C.

Декоративное пеностекло отличается окрашиванием в объеме или с поверхности путем добавления в состав обычно применяемых в стеклоделии красителей, применяется для внутренней и наружной облицовки жилых зданий и помещений общественного и специального назначения, сочетая одновременно декоративность и теплоизоляцию, для устройства наружных и внутренних художественных панно.

Назначение гранулированного пеностекла — тепловая изоляция поверхностей со сложной конфигурацией, устройство теплоизоляционных засыпок. Высокопрочные гранулы применяют для изготовления легких бетонов и облегченных конструкций. Материал характеризуется замкнутой пористостью с наличием на поверхности оплавленной корки, обладающей, однако, высокой адгезией, средней плотностью 80–200 кг/м³, водопоглощением не более 5 %. Температура применения — от -180 до +600 °C.

По разработанной классификации пеностекло разделяется на следующие виды:

а) изоляционно-строительное, пригодное для применения в качестве утеплителя стен и перекрытий в жилых, общественных и промышленных зданиях. Характеризуется замкнутыми и частично сообщающимися порами, повышенными прочностными показателями и средней плотностью 160–250 кг/м³;

б) изоляционно-монтажное, используемое для изоляции установок глубокого и умеренного холода, промышленного оборудования и теплоотводов, с замкнутыми порами и средней плотностью до $160 \text{ кг}/\text{м}^3$. Его эксплуатируют при температурах от -180 до +400 °C;

в) специального назначения (бесщелочное и высококремнеземистое), употребляемое для тепловой и электрической изоляции приборов и аппаратов). Материал имеет высокую механическую прочность, термостойкость, радиопрозрачность. Температура применения бесщелочного пеностекла до 600 °C, высококремнеземистого — до 1200 °C;

г) влагозащитное, характеризующееся водопоглощением 1,6–1,8 % по объему за год.

В работе В. Е. Маневича и К. Ю. Субботина выделены следующие преимущества пеностекла [10]:

- возможность использования в различных конструкциях стен, кровли, а в зонах вечной мерзлоты — как подложку вместо фундамента под здание;
- теплоизоляция судов, рефрижераторов;
- изоляция трубопроводов (скорлупы, гравий и гранулы);
- возможность применения в качестве основного стройматериала при умеренных несущих нагрузках;
- применение в атомной энергетике;
- простота механической обработки (стальные пилы, сверла и т. п.);
- возможность совмещения изоляции с наружной облицовкой зданий (глазурованное пеностекло).

Рассматривая перспективы пеностекла в жилищном строительстве А. А. Кетов отмечает, что производство штучных окрашенных изделий, обладающих кроме теплоизоляционных свойств дополнительно повышенными прочностными характеристиками и возможностью применения в виде облицовки, резко расширяет рыночную нишу материала [11]. По мнению А. А. Кетова, материал имеет перспективы выхода на строительный рынок не столько за счет снижения себестоимости и рыночной цены, сколько за счет придания ему дополнительных потребительских свойств.

Авторами [12] приведен перечень особых видов пеностекла на основе природного минерального сырья (радиационно-защитное, конструктивное с армированием сетками, акустическое) и способов его получения. Разработанные способы и составы в настоящее время проходят полупромышленную апробацию, после чего гранулированное пеностекло из широко распространенного кремнеземистого сырья можно будет получать в промышленных масштабах.

Перспективным направлением является применение пеностекол в качестве сорбентов [10].

Так, в работе [13] проведено исследование пеностекла производства ОАО «Гомельстекло» на предмет использования его как нефтесорбента. Установлен специфический характер кинетических кривых нефтепоглощения, обусловленный стеклообразным состоянием поверхности. Показано, что материал может быть рекомендован для локализации аварийных разливов нефти (боновые заграждения) и для очистки воды от ее пленок. Плавучесть максимально насыщенных нефтью образцов превысила 4 месяца, при этом процессов десорбции не зафиксировано.

Экологически безопасная технология получения гранулированной фильтрующей пеностеклокерамики разработана на основе бытового и промышленного стеклобоя, красной глины и органических добавок [14]. Комплекс оксидов и гидроксидов, полученный на поверхности пеностеклокерамических гранул, позволяет удалять из воды железо и марганец.

Важным свойством, определяющим долговечность, безопасность и надежность материалов, является их стойкость к биологической коррозии. О. В. Казьминой с соавторами проведены исследования биостойкости пеностеклокристаллических материалов [15]. Материал является

грибостойким в отношении плесневых грибов *Aspergillus niger*. Плесневые грибы отрицательно влияют на сорбционную влажность материала, значение которой после биологического воздействия увеличивается, но находится в допустимых пределах (не более 2,5 %). Показано, что ведущую роль в микроповреждениях межпоровой перегородки играет размер частиц кристаллической фазы, а не ее количество.

Технологии производства пеноматериалов

Порошковый способ

Пеностекло производят преимущественно порошковым методом [1, 13]. Суть метода заключается в спекании смеси порошков стекла и специальных добавок, способствующих образованию газовой фазы при нагреве и последующем отжиге изделий для снятия внутренних напряжений. При термообработке смеси происходит появление пеномассы. Когда температура нагревающейся смеси превышает температуру размягчения, начинается спекание частиц стекла, при этом частицы порообразователя оказываются блокированными размягченным стеклом. При достижении определенной температуры они начинают выделять газы, вспенивающие стекломассу. Во всех местах спекшегося тела, где были блокированы частицы порообразователя, благодаря выделению газов появляются поры. На форму пор и свойства полученного пеностекла во многом влияют концентрация и вид использовавшегося газообразователя [1].

Газообразователи бывают двух типов — нейтрализационного и окислительно-восстановительного. В качестве первых, как правило, используют карбонаты, которые при нагреве разлагаются с выделением CO₂. Резкое газовыделение прорывает стенки отдельных пор, благодаря чему возникает лабиринтообразная система полостей в стекле. Пеностекло характеризуется высокими водопоглощением и звукозащитными характеристиками [1].

Окислительно-восстановительные газообразователи применяют для получения теплоизоляционного пеностекла — материала с преимущественно замкнутыми порами. В качестве таких газообразователей используют углеродсодержащие вещества (кокс, антрацит, сажу, графит, реже карбид кремния). Причина газовыделения у них — реакция окисления газообразователя газами, растворенными в стекломассе, прежде всего это кислород и триоксид серы [1]. Количество вводимого газообразователя зависит от его вида и свойств и от физико-механических свойств изготавляемых материалов (главным образом, средней плотности и прочности).

Процесс получения пеностекла базируется на ряде положений физической и коллоидной химии. Стекломасса должна иметь при температуре интенсивного газовыделения достаточную вязкость, противодействующую разрыву образовавшейся пленки, и низкое поверхностное натяжение, способствующее утончению этих пленок. Эти условия определены химическим составом стекломассы и температурой ее нагрева.

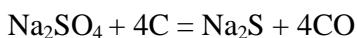
Основные факторы, придающие устойчивость вспученной стекломассе до ее полного застывания в твердое тело:

- вязкость, которая должна быть равна $2,8\text{--}3,5 \cdot 10^2$ кПа·с при температуре вспучивания 720–930 °C;
- поверхностное натяжение σ, близкое к значению $3,5 \cdot 10^{-3}$ Н/м;
- парциальное давление газообразной фазы, нарастающее при температуре, которая выше температуры размягчения стекла на 50–70 °C, причем давление газовой фазы должно нарастать постепенно в температурном интервале, совпадающем с температурным интервалом, обеспечивающим рабочую вязкость.

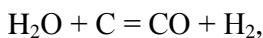
При вспучивании протекают следующие процессы:

- размягчение отдельных частиц при нагреве (физический);
- спекание частиц стекла и газообразователей одна с другой при некотором уменьшении объема (усадкой) (физико-химический);

- снижение вязкости стекломассы (физический) и начало химической реакции между углеродом и сульфатной серой:



или водой:



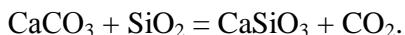
протекающей при температуре на 50–70 °С выше таковой начала размягчения стекольного порошка;

- образование в стекломассе пор, рост их размеров при последующем нагреве и возникающее при этом снижение вязкости стекломассы, объем которой увеличивается при максимально возможной температуре;
- закрепление, стабилизация образовавшейся поровой структуры и придание стекломассе твердости и прочности в результате перехода ее при охлаждении из пластиично-вязкого в стекловидное, твердое и далее упруго-хрупкое состояние.

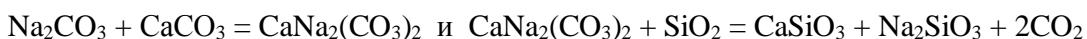
Процессы силикато- и стеклообразования происходят в момент варки стекла, а в момент вспучивания (вспенивания) идут в основном реакции, связанные с разложением или окислением (сгоранием) газообразователя. Поэтому выбор газообразователя диктуется температурным интервалом спекания стекломассы. В углеродосодержащих пенообразующих смесях процессы газо- и пенообразования происходят в результате реакций между сульфатом натрия (если он содержится в стекле) и углеродом при 477–577 °С и в стекле, не содержащем сульфатную серу, в результате взаимодействия углерода с водой.

На заводах в качестве газообразователя широко применяют кокс, антрацит, мраморную крошку, мел и известняк. Распространены также графит, пиролюзит MnO₂, карбид кремния SiC, карбид кальция CaC₂. Взаимодействие кокса и антрацита со стекольным порошком вызывает при температуре 620–700 °С эндотермические эффекты (реакция между неразложившимися карбонатами с SO₂ или сульфатами в присутствии SiO₂).

Если газообразователем служит известняк, то при температуре 600 °С протекает эндотермическая реакция замещения:

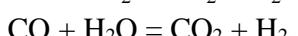
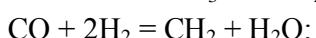
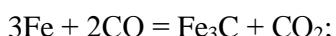


При температуре 800 °С эта реакция, а также процессы



идут наиболее интенсивно.

Эндотермические реакции взаимодействия газообразователя со стекломассой способствуют равномерному газообразованию, экзотермические же, наоборот, нарушают равномерную структуру пеностекла. К последним относят реакции, возникающие, главным образом, в пеностекольной шихте с углеродосодержащими газообразователями:

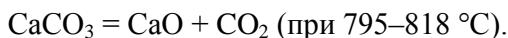


В присутствии углеродистых газообразователей процесс вспенивания осуществляется в восстановительной газовой среде, т. е. при содержании в ней менее 1 % кислорода (по массе). Выделяющиеся при сгорании таких газообразователей газы имеют следующий состав, %: CO₂ — 30–75, CO — до 10–12, SO₂ — до 1,5; O₂ — 1,2–3,1, при этом чем тоньше помол газообразователя, тем меньше размер пор пеностекла и выше его качество. Однако помол до удельной поверхности 5000–5500 см²/г требуется лишь для специальных видов пеностекла.

От вида газообразователя зависит характер пористости, определяющий область применения пеностекла. Замкнутые поры образуются, если газообразователями служат кокс, графит, карбид кремния и кальция; частично замкнутые, если антрацит и пиролюзит; сообщающиеся, если мрамор и известняк. В последнем случае протекают химические реакции замещения:



разложения:



Пеностекло имеет различные цвета в зависимости от газообразователя: черный и серый, (когда в качестве газообразователя применяются антрацит, сажа, торфяной полукокс), фиолетовый (3–4 % пиролюзита), зеленый (1,5–2 % известняка или мрамора и 0,5–1 % $\text{Na}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ и $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$).

Различают несколько способов производства пеностекла порошковым методом [8]:

- 1) одностадийный;
- 2) двухстадийный;
- 3) способ непрерывного вспенивания ленты пеностекла;
- 4) способ получения гранулированного пеностекла;
- 5) гидротермальный способ.

Рассмотрим подробнее гидротермальный способ получения пеностекол.

Гидротермальный способ

При синтезе стекольного сырья типа каназита, разработанное Г. С. Мелконяном и Р. Г. Мелконяном, в процессе гидротермально-щелочной переработки горных пород образуется нерастворимый в щелочах остаток, количество которого определяется составом исходного сырья. Было установлено, данное сырье обладает значительно большей химической активностью, чем традиционные природные материалы [16, 17].

Каназит — это комплексное стекольное сырье, представляющее собой сцементированные агрегаты силикатных соединений, непосредственно пригодных для стекловарения без каких-либо добавок стеклообразующих компонентов, а также осветлителей и обесцвечивателей. Он обладает высокой дисперсностью, однородностью и химической чистотой. В общем виде состав каназита может быть выражен формулой



где x , y , z , n и m — числовые коэффициенты при оксидах. Создание каназита преследовало цель внести коренное изменение в существующий способ приготовления стекольной шихты с переходом от сухого смешивания твердых компонентов к перемешиванию их растворов или суспензий. Предполагалось, что гидротермально-химический способ приготовления стекольной шихты должен способствовать ускоренному взаимодействию ее компонентов, с образованием силикатов, так как стеклообразующие компоненты в этом случае взаимодействуют в виде коллоидных растворов [16, 17].

При производстве пеностекол в качестве исходного сырья используют «Каназит-1» состава натриево-кальциевого стекла и «Каназит-2», получаемый из аморфных горных пород (диатомиты, перлиты и др.).

По гидротермальной технологии Г. С. Мелконяном с соавторами были получены различные строительные материалы из каназитового сырья и отходов стекла: пеностекло, пенотуф, ситаллы, керамические плиты [16, 17].

Рассмотрим особенности получения пеноматериала с малой объемной массой и с высокой водостойкостью, разработанного Г. С. Мелконяном, Л. О. Шатирян и Р. Г. Мелконяном [18, 19].

Материал содержит высокомолекулярный силикат щелочноземельного металла с влажностью 15–25 % и жидкое стекло при соотношении компонентов 20–55 : 45–80 мас. %. Технология приготовления состава и пеноматериала на его основе следующая: исходные компоненты в указанных соотношениях перемешивают с водой при соотношении Ж:Т = (2–4):1 и нагревают до 80–100 °С. Время обработки при данной температуре 10–30 мин.

Полученную пульпу сушат до остаточной влажности 15–20 %. Высущенный порошок нагревают в печи до 700–750 °С со скоростью нагрева 7–10 °С/мин. Полученные изделия подвергают отжигу по следующему режиму: быстрое охлаждение от температуры вспенивания до 550–570 °С с выдержкой при этой температуре 30–60 мин, затем медленное охлаждение до температуры окружающей среды. При вспенивании предварительно гранулированной смеси получают гранулы пеностекла.

В зависимости от соотношений компонентов в исходной смеси коэффициент теплопроводности материала составляет от 0,06 до 0,09 Вт/м·К, объемная плотность — от 100 до 250 кг/м³.

В статьях А. А. Кетова с соавторами рассмотрены вопросы развития технологии пеностекла [7, 20, 21]. В частности, в них обоснована рыночная неконкурентоспособность пеностекла, которое производится по классической порошковой технологии из специально сваренного стекла. В этих же работах раскрываются главные преимущества гидротермальной технологии.

Известно, что дисперсное стекло обладает ярко выраженными щелочными свойствами. При взаимодействии порошков стекла с водными растворами происходит вымывание катионов с поверхности материала. В большей степени выщелачиванию подвержены ионы Na^+ и в меньшей Ca^{2+} . В результате дисперсное стекло, подвергнутое обработке в водных растворах, имеет существенно отличающуюся от исходного материала поверхность. Такой материал уже не будет спекаться по закономерностям, характерным для обычного стекла, поверхность его представляет собой фактически аморфные поликремниевые кислоты (гидратированный оксид кремния), обедненные относительно основной массы ионами Na^+ . В этом случае избыточное количество ионов Na^+ находится в растворе или, при повышении температуры, в виде гидроксосоединений, сорбированных на поверхности, то есть поверхностные слои частиц стекла обработанного в водных растворах, содержат только исходные компоненты для синтеза стекла — аморфный оксид кремния и щелочные соединения натрия. Синтез собственно стекла из этих компонентов может осуществляться при температурах значительно более низких, чем синтез обычного стекла вследствие аморфной природы оксида кремния, как это происходит в технологии низкотемпературных стекол типа каназита [16, 17]. Поэтому термообработка гидротермально обработанных порошков стекол приводит к повторному синтезу стекла на поверхности частиц, сопровождаемому газообразованием, типичным для синтеза стекла, то есть выделением паров воды или углекислого газа, если анионная часть растворов была обогащена карбонатами. В обоих случаях, выделяющиеся газы могут служить окислителями углерода в системе, то есть появляется возможность избавиться от сульфидов в конечном продукте [7, 20, 21].

Другим существенным преимуществом предложенной технологии является естественное омоноличивание материала в процессе термообработки, связанное с синтезом силикатов, то есть происходит процесс аналогичный спеканию порошка обычного стекла, приводящий к предотвращению свободной диффузии газов, необходимых для пенообразования, сквозь толщу материала [7, 20, 21].

Таким образом, при использовании гидротермально обработанного стекла требования к собственно исходному стеклу становятся несущественны. Действительно важными становятся процессы силикатообразования на поверхности частиц, то есть технологические приемы активации поверхности. Наконец, получаемый продукт вследствие химической

микронеоднородности порошков может быть легко подвергнут направленной кристаллизации, что приводит к уменьшению объема пленок между ячейками и появлению в части перемычек отверстий, способствующих паропроницаемости материала [7, 20, 21].

Следовательно, порошки стекла, подвергнутого гидротермальной обработке, можно рассматривать как микроструктурно неоднородные и реакционноспособные материалы, в ходе термообработки которых происходит синтез стекла на поверхности с восстановлением химической однородности.

Существенной особенностью гидротермально обработанного стекла является его высокая химическая активность, которая может быть положена в основу приготовления вяжущих композиций. Так, исследования, выполненные В. И. Онищуком и М. В. Месяцем с соавторами в БГТУ им. В. Г. Шухова позволили выявить закономерности формирования структуры стекольной вяжущей суспензии из натрий-кальций-силикатного стекла и получить пористые стеклокерамические материалы на ее основе [22–24].

Было установлено, что механическая активация стекольного боя натрий-кальций-силикатного стекла в жидкой среде позволяет получить седиментационно-устойчивую стекольную вяжущую суспензию с плотностью 1800–1880 кг/м³ и объемной концентрацией твердой фазы 0,53–0,59, способную к самопроизвольному затвердеванию с образованием монолита. В результате механохимической активации происходит разрушение стекла с образованием щелочного раствора, который взаимодействует с поверхностью стекла, формируя коллоидный раствор, состоящий из полимеров кремниевой кислоты и силиката натрия. Полученная система состоит из двух компонентов: стекловидных частиц со средним размером 7,5 мкм и коллоидного раствора со средним размером частиц 144 нм, обеспечивающего седиментационную устойчивость и тиксотропный характер течения [22–24].

С течением времени вязкость суспензии увеличивается настолько, что коагуляция становится необратимой. Коллоидная составляющая формирует связи между частицами стекла, «сшивая» их между собой сначала точечными контактами, а затем и сетью пространственных связей, образуя монолитное твердое тело. При этом монолит представляет собой систему, в которой стекловидные частицы с аморфизированной поверхностью соединяются перемычками из высококремнеземистого геля, образовавшегося при затвердевании коллоидной составляющей. Получаемый монолит может быть рассмотрен как продукт твердения вяжущего. Его пористость составляет 35,25 % при плотности 1620 кг/м³. Показатель водостойкости монолита составляет 0,79, что позволяет отнести его к водостойким материалам [24].

Добавка жидкого стекла в стекольную вяжущую суспензию в количестве 1 % снижает вязкость и повышает прочность отливок до 14,27 МПа через 90 сут. Модификация суспензии Na₂SiF₆ позволяет управлять скоростью твердения системы. Добавка фторида кальция в количестве 1,5 % в совокупности с модификацией жидким стеклом позволяет получить отливки с прочностью на сжатие более 48 МПа [24].

Химически связанная вода, содержащаяся в порах монолита, при нагревании вызывает вспенивание материала и его переход в пластичное состояние. Температура вспенивания находится в интервале от 810 до 825 °С и определяет характер и размер пор материала. Разработаны технологические схемы производства гранулированного и блочного пористого материала [24].

Эколого-экономические аспекты производства пеноматериалов

Расширение минерально-сырьевой базы для производства пеноматериалов

Использование промышленных отходов. Для успешного развития промышленности пеноматериалов первостепенное значение имеет расширение минерально-сырьевой базы. В этом отношении особый интерес вызывает использование в качестве сырьевых материалов высококремнистых аморфных горных пород [17]. Следует отметить, что Россия располагает

крупнейшей сырьевой базой таких пород, главным образом осадочного происхождения, — трепелов, опок, диатомитов и др.

Проблема силикатообразования при взаимодействии аморфного оксида кремния в виде трепела и растворов гидроксида натрия рассмотрена в работе П. А. Кетова [25]. Автором выявлены условия образования вяжущих композиций и шихты для получения ячеистых материалов. В процессе термообработки полученного материала газовыделение, сопровождающее процесс варки стекла, может быть использовано для создания устойчивых пен — пеностекол в области высокой вязкости стекломассы.

В Челябинской обл. на предприятии «Баскей Керамик» налажено производство гранулированных пеноматериалов по одностадийной технологии из трепелов Потанинского месторождения без их предварительной переплавки в стекло [26]. Выпуск теплоизоляционной продукции основан на синтезе гидратированных полимерных силикатов натрия ($\text{Na}_2\text{O}\cdot m\text{SiO}_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$) в щелочных составах на основе кремнистых пород с последующей термической обработкой полуфабриката и получением конечного продукта — пористых гранул ячеистого строения. В зависимости от режима обработки трепела «Баскей Керамик» выпускает гранулированный теплоизоляционный материал с различной насыпной плотности от 180 до 400 кг/м³. В настоящее время также разработаны технологии производства штучных теплоизоляционных изделий — блоков, плит и панелей.

Б. Е. Жакипбаевым с соавторами показана принципиальная возможность применения опоки Кынгракского месторождения для получения теплоизоляционного пеностекла по технологии, исключающей процесс варки стекла [27]. Определены оптимальные температура спекания, дисперсность порошка и массовое содержание добавки гидроксида натрия, обеспечивающие образование из опоки в процессе термообработки аморфного вспененного материала.

Исследователями из России и Казахстана представлены результаты лабораторно-технологической оптимизации составов и термических режимов получения гранулированного и блочного пеностекла из опоковой породы Шиповского месторождения (Республика Казахстан, Южный Урал) [28]. В лабораторных условиях были разработаны оптимальные составы и способы подготовки гранул для изготовления гранулированного и блочного пеностекла из опокового сырья при концентрации гидроксида натрия в составах (на сухую часть шихты) 17–22 мас. %. При максимальной концентрации NaOH получены гранулированные пеностекла с насыпной плотностью 80 кг/м³ и блочное пеностекло с плотностью 120 кг/м³. При одной и той же концентрации гидроксида натрия в шихте — 17 мас. % (в зависимости от особенностей подготовки гранулята) было получено гранулированное пеностекло класса -12+10 мм с насыпной плотностью в диапазоне от 135 до 200 кг/м³. Последующие полупромышленные испытания показали, что гранулированное пеностекло из данного сырья можно получать в промышленном масштабе с использованием отечественного оборудования.

Авторами [29] разработан состав легкоплавкого стекла на основе опоки, кальцинированной соды и буры при соотношении ингредиентов 1:0,3:0,35 соответственно, а также способ получения блочного пеностекла.

Современное состояние исследований в области получения пеностекла из кремнистых пород по одностадийной схеме рассмотрено К. С. Ивановым с соавторами [30]. Сформулированы основные технологические принципы, положенные в основу опытного производства гранулированного пеностекла на основе диатомитов. Гранулированный пеностеклокерамический материал «ДиатомИК» фракции 5–10 мм имеет следующие характеристики: насыпная плотность — 350 кг/м³; прочность при сжатии — 1,9 МПа; водопоглощение по объему — 2,8 %; коэффициент размягчения — 0,98; теплопроводность — 0,11 Вт/м·К [31].

Вопросы технологии получения пеностекла на основе диатомита, снижения себестоимости шихты, особенности подготовки пенообразующих смесей, зависимость объемного веса готового пеностекла от величины удельной поверхности и вида применяемого помольного оборудования,

технологическая линия изготовления стеклогранулята для производства пеностекла представлены в цикле работ В. Е. Маневича и Р. К. Субботина с соавторами [32–35].

С. Ю. Нациевским и Л. В. Алексеевой показана перспективность применения аморфных пород вулканического происхождения — перлитов Мухор-Талинского месторождения (Бурятия) для производства вспученного перлитового песка насыпной плотностью 70–150 кг/м³ как основы эффективных теплоизоляционных строительных материалов [36]. Подтверждена также перспективность применения вспученного перлита из Магаданских месторождений вулканического пепла в сухих строительных смесях, криогенной технике и других отраслях промышленности.

Авторами разработанного пеностекла на основе бентонита, перлита и стеклобоя для повышения механической прочности и снижения температуры вспенивания предложено дополнительно использовать отходы марганца [37]. Полученное при температуре 1050 °С пеностекло обладает прочностью при сжатии 9,5–10,8 МПа при объемной массе 495–570 кг/м³.

В. И. Верещагиным и С. Н. Соколовой описан гранулированный пеностеклокристаллический теплоизоляционный материал из цеолитсодержащих пород Сахаптинского месторождения с добавкой 15–25 % кальцинированной соды [38].

Смесь указанного состава фриттовалась при температуре 700 °С, затем фритту смешивали с добавкой антрацита, гранулировали и обжигали при 850 °С. Наилучшие характеристики имел материал с 20 % кальцинированной соды: насыпная плотность — 460 кг/м³; средняя плотность гранул — 900 кг/м³; водопоглощение — 3,8%; прочность — 6,4 МПа. Установлено, что увеличение тонкости помола фриттованной шихты до размера частиц -0,08 мм приводит к снижению насыпной плотности гранулированного пенцеолита [39].

Л. К. Казанцевой рассмотрены особенности термоактивированного порообразования цеолитщелочной шихты [40]. Установлено, что при выдерживании сухой гранулированной шихты на воздухе в ней происходит карбонатизация свободной NaOH с образованием гидратированного карбоната натрия — $\text{Na}_3[\text{CO}_3][\text{HCO}_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Такой же процесс протекает и с NaOH, окклюдированной внутрикристаллическими порами и каналами цеолитов. Карбонат натрия, заключенный во внутрикристаллических порах и каналах цеолитов, представляет собой дополнительный источник порообразующего газа — CO₂. Это позволяет снизить плотность пеностекла до 100–150 кг/м³.

Авторами [41] рассмотрены особенности термоактивированного порообразования цеолитсодержащих пород и опоки в щелочных составах. Установлено, что низкотемпературной порообразующей газовой фазой в системе опока + NaOH и цеолитсодержащая порода + NaOH является пар воды, образующийся при дегидратации гидратированных силикатов натрия. По мнению авторов, в массе цеолитсодержащая порода + NaOH второй — более высокотемпературный источник пара воды представляет собой гидратированную силикатную поверхность аморфизованных постцеолитовых составляющих.

В. А. Лотовым показана возможность применения алюмосиликатных пород и материалов для варки стекла, которое можно использовать при производстве пеностекла [42]. В качестве сырья использованы глины, суглинки, глинистые сланцы, граниты, цеолитовые породы, а также техногенное сырье — горельники и кислые золы ТЭЦ. При приготовлении стекольной шихты проводилась корректировка смеси алюмосиликатной породы и кальцинированной соды добавками кварцевого песка, доломита или известняка. Шихты имели следующий состав, %: алюмосиликатная порода — 62–64; сода — 20–22, кварцевый песок — 7–10; известняк или доломит — 7–8. Шихту спекали при температуре 970 °С, затем резко охлаждали и измельчали совместно с 3–4 % коксового орешка и 1 % нитрата натрия или калия. Полученную шихту загружали в формы, обжигали при 800 °С в течение 60–70 мин, после вспенивания шихты форму помещали в печь при 650 °С для стабилизации и последующего охлаждения. Пеностекло на основе

алюмосиликатных пород характеризовалось прочностью при сжатии 1,0–1,4 МПа, плотностью 180–200 кг/м³, коэффициентом теплопроводности 0,058–0,065 Вт/К·м и водопоглощением 3–5 %.

Значительное число публикаций посвящено использованию в производстве пеноматериалов вторичного сырья, прежде всего отходов стекла: листового, стеклянной тары, электронно-лучевых трубок, стеклобоя, полученного при демонтаже телевизоров и компьютеров [43–47 и др.].

Так, в работе [48] приведены результаты исследований получения пеностекла на основе боя тарного, листового, лампового стекол и их смеси. Показана возможность использования параметров, получаемых на базе сопоставления относительной плотности и пористости начального и конечного состояний материала, для прогнозирования, контроля и кинетических исследований процесса поризации пеностекла.

На повышение рентабельности утилизации различных стекольных отходов и возможности производства пеностекла из нестандартного стекла переменного состава при сохранении высокого качества получаемой продукции направлено изобретение [49]. Гранулированная шихта для получения пеностекла содержит следующие компоненты, в мас. %: жидкое стекло — 5–15; вода — 5–15; пенообразователь, включая глицерин, — 1–2; каолин или каолинит — 1–3; молотое стекло (сяное) — остальное.

В качестве карбонатного пенообразователя используют CaCO_3 или MgCO_3 , или BaCO_3 , или SrCO_3 до 1 мас. % в смеси с глицерином. При производстве шихты экспериментально определяют пропорции компонентов при максимальной и минимально допустимой плотности молотого стекла с учетом плотности жидкого стекла, а также среднюю плотность смеси шихты после перемешивания и добавления минимального значения воды.

В работе [50] представлено пеностекло, полученное из несортированного боя стекла, образующегося в сфере бытового потребления населения и рассмотрены некоторые особенности технологии его получения.

Авторами [51, 52] показано, что термообработка композиционного материала из дисперсного стекла в матрице из гидратированных полисиликатов натрия приводит к образованию стеклокристаллического материала ячеистой структуры с высокими теплоизоляционными характеристиками. Техническое решение позволяет отказаться от использования в качестве сырья специального стекла и заменить его несортированным стеклобоем. Полученный материал пригоден для применения в стеновых конструкциях в качестве самонесущей теплоизоляционной основы.

В. В. Васюковым и С. В. Кармановой рассмотрена деструкция автомобильного стекла при нагревании с учетом того, что стекло представляет собой многослойную конструкцию с полимерными защитными материалами, выполненными из пластификатора частично ацетализированных поливиниловых спиртов [53]. Показано, что при пиролизе защитных материалов образуется углеродный остаток, который может служить источником газа для производства пеностекла.

В работе [54] установлен оптимальный сырьевой состав для получения блочного пеностекла на основе стеклобоя с использованием в качестве газообразователя доломитовой муки в количестве до 1,0 % от массы сухого вещества (стеклобоя) и модификатора структуры — жидкого стекла (2,5–3,0 % от массы стеклобоя). При данном соотношении исходных компонентов были получены образцы блочного пеностекла теплоизоляционно-конструкционного назначения средней плотности 270–300 кг/м³, с показателем предела прочности при сжатии 2,0–2,1 МПа и водопоглощением до 3,0 %.

Значительное число публикаций зарубежных авторов посвящено использованию в производстве пеноматериалов смесей стеклобоя и зол-уноса ТЭС [55–58 и др.].

Авторами [56] получены пеностекла с использованием стеклобоя и золы-уноса ТЭС с добавками карбонатов (доломит- и кальцийсодержащих шламов) в качестве пенообразователей. Оценены влияние вещественного состава и количества шламов, а также температуры спекания на кажущуюся плотность, прочность при сжатии, микроструктуру и кристаллические фазы. Установлено, что гомогенные микроструктуры с крупными порами могут быть получены путем добавления только 1–2 мас. % карбонатов и с использованием низкой температуры спекания (850 °C), что приводит к синтезу пеностекол с плотностью 0,36–0,41 г/см³ и прочностью при сжатии 2,40–2,80 МПа.

В работе [57] также изучена возможность использования отходов стекла и золы-уноса в качестве исходных материалов для получения пеностекол. Термогравиметрическим анализом установлена температура вспенивания — около 950 °C. Пеноблоки получали при данной температуре в течение 20 мин с использованием SiC в качестве пенообразователя. Пеностекло имело объемную плотность 0,27 г/см³, прочность при сжатии 0,98 МПа и пористость 82 %.

Авторы [58] получали стеклокерамические пеноматериалы с использованием золы-уноса и отходов стекла в качестве основных компонентов, буры и карбоната кальция в качестве флюса и газообразователя соответственно. Оптимальные параметры для получения пеноматериалов: температура — 800 °C, время — 45 мин. Состав шихты, мас %: зола — 40, отходы стекла — 60, бура — 30 и карбонат кальция — 0,5. Образцы, приготовленные таким образом, имеют объемную плотность 0,46 г/см³, характеризуются прочностью при сжатии более 5 МПа и теплопроводностью около 0,36 Вт/м·К.

Серия работ посвящена использованию отходов стекла, полученных при демонтаже телевизоров, мониторов и других электронных приборов [59–63 и др.].

Так, в качестве сырья для приготовления высокопрочных пористых стеклокерамических пеноматериалов китайские исследователи использовали очищенные стекла катодно-лучевых трубок и панелей, полученные при демонтаже телевизоров, а также германийсодержащие хвосты обогащения [63].

Шихту готовили путем смешивания компонентов с SiC, бурой и TiO₂ как пенообразователя, флюсового агента и стабилизатора. Образцы, вспененные при температуре 880 °C в течение 30 мин и содержащие 56,5 % порошкового стекла, 40,0 % хвостов и 1,0 % SiC, продемонстрировали наилучшие комплексные свойства. В качестве основной кристаллической фазы образцов зафиксирован диопсид CaMgSi₂O₆. Материал характеризовался следующими показателями: объемная плотность — 0,226 г/см³, прочность на изгиб — 3,32 МПа и теплопроводность — 0,68 Вт/м·К.

Ряд исследований обосновывает пригодность для получения пеностекол побочных продуктов и отходов производства строительных материалов и строительства [64–69 и др.].

Возможность получения пеностеклокристаллического материала на основе низкотемпературной фритты, синтезируемой при температуре 900 °C из отсевов строительных песков фракции -60 мкм, содержащих около 70 мас. % SiO₂ показана в работе томских исследователей [64]. Полученный материал в 3 раза превышает по прочности пеностекло и в 1,5 раза керамзит, характеризуется низким водопоглощением — 0,1%.

Авторами [65] исследована возможность использования для получения пористых теплоизоляционных материалов гранитных отсевов (гранитоидов) Микашевичского месторождения Республики Беларусь. Исходные стекла синтезированы с использованием от 50 до 70 % (по массе) гранитоидов и дополнительным введением кварцевого песка, мела и соды. Определена область составов, обладающих необходимой вязкостью при температурах вспенивания 800 и 830 °C. На основе этих составов получено пеностекло, имеющее объемную плотность 180–190 кг/м³, прочность на сжатие 0,72–0,78 МПа и теплопроводность 0,091 Вт/м·К.

Авторами [66] был синтезирован новый строительный изоляционный материал на основе отходов полировки керамики в интервале температур спекания 1010–1200 °С. В качестве добавок применены карбид кремния, $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и оксид магния.

В работе [67] пеноматериалы получены с использованием порошка керамогранитной плитки в качестве основного сырья с добавками SiC и CaO . Спекание вели при температуре 1000–1200 °С. Показано, что размер частиц SiC оказывает существенное влияние на количество и размеры пор. Установлено, что добавление небольшого количества CaO значительно ускоряет вспенивание, затем эффект постепенно ингибируется за счет увеличения содержания аортита.

Вопросы утилизации минераловатного теплоизоляционного материала после завершения жизненного цикла рассмотрены Я. И. Вайсманом с соавторами [68]. Показано, что одним из перспективных направлений вторичного использования минеральной ваты может быть ее применение в качестве добавки при подготовке шихты для производства пеностекольных материалов.

Испанскими исследователями обусловлена возможность использования отходов от сноса зданий для синтеза различных стекломатериалов: глазурей для керамических плиток и пеностекол [69]. В качестве вспенивателей использованы нитрид алюминия AlN и цианамид кальция CaCN_2 . Плотность материалов составила 120–230 кг/м³.

Я. И. Вайсман, А. А. и П. А. Кетовы рассмотрели вопросы вторичного использования пеностеклянных и пеностеклокристаллических плит для производства новых плитных стеклокристаллических материалов ячеистого строения [70]. После завершения жизненного цикла плитное пеностекло может быть переработано в пеностеклянный щебень, который, в свою очередь, может быть заполнителем при производстве новых плитных пеностеклокристаллических материалов.

Заметное число публикаций посвящено использованию для получения пеноматериалов отходов горно-металлургического комплекса [8, 71–75 и др.]. В работах [71–73] изучена возможность утилизации кремнеземсодержащих отходов и побочных продуктов переработки апатит-нефелиновых и эвдиалитовых руд Мурманской обл. Разработаны составы и способы получения эффективных блочных и гранулированных пеностеклокристаллических материалов.

Исследованиями, выполненными проф. Н. И. Минько с соавторами в БГТУ им. В. Г. Шухова, обоснована возможность получения блочного пеностекла на основе хвостов обогащения железистых кварцитов [8]. При этом содержание оксидов железа в техногенном сырье составляло около 20 %. В разработанных оптимальных составах соотношение $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ составляло более 1. В качестве газообразователя применяли доломит (2 мас. %) и кокс (1,5 мас. %). Пенообразующие смеси вспенивали по двухстадийному способу при температуре 900 °С в течение 130 мин. После вспенивания блоки обжигали при температуре 560 °С в течение 8 часов. Пеностекло было частично закристаллизованным (эгирин-диопсид), что обеспечивало прочность при сжатии от 6,7 до 20,2 МПа, однако увеличивало водопоглощение [8].

Зола-уноса ТЭС и красный шлам производства глинозема использованы для синтеза новой пенокерамики [74]. В качестве флюса добавляли небольшое количество буры и жидкого стекла. Исследовано влияние количества красного шлама, золы-уноса и буры, а также температуры спекания на пористость, механическую прочность, объемную плотность, водопоглощение, микроструктуру и количество кристаллической фазы. Результаты показали, что гомогенные микроструктуры с крупными порами могут быть получены спеканием при температуре 900 °С в течение 2 часов смесей, содержащих, мас. %: красного шлама — 40–50, золы — 26,25–40, бората натрия — 15–20 и жидкого стекла — 5. Получен пеноматериал, характеризующийся пористостью 64,14–74,15 %, прочностью при сжатии и изгибе 4,04–10,63 и 2,31–8,52 МПа, объемной плотностью 0,51–0,64 г/см³ и водопоглощением 2,31–6,02 %. Наблюдали хорошие корреляции между механической прочностью, водопоглощением и микроструктурой (размером пор и их распределением).

Авторами [75] разработаны пеностеклокристаллические материалы на основе красного шлама и золы-уноса при соотношении компонентов 40:60 с добавкой в качестве вспенивателя CaCO_3 . Температура обжига составляла 760–840 °С. Материалы характеризовались объемной плотностью 0,33–0,41 г/см³ и прочностью при сжатии 0,33–2,74 МПа.

Большое количество исследований посвящено использованию металлургических и топливных шлаков [76–78 и др.].

В работе [76] пеностекло было получено по порошковой технологии с использованием стеклобоя и титансодержащего доменного шлака с $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ в качестве флюса при температуре 900 °С, в качестве газообразователя и стабилизатора пены добавляли CaCO_3 и $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ соответственно. Оценивали влияние количества флюса на кажущуюся плотность, водопоглощение, прочность при сжатии, микроструктуру и кристаллические фазы пеностекла. Пеностекло, содержащее 10 мас. % $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, продемонстрировало наилучший комплекс свойств.

Китайскими исследователями были получены стеклокерамические пеноматериалы на основе доменного шлака и отходов стекла [77]. Для образования зародышей кристаллических фаз использованы TiO_2 , ZrO_2 и CaF_2 . В качестве пенообразователя, стабилизатора пены и флюса, добавляли CaCO_3 , $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ соответственно. Материалы с 50 мас. % шлака обладают наилучшими свойствами: объемная плотность — 0,79 г/см³, водопоглощение — 2,71 % и прочность при изгибе — 14,34 МПа.

Стеклокерамические пеноматериалы, описанные в статье [78], были получены с использованием 50–70 % шлака, образующегося при плазменной переработке твердых бытовых отходов. В качестве пенообразователя и флюса использовали карбонат кальция и буру соответственно. Исследовано влияние температуры спекания на плотность, механическую прочность и кристаллические фазы. Установлено, что пеноматериалы с 70 мас. % шлака, спеченные при температуре 920 °С, демонстрируют отличное соотношение прочности к плотности (прочность при сжатии более 2,5 МПа и плотность менее 0,3 г/см³) из-за образования микрокристаллических фаз.

Е. А. Яценко с сотрудниками для получения пеностекла теоретически и экспериментально обоснована замена стеклобоя на золошлаковые отходы ТЭС в композиции с органическими (глицерин) и неорганическими пенообразователями (жидкое стекло, углеродные и карбонатные материалы) [79–85].

Б. М. Гольцманом было установлено, что при введении материала в зону температур около 600 °С в условиях скоростного обжига обеспечивается снижение интенсивности диффузионных процессов удаления газообразных продуктов реакций (пары воды, продукты диссоциации глицерина) за счет их капсуляции в порах размером до 0,1 мм и образования вязкого расплава жидкостекольного компонента, устраняющего капилляры между порами [86].

Расчетно-экспериментальным путем установлены два качественных уровня изменения структуры образцов, соответствующих пороговым величинам вязкости $10^{7,6}$ и $10^{7,0}$ Па·с. По достижении температуры, соответствующей вязкости $10^{7,6}$ Па·с, происходит образование зародышей пор (0,2–0,3 мм), а при вязкости $10^{7,0}$ Па·с начинается резкий рост пор. Дальнейшее снижение вязкости при нагреве материала обеспечивает формирование структуры с закрытой пористостью и размером пор 2–3 мм [86].

Показано, что при содержании шлака в составе материала до 20 мас. % образующегося расплава достаточно для формирования полностью рентгеноаморфной структуры. При дальнейшем увеличении количества шлака в составе резко снижается интенсивность порообразования, что ведет к необходимости введения плавней (смесь фторида натрия и буры), которые обеспечивают образование необходимого количества расплава, а фторид натрия дополнительно играет роль активного компонента, взаимодействующего с кремнеземом шлака и ускоряющего общий процесс плавления шихты. Введение смеси плавней приводит к началу формирования кристаллических фаз на основе кремнезема в конечном продукте [86].

В работе [83] исследованы зависимости реакционной и вспенивающей способности композиций органических (глицерин) и неорганических (жидкое стекло, углеродные и карбонатные материалы)

порообразователей от их соотношения и свойств. Для этого определяли и оценивали коэффициенты вспенивания и поризации ряда образцов. Наилучшим порообразующим составом оказалась композиция жидкое стекло — глицерин. Образцы, полученные с ее использованием, характеризовались: плотностью около $200 \text{ кг}/\text{м}^3$, коэффициентами вспенивания и поризации 5–6; крупными равномерно распределенными порами (признак хороших изоляционных свойств).

Н. А. Кузнецовой и О. В. Казьминой показана возможность утилизации золошлаковых отходов в производстве высокоэффективного теплоизоляционного пеностекольного материала [87]. Разработана технология и установлены оптимальные составы стекольных шихт с использованием золошлаковых отходов ГРЭС г. Томска. Установлено, что полученный материал имеет повышенные прочностные характеристики по сравнению с традиционным пеностеклом на основе стеклобоя.

По технологии низкотемпературного синтеза стеклогранулята (промежуточного продукта образования стекловидной массы при термической обработке шлаков и зол ТЭС и корректирующих добавок с его последующим вспениванием) получен пеностеклокристаллит — эффективный теплоизоляционный материал [88].

На расширение материально-сырьевой базы для производства пеностеклокристаллических материалов и снижение их себестоимости направлено изобретение [89]. Шихта для изготовления стеклогранулята для пеностеклокристаллических материалов содержит следующие компоненты, мас. %: кремнеземсодержащая порода — 25–50; кальцинированная сода — 25; золошлаковый отход — 25–50. Золошлаковые отходы содержат, мас.%: SiO_2 — не менее 55; Al_2O_3 — не более 20; CaO — не более 15 с удельной поверхностью отходов не менее $3000 \text{ см}^2/\text{г}$. В качестве кремнеземсодержащего материала берут породу с содержанием SiO_2 не менее 83 мас. % и размером фракции -0,1 мм.

Снижение энергозатрат процесса производства, сокращение времени подготовки шихты, улучшение свойств пеноматериалов

По мнению А. А. Кетова, плитное пеностекло не может конкурировать с традиционными теплоизоляционными материалами на строительном рынке [7, 90].

В неизменном варианте использование плитного пеностекла возможно при снижении его стоимости до величин, сопоставимых с аналогами, что в настоящее время неосуществимо. Решение автор видит в совмещении свойств теплоизоляции с конструкционными или облицовочными, а также при изготовлении легкого пористого кирпича из материала — аналога пеностекла, но окрашенного. Перспективная рыночная ниша пеностекла — применение его для теплоизоляции теплоносителей с температурой 150–650 °C и в агрессивных средах в химической, нефтехимической отраслях и энергетике [7].

Преимущества и недостатки теплоизоляционных материалов, предлагаемых на строительном рынке СНГ, изложены также в статье И. М. Терещенко с соавторами [91]. Отмечено, что по совокупности характеристик пеностекло превосходит известные утеплители, обладая, однако, высокой стоимостью, обусловленной энергозатратностью производства, что делает его неконкурентоспособным.

В то же время авторы [92], оценившие качество и стоимость различных теплоизоляционных материалов для ограждающих конструкций зданий, считают, что наиболее перспективным материалом является пеностекло. К такому выводу они пришли на основе оценки долговечности и стабильности свойств материалов. Так, экспериментальные исследования объектов, утепленных пеностеклом более 50 лет назад, показали отсутствие сколько-нибудь заметных изменений в структуре материала. Фактическая же долговечность пенобетона составляет 20–25 лет, минераловатных плит — 10–15 лет, пенополистирола — 15–20 лет [8, 92].

Л. В. Сапачева и С. Ю. Горегляд отмечают, что использование пеностекла в виде засыпной теплоизоляции, например под фундаментную плиту, позволяет сократить бюджет строительства

на данном этапе работ до 35 % [93]. Экономия осуществляется за счет уменьшения расходов на земляные работы и работы по устройству фундаментного основания.

Вместе с тем и в случае гранулированного пеностекла основной проблемой его широкого использования является высокая цена. Таким образом, для массового вывода пеноматериалов на рынок необходимо существенно снизить их себестоимость. Это могут быть снижение энергозатрат процесса производства, сокращение времени подготовки шихты, улучшение свойств пеноматериалов. Рассмотрим некоторые исследования в этих направлениях.

Одним из способов улучшения технологических свойств стекольных шихт является их уплотнение, основное назначение которого заключается в концентрации максимума полезных свойств в минимуме объема [17, 94, 95].

Предварительное брикетирование пеностекольной шихты с использованием воды в качестве технологической связки рассмотрено в работе [96]. Установлено, что гидратация и гидролиз стекла способствуют улучшению условий вспучивания пеностекла и повышению его физико-технических показателей.

Ряд исследований посвящен применению механохимической активации шихты [97, 98 и др.]. В работе [97] установлено, что метод механохимической активации позволяет получить смешанное щелочное вяжущее вещество, перспективное для производства безобжиговых теплоизоляционных материалов с высокими механическими характеристиками. Возможность изготовления пеностекла из бедных цеолитсодержащих пород с механоактивацией измельченной породы рассмотрена авторами работы [98]. Показано значительное увеличение интенсивности вспенивания составов. При этом макро- и микропористая структура пеноматериала, полученного из обычно измельченной породы на стержневой мельнице, отличается от пеноматериала, изготовленного из механоактивированного порошка породы.

Отметим, что использование механохимической активации требует соответствующих расчетов, обосновывающих экономию в последующих технологических операциях или существенное улучшение свойств готового продукта.

В. В. Самойленко с соавторами исследовано влияние дисперсности стекольной шихты на основные параметры пеностекла [99].

С использованием карбонатного газообразователя — микрокальцита в количестве 2 мас. % проводили вспенивание стекольных шихт [100]. Показано, что механические и теплофизические характеристики пеностекла функционально связаны с его плотностью линейными зависимостями. Оптимальную структуру ячеистого материала с порами преимущественно 100–500 мкм обеспечивает термообработка стекольной шихты с различной степенью помола (от 3300 до 6200 см²/г) при температуре 750 °С в течение 45 мин. Плотность пеностекла варьирует от 200 до 260 кг/м³. Выбором определенного сочетания гранулометрического состава исходного сырья и температурно-временных условий его вспенивания обеспечивается получение пеностекла с заданными эксплуатационными свойствами.

Ресурсо- и энергосберегающий технологический процесс получения теплоизоляционного материала Siver с плотностью менее 150 кг/м³ на основе отходов производства фторсолей — кремнегеля разработан авторами [101]. Существенным преимуществом материала является его широкая область применения, что обеспечивается возможностью получения мелкогранулированного и узкофракционированного продукта, например, фракции -2+0,5 мм. Технология производства включает основные стадии: механоактивация кремнегеля, смешение компонентов, синтез полисиликатов натрия, дробление и классификация, вспенивание. Центральным звеном разрабатываемого технологического процесса является стадия гидротермального синтеза полисиликатов на основе суспензий кремнегеля и NaOH, которая осуществляется в четыре этапа: реакция деполимеризации кремнезема, коагуляция, диспергация и поликонденсация. Особо важным обстоятельством, обеспечивающим получение конечного продукта, является разделение во времени первых двух стадий.

В работе [91] рассмотрено новое перспективное направление — низкотемпературный синтез стекловидных вспененных теплоизоляционных материалов на основе отходов производств

по переработке фосфатных руд. Разработанный технологический процесс обеспечивает получение вспененного материала с высокими технико-эксплуатационными свойствами и характеризуется отсутствием энергозатратных стадий. Температура вспенивания составляет 250–300 °С.

Я. И. Вайсманом и Ю. А. Кетовым исследовано влияние массопереноса раствора силиката натрия по грануле при сушке сырцовых гранул в технологии гранулированного пеностекла [102]. Авторами показано, что в процессе сушки происходит перенос растворенных компонентов на поверхность гранулы. Введение в исходную композицию компонентов, способствующих золь-гель-преобразованию силикатного раствора и отверждению гранул, предотвращает миграцию ионов Na^+ и открывает новые технологические возможности.

Упрощение процесса и получение пеностеклокристаллического материала с улучшенными характеристиками является техническим результатом изобретения [103]. Данный материал имеет пенную структуру с плотностью 150–1000 кг/м³, содержит в качестве кристаллических фаз α -кварц, $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, $5\text{CaO}\cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{CaO}\cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Пеностеклокристаллический материал получают из порошкообразной смеси стекла, кварцевого песка и газообразователя. Затем затворяют смесь водным раствором силиката натрия в виде жидкого стекла, добавляют SiO_2 в виде песка, измельченного до -0,1 мм. Полученную водосодержащую пасту выдерживают до образования монолитного блока, нагревают до пенообразования при температуре 750–850 °С и получают силикатный материал.

Результаты исследования фазового состава исходного глинистого сырья и пеностекла проведены в работе [104]. Установлено, что в пеностеклах системы *стеклобой — глина — гидроксид натрия* введение в шихту 2–3 % (сверх массы сухой шихты) карбонатного и углеродистого газообразователей приводит к повышению средней плотности пеностекла и, как следствие, его прочности. Это способствует расширению сферы применимости пеностекла, например, в качестве конструкционно-теплоизоляционного материала. В случае использования известняка повышение физико-механических свойств пеностекла может быть объяснено кристаллизацией омфацита. При использовании антрацита прирост плотности и прочности пеностекол обусловлен главным образом улучшением поровой структуры материала.

Ряд авторов исследуют влияние малых добавок различных оксидов на пенообразование, кристаллизацию и свойства синтезируемых пеностекол [105, 106 и др.].

О. В. Казьминой с соавторами рассмотрено влияние малых добавок циркониевого концентрата со средним размером частиц 30 нм на физико-механические свойства пеностекла [105]. Установлено, что введение в пенообразующую смесь диоксида циркония приводит к изменению макроструктуры пеностекла и увеличению среднего размера пор до 2,5 мм. Наноразмерный ZrO_2 уменьшает вязкость расплава при вспенивании. Оптимальной с точки зрения механических свойств является массовое содержание диоксида циркония 0,3 %. Прочность пеностекла увеличивается в присутствии наноразмерных частиц до 1,4 МПа по сравнению с прочностью исходного пеностекла 1,1 МПа.

Иранскими исследователями изучены пенообразование и кристаллизационные свойства при обжиге прессованной шихты на основе стеклокерамической композиции, содержащей диопсид [106]. Пенообразователь — частицы SiC в количестве 2 %. Исследовали влияние PbO на пенообразующую способность стекол. Результаты показали, что добавление PbO не только улучшает пенообразование, улучшая смачиваемость стеклочастицы SiC , но также повышает температуру кристаллизации и увеличивает температурный интервал между точкой дилатометрического размягчения и началом кристаллизации. Угол смачивания стекла — SiC был уменьшен с 85° — для бессвинцового стекла до 55° — для стекла, содержащего 15 мас. % PbO .

Возможность устранения щелочно-кремниевой реакции (ASR-взаимодействие) в пеностекле за счет раскристаллизации стекла рассмотрена в работе [107]. Установлено, что основными кристаллическими фазами при кристаллизации аморфной фазы пеностекла являются девитрит ($\text{Na}_2\text{Ca}_3\text{Si}_6\text{O}_{16}$), октаэдрическая фаза ($\text{Na}_4\text{CaSi}_3\text{O}_9$) и кристобалит-тридимитовые модификации SiO_2 . Бинарный стеклокристаллический состав пеноматериала показывает значительное снижение ASR-взаимодействия. Плитный пеностеклокристаллит («Пеноситал») можно приклеивать,

штукатурить цементно-песчаным раствором, покрывать отделочными полимерными штукатурками. Гранулированный пеноситал можно успешно добавлять в качестве легкого наполнителя в бетоны без его разрушения.

Ряд исследований направлен на улучшение свойств пеноматериалов, в том числе декоративных [108–113 и др.].

Авторами [108] получено теплоизоляционное пеностекло с защитно-декоративным покрытием, что позволяет повысить водостойкость, долговечность материала, а также улучшить его декоративные свойства. Кроме того, такой композиционный теплоизоляционный материал может найти применение для архитектурно-художественного оформления современных зданий и сооружений.

Д. Р. Дамдиновой с соавторами показано, что на основе пеностекла могут быть получены облицовочные материалы с регулируемой поровой структурой. Изучено влияние щелочных добавок (NaOH и KOH) на структуру и свойства пеностекол, а также микродобавок-красителей на повышение декоративных свойств [109].

Способ изготовления гранулята из пеностекла, результатом которого является снижение водопоглощения изделий, запатентован авторами [110]. Он включает подготовку исходных материалов из смеси, содержащей от 80 до 95 % стекла и от 5 до 20 % гидрата жидкого стекла с долей кристаллизационной воды от 1 до 2 %. Гидрат жидкого стекла играет роль вспенивающего агента. Производят размол стекла, смешивание исходных материалов, гранулирование размоловых исходных материалов с получением гранулята-сырца, далее производят смешивание гранулята-сырца с разделяющим агентом (10–40 %), в качестве которого применяют каолин. Ведут нагревание смеси до температуры обработки от 700 до 850 °C в течение не менее чем 30 мин.

Технический результат изобретения Н. И. Минько с соавторами заключается в повышении термостойкости блочного пеностекла, а также снижении энергозатрат за счет сокращения времени отжига [111]. Сыревая смесь содержит, мас. %: бой тарного стекла — 39,8–59,7; бой медицинского стекла — 39,8–59,7; газообразователь — 0,5–0,8. Сыревую смесь нагревают до температуры 825 °C с выдержкой 30–40 мин и последующим медленным снижением температуры с 600 до 400 °C со скоростью 0,6 °C/мин и быстрым снижением температуры с 400 до 50 °C со скоростью 1,0 °C/мин.

Способ изготовления армированного пеностекла предложен Л. К. Казанцевой [112]. Технический результат изобретения заключается в повышении стойкости пеностекла к разрушающим воздействиям не менее чем в два-три раза, а также в снижении температуры вспенивания и нижней границы плотности стекла. В форму вертикально и на расстоянии 20–50 мм от ее боковых стенок устанавливают не менее двух металлических армирующих сеток по ширине формы с шагом между ними 100–150 мм. Форму заполняют смесью, состоящей из цеолитсодержащего туфа, газообразователя и флюсующей добавки, в качестве которой применяют соединение или смесь соединений, содержащих натрий. Подготовленную форму нагревают до температуры вспенивания 750–1000 °C и выдерживают 15–60 мин. Вспененный материал резко охлаждают до 600 °C за 1,5–2 ч и отжигают не менее 8 ч. В итоге материал характеризуется прочностью при сжатии 4,5 МПа при плотности 150 кг/м³ и 44 МПа при плотности 750 кг/м³.

Для снижения плотности пеностекла до 200–300 кг/м³ и температуры вспенивания до 780 °C микрокремнезем конденсированный, гидроксид натрия и горячую воду с температурой 80–90 °C перемешивают в реакторе в течение 10–15 мин до образования жидкого стекла [113]. Затем жидкое стекло перемешивают со вспученным перлитом плотностью 75–100 кг/м³ в течение 10 мин. Вспенивание шихты проводят в замкнутом объеме металлической формы при температуре до 780 °C в течение 0,5–1 ч, а отжиг готовых изделий проводят при температуре от 780 до 360 °C в течение 1 ч с последующим охлаждением на воздухе. Для приготовления шихты используют следующие компоненты, мас. %: перлит вспученный — 20; микрокремнезем конденсированный — 28; гидроксид натрия — 12; вода — 40.

Значительное число статей и патентов посвящено усовершенствованию технологии, снижению затрат процесса производства, сокращению времени технологических операций [114–119 и др.]. Так, А. Д. Орловым приведен краткий сравнительный обзор основных технологий производства гранулированного пеностекла [114]. В качестве критериев оптимальности одностадийных технологий пеностекла предлагаются суммарные затраты на щелочесодержащие сырьевые компоненты, а также суммарные технологические энергозатраты на вспенивание и сушку. Автором разработана оптимизированная одностадийная технология гранулированного пеностекла, основанная на получении сырцовых гранул (шихты) путем гранулирования тонкомолотого кремнеземистого компонента с натрийсодержащим связующим раствором на основе силикатов и других водорастворимых солей натрия.

В. Ф. Васкаловым, И. И. Ведяковым и А. Д. Орловым запатентована полезная модель, направленная на расширение фракционного состава производимых гранул, производство гранул сферической формы, комплексную механизацию технологической линии производства гранулированных материалов на основе кремнистых пород (диатомитов, опок, трепелов), а также на снижение себестоимости гранулированных пеностеклокристаллических материалов [115].

Технологическая линия для производства гранулированных пеностеклокристаллических материалов включает смесительное устройство, состоящее из производственного блока смешения и формования сырцовых гранул, из производственного блока смешения и вспенивания сырцовых гранул, фракционирования и хранения готовой продукции. Смесительное устройство технологической линии содержит приемные и расходные бункера с дозаторами, накопительные устройства, тарельчатый смеситель-гранулятор, установленный на производственном блоке смешения и формования сырцовых гранул и размещененный за смесителем-гранулятором скоростного типа, барабанную вращающуюся печь на производственном блоке смешения и вспенивания сырцовых гранул. Кроме того, на блоке смешения и вспенивания сырцовых гранул, фракционирования и хранения готовой продукции предусмотрена закрытая система технологического транспорта и сортировки готового продукта, состоящая из системы непрерывного пневмотранспорта, в которую входят трубопроводы, разгрузочные циклоны и вентиляторы. Применение данного смесительного устройства на технологической линии для производства гранулированных материалов позволило снизить среднюю насыпную плотность с 210 до 180 кг/м³, при этом коэффициент теплопроводности снизился на 15 %. Применение комплексной механизации позволило существенно снизить энергозатраты, затраты сырья на 1 м³ готовой продукции, понизить себестоимость готовой продукции. Повысилась надежность работы оборудования, снизились затраты на обслуживание линии, улучшились экологические показатели производства [115].

А. Л. Писаревым показано, что применение механического перемешивания под высоким давлением перед охлаждением стекломассы и введенного в нее газообразователя приводит к образованию равномерно распределенных пузырьков с заранее заданным диаметром [116]. Из вспененной стекломассы формируют пеностекло нужной формы и назначения, которое имеет кажущуюся плотность около 0,25 г/см³, средний размер газовых пор около 30 мкм. При этом повышается производительность установки, уменьшается стоимость за счет возможности комплектования стандартными агрегатами, повышается функциональная гибкость, коэффициент использования рабочих площадей и полнота загрузки рабочих агрегатов.

Технологическая линия для производства гранулированного теплоизоляционного пеностеклокристаллического материала запатентована Л. К. Казанцевой и А. И. Никитиным [117]. В ее состав входят: участок подготовки сырьевых материалов для получения сухих тонкодисперсных порошков, участок получения сырцовых гранул на основе смешения и грануляции сухих компонентов с раствором щелочи и участок термической обработки сырцовых гранул. После сушки и вспенивания получают пеностеклокристаллический теплоизоляционный материал.

Наконец, нельзя не отметить большого практического значения применения методов математического моделирования для разработки и совершенствования современных энергосберегающих технологий производства пеноматериалов, прогнозирования их свойств [9, 77, 119–124 и др.]

Заключение

В результате технологических и экономических проблем промышленное производство качественного блочного и гранулированного пеностекла было утрачено на многих европейских и российских предприятиях.

В российской строительной практике приходится применять теплоизоляционные материалы, которые обладают серьезными эксплуатационными недостатками. Это горючие, экологически опасные органические пенопласти и влагоемкие недолговечные волокнистые утеплители различных марок, в случае использования которых практически невозможно решать задачи тепловой эффективности. Альтернативой этому может служить возрождающееся в настоящее время производство пеностекла.

Для массового выхода пеноматериалов на рынок строительных материалов необходимо существенно снизить их себестоимость за счет использования разнообразного вторичного сырья, снижения энергозатрат процесса производства, сокращения времени технологических операций и улучшения физико-механических, теплофизических, звукоизоляционных и декоративных свойств конечной продукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Спиридов Ю. А., Орлова Л. А. Проблемы получения пеностекла // Стекло и керамика. 2003. № 10. С.10–11.
2. Сосунов Е. Г. Пеностекло. На пути из прошлого в будущее // Архитектура и строительство. 2004. № 5. С. 110–111.
3. Демидович Б. К. Производство и применение пеностекла. Минск: Наука и техника, 1972. 301 с.
4. Демидович Б. К. Пеностекло. Минск: Наука и техника, 1975. 248 с.
5. Пеностекло. Научные основы и технология / Н. И. Минько [и др.]. Воронеж: Науч. книга, 2008. 168 с.
6. Минько Н. И., Пучка О. В., Евтушенко Е. И. Пеностекло — современный эффективный неорганический теплоизоляционный материал // Фундаментальные исследования. 2013. № 6-4. С. 849–854.
7. Кетов А. А., Толмачев А. В. Пеностекло — технологические реалии и рынок // Строительные материалы. 2015. № 1. С. 17–31.
8. Теплоизоляционные стекломатериалы. Пеностекло / Н. И. Минько [и др.]. Белгород, 2016. 262 с.
9. Грушко И. С. Исследования технологических стадий получения пористого стекла с применением математического моделирования: обзор // Стекло и керамика. 2016. № 10. С. 3–9.
10. Маневич В. Е., Субботин К. Ю. Пеностекло и проблемы энергосбережения // Стекло и керамика. 2008. № 4. С. 3–6.
11. Кетов А. А. Перспективы пеностекла в жилищном строительстве // Строительные материалы. 2016. № 3. С. 79–81.
12. Казанцева Л. К., Стороженко Г. И. Особые свойства пеностекла из природного сырья // Строительные материалы. 2014. № 11. С. 34–36.
13. Использование пеностекла и полимерных материалов в качестве эффективных нефтесорбентов / В. Е. Коган [и др.] // Стекло и керамика. 2013. № 12. С. 3–7.
14. Алкарьян А. С., Губайдуллина Т. А., Каминская О. В. Фильтрующий материал для очистки питьевой воды от железа и марганца на основе пеностеклокерамики // Стекло и керамика. 2014. № 11. С. 41–46.
15. Казьмина О. В., Душкина М. А., Чубик М. В. Биостойкость пеностеклокристаллических материалов в условиях воздействия мицелиальных грибов // Стекло и керамика. 2013. № 9. С. 24–28.
16. Мелконян Г. С. Гидротермальный способ приготовления комплексного стекольного сырья «Каназит» на основе горных пород и продуктов их переработки. Ереван, 1977. 238 с.
17. Мелконян Р. Г. Аморфные горные породы и стекловарение. М., 2002. 258 с.
18. А. с. СССР № 1071587. Композиция для получения пеностекла / Г. С. Мелконян, Л. О. Шатирян, Р. Г. Мелконян. Опубл. 07.02.1984, Бюл. № 5.
19. А. с. СССР № 1158550. Состав для пеноматериалов / Л. О. Шатирян, Г. С. Мелконян, Р. Г. Мелконян. Опубл. 1985, Бюл. № 20.
20. Кетов А. А., Пузанов И. С., Саулин Д. В. Опыт производства пеностеклянных материалов из стеклобоя // Строительные материалы. 2007. № 3. С. 70–72.
21. Кетов А. А., Пузанов И. С., Саулин Д. В. Тенденции развития технологии пеностекла // Строительные материалы. 2007. № 9. С. 28–31.
22. Особенности высококонцентрированных вяжущих супсепзий на основе керамических материалов и силикатных стекол / В. И. Онищук [и др.] // Огнеупоры и техническая керамика. 2014. № 10. С. 11–14.
23. Механизм формирования микроструктуры и твердения стекловидного искусственного вяжущего вещества / В. И. Онищук [и др.] // Фундаментальные исследования. 2013. № 1, ч. 2. С. 413–418.
24. Месяц М. В. Синтез стекольной вяжущей супсепзии и пористого материала на ее основе: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Белгород, 2016. 17 с.
25. Кетов П. А. Получение строительных материалов из гидратированных полисиликатов // Строительные материалы. 2012. № 11. С. 22–23.
26. Теплоизоляционные материалы и изделия на основе трепелов Потанинского месторождения / А. И. Никитин [и др.] // Строительные материалы. 2014. № 8. С. 34–36.
27. Жакипбаев Б. Е., Спиридов Ю. А., Сигаев В. Н. Использование горных пород для получения пеностекла // Стекло и керамика. 2013. № 4. С. 47–50.
28. Теплоизоляционный материал на основе опоки / Л. К. Казанцева [и др.] // Строительные материалы. 2013. № 5. С. 85–89.
29. Использование аморфных кремнистых пород — опок для получения пеностекла с пониженной температурой вспенивания / А. А. Жималов [и др.] // Стекло и керамика. 2017. № 1. С. 14–16.
30. Иванов

- K. C., Радаев С. С., Селезнева О. И.** Диатомиты в технологии гранулированного пеностекла // Стекло и керамика. 2014. № 5. С. 15–19. **31. Смирнов П. В., Иванов К. С., Константинов А. О.** Литология пород Туртасской свиты и возможности их использования в качестве сырья для производства пеностеклокерамики на примере Успенской площади (Тюменская область) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326, № 7. С. 112–120. **32.** Диатомит — кремнеземосодержащий материал для стекольной промышленности / **В. Е. Маневич** [и др.] // Стекло и керамика. 2012. № 5. С. 34–39. **33.** Подготовка пенообразующей смеси для получения пеностекла на основе диатомита / **В. Е. Маневич** [и др.] // Строительные материалы. 2012. № 7. С. 100–102. **34. Ефременков В. В., Маневич В. Е., Субботин Р. К.** Разработка технологии изготовления стеклогранулята для производства пеностекла // Стекло и керамика. 2012. № 9. С. 8–13. **35.** Высокоэффективный теплоизоляционный материал на основе диатомового сырья / **В. Е. Маневич** [и др.] // Строительные материалы. 2012. № 11. С. 18–21. **36. Нацвеевский С. Ю., Алексеева Л. В.** Теплоэффективные строительные материалы на основе перлита // Строительные материалы. 2011. № 6. С. 52–54. **37. А. с. СССР № 1470693. Пеностекло / Б. С. Черепанов** [и др.] // Опубл. 07.04.1989, Бюл. № 13. **38. Верещагин В. И., Соколова С. Н.** Гранулированный пеностеклокристаллический теплоизоляционный материал из цеолитсодержащих пород // Строительные материалы. 2007. № 3. С. 66–67. **39. Верещагин В. И., Соколова С. Н.** Влияние технологических параметров на свойства гранулированного пористого стеклокристаллического материала на основе цеолитсодержащих пород // Стекло и керамика. 2009. № 2. С. 6–9. **40. Казанцева Л. К.** Особенности изготовления пеностекла из цеолитщелочной шихты // Стекло и керамика. 2013. № 8. С. 3–7. **41.** Формирование источника порообразующего газа при увлажнении природных алюмосиликатов раствором NaOH / **Л. К. Казанцева** [и др.] // Стекло и керамика. 2012. № 10. С. 37–42. **42. Лотов В. А.** Получение пеностекла на основе природных и техногенных алюмосиликатов // Стекло и керамика. 2011. № 9. С. 34–37. **43. Мелконян Р. Г.** Стеклобой: необходимо наращивать объемы утилизации // Стекло мира. 1998. № 4. С. 23–25. **44. Павлушкина Т. К., Кисиленко Н. Г.** Использование стекольного боя в производстве строительных материалов // Стекло и керамика. 2011. № 5. С. 27–34. **45. Кулаев Н. С., Гаркави М. С.** Пеностекло из стеклобоя // Строительные материалы. 2007. № 3. С. 74–76. **46. Fernandes H. R., Tulyaganov D. U., Ferreira J. M. F.** Production and characterization of glass ceramic foams from recycled raw materials // Advances in Applied Ceramics. 2009. Vol. 108, No. 1. P. 9–13. **47. Пузанов С. И., Кетов А. А.** Комплексная переработка стеклобоя в производстве строительных материалов // Экология и промышленность России. 2009. № 12. С. 4–7. **48. Лотов В. А., Кривенкова Е. В.** Кинетика процесса формирования пористой структуры пеностекла // Стекло и керамика. 2002. № 3. С. 14–17. **49.** Пат. РФ № 2439005. Гранулированная шихта для изготовления пеностекла и способ ее получения / **В. В. Егоров, С. Б. Родин, С. С. Родин.** Опубл. 27.04.2011, Бюл. № 12. **50. Стаховская Н. Э., Червоный А. И.** Пеностекло из несортированных отходов стекла // Строительные материалы. 2012. № 11. С. 24–26. **51. Вайсман Я. И., Кетов П. А., Потапов А. Д.** Стеклокристаллический ячеистый материал на основе дисперсного стекла // Вестник МГСУ. 2014. № 7. С. 85–92. **52. Vaisman Ia., Ketov A., Ketov Iu.** Cellular glass obtained from non-powder preforms by foaming with steam // Ceramics International. 2016. Vol. 42. P. 15261–15268. **53. Васюков В. В., Карманова С. В.** Утилизация автомобильного стекла с получением пеностекла // Строительные материалы. 2012. № 7. С. 103–106. **54. Мусафирова Г. Я., Мусафиров Э. В., Лыщик М. В.** Блочное пеностекло на основе стеклобоя, доломитовой муки и жидкого стекла // Техника и технология силикатов. 2017. № 1. С. 7–11. **55. Glass ceramic foams from coal ash and waste glass: production and characterization / A. R. Boccaccini [et al.]** // Advances in Applied Ceramics. 2006. Vol. 105, No. 1. P. 32–39. **56. Fernandes H. R., Tulyaganov D. U., Ferreira J. M. F.** Preparation and characterization of foams from sheet glass and fly ash using carbonates as foaming agents // Ceramics International. 2009. Vol. 35, No. 1. P. 229–235. **57. Preparation of foam glass from waste glass and fly ash / J. Bai [et al.]** // Materials Letters. 2014. Vol. 136. P. 52–54. **58. Preparation of glass ceramic foams for thermal insulation applications from coal fly ash and waste glass / M. Zhu [et al.]** // Construction and Building Materials. 2016. Vol. 112. P. 398–405. **59. Guo H. W., Gong Y. X., Gao S. Y.** Preparation of high strength foam glass-ceramics from waste cathode ray tube // Materials Letters. 2010. Vol. 64. P. 997–999. **60. Lee Chul-Tae** Production of alumino-borosilicate foamed glass body from waste LCD glass // J. Industrial and Engineering Chemistry. 2013. Vol. 19. P. 1916–1925. **61. The use of egg shells to produce cathode ray tube glass foams / H. Fernandes [et al.]** // Ceramics International. 2013. Vol. 39. P. 9071–9078. **62. Effect of Na₂CO₃ as foaming agent on dynamics and structure of foam glass melts / R. R. Petersen [et al.]** // Journal of Non-Crystalline Solids. 2014. Vol. 400. P. 1–5. **63. Preparation of high strength glass ceramic foams from waste cathode ray tube and germanium tailings / Q. Zhang [et al.]** // Construction and Building Materials. 2016. Vol. 111. P. 105–110. **64.** Использование дисперсных отсевов строительных песков для получения пеностеклокристаллических материалов / **О. В. Казьмина** [и др.] // Строительные материалы. 2014. № 1–2. С. 93–97. **65. Бобкова Н. М., Баранцева С. Е., Трусова Е. Е.** Получение пеностекла на основе гранитных отсевов Микашевичского месторождения // Стекло и керамика. 2007. № 2. С. 13–16. **66. Synthesis, characterization and modeling of new building insulation material using ceramic polishing waste residue / R. Ji [et al.]** // Construction and Building Materials. 2015. Vol. 85. P. 119–126. **67. Effect of silicon carbide particle size and CaO content on foaming properties during firing and microstructure of porcelain ceramics / X. Xi [et al.]** // Ceramics International. 2014. Vol. 40. No. 8. Part B. P. 12931–12938. **68. Вайсман Я. И., Жуков Д. Д., Кетов Ю. А.** Утилизация минеральных ват в производстве ячеистого стекла // Строительные материалы. 2015. № 12. С. 89–91. **69. Recycling of construction and demolition waste generated by building infrastructure for the production of glassy materials / A. Domínguez [et al.]** // Ceramics International. 2016. Vol. 42. P. 15217–15223. **70. Вайсман Я. И., Кетов А. А., Кетов П. А.** Вторичное использование пеностекла при производстве пеностеклокристаллических плит // Строительные материалы. 2017. № 5. С. 56–59. **71.** Пат. РФ № 2246457. Шихта для получения пеностекольного облицовочного материала / **В. Т. Калинников** [и др.] // Опубл. 20.02.05, Бюл. № 5. **72. Суворова О. В., Манакова Н. К.** Утилизация горнопромышленных отходов Кольского полуострова с получением гранулированного пористого материала // Экология промышленного производства. 2014. № 1. С. 2–5. **73. Суворова О. В., Манакова Н. К.** Использование отходов и побочных продуктов переработки апатито-нефелиновых и

- эвдиалитовых руд для получения теплоизоляционных пеностеклокристаллических материалов // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20, № 1/2. С. 189–196. **74.** Chen X., Lu A., Qu G. Preparation and characterization of foam ceramics from red mud and fly ash using sodium silicate as foaming agent // Ceramics International. 2013. Vol. 39, N 2. P. 1923–1929. **75.** Novel glass ceramic foams materials based on red mud / Y. Guo [et al.] // Ceramics International. 2014. Vol. 40. P. 6677–6683. **76.** Effects of $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ on the properties of foam glass from waste glass and titania-bearing blast furnace slag / H. Wang [et al.] // Materials Letters. 2014. Vol. 132. P. 176–178. **77.** Preparation and characterization of glass-ceramic foams from blast furnace slag and waste glass / L. Ding [et al.] // Materials Letters. 2015. Vol. 141. P. 327–329. **78.** Preparation of glass-ceramic foams from the municipal solid waste slag produced by plasma gasification process / B. Tang [et al.] // Materials Letters. 2014. Vol. 128, No. 10. P. 68–70. **79.** Применение математического моделирования при исследовании прочностных свойств пеноплакостекла / Е. А. Яценко [и др.] // Стекло и керамика. 2011. № 3. С. 21–24. **80.** Физико-химические свойства и структура пеноплакостекла на основе отходов ТЭС / Е. А. Яценко [и др.] // Стекло и керамика. 2013. № 1. С. 3–6. **81.** Исследование факторов, влияющих на свойства и структуру пеноплакостекла / Е. А. Яценко [и др.] // Стекло и керамика. 2014. № 4. С. 3–6. **82.** Оптимальные параметры температурно-временного режима синтеза пеноплакостекла с применением математического моделирования / И. С. Грушко [и др.] // Стекло и керамика. 2014. № 12. С. 12–14. **83.** Смолий В. А., Косарев А. С., Яценко Е. А. Зависимость реакционной и вспенивающей способности композиций органических и неорганических порообразователей ячеистого теплоизоляционного строительного материала от их соотношения и свойств // Техника и технология силикатов. 2015. Т. 22, № 4. С. 7–12. **84.** Ресурсосберегающая технология теплоизоляционно-декоративного стеклопокомпозиционного материала на основе золошлаковых отходов / Е. А. Яценко [и др.] // Стекло и керамика. 2015. № 6. С. 34–38. **85.** Технологические особенности получения ячеистого стекла, применяемого в качестве теплоизоляционного слоя в силикатном многослойном композиционном теплоизоляционно-декоративном материале / А. С. Косарев [и др.] // Техника и технология силикатов. 2016. Т. 23. № 4. С. 2–7. **86.** Гольцман Б. М. Разработка технологии пеностекольных материалов с использованием золошлаковых отходов ТЭС и глицинериновой порообразующей смеси: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Белгород, 2016. 23 с. **87.** Кузнецова Н. А., Казьмина О. В. Получение высокоэффективного теплоизоляционного строительного материала на основе золошлаковых отходов тепловых электростанций // Огнеупоры и техническая керамика. 2012. № 1–2. С. 78–82. **88.** Теплоизоляционный материал на основе местного техногенного сырья // Стекло и керамика / Д. О. Байджанов [и др.]. 2016. № 11. С. 40–43. **89.** Пат. РФ № 2415817. Шихта для изготовления стеклогранулята для пеностеклокристаллических материалов / О. В. Казьмина [и др.]. Опубл. 10.04.11, Бюл. № 10. **90.** Кетов А. А. Перспективы пеностекла в жилищном строительстве // Строительные материалы. 2016. № 3. С. 79–81. **91.** Состояние и перспективы развития производства стекловидных вспененных теплоизоляционных материалов / И. М. Терещенко [и др.] // Стекло и керамика. 2017. № 6. С. 29–32. **92.** Пучка О. В., Степанова М. Н., Наумова Я. Г. Оценка качества и стоимости теплоизоляционных материалов для ограждающих конструкций зданий // Строительные материалы. 2008. № 12. С. 22–24. **93.** Сапачева Л. В., Горегляд С. Ю. Пеностекло для экологичного строительства в России // Строительные материалы. 2015. № 1. С. 30–31. **94.** Назаров В. И., Мелконян Р. Г., Калыгин В. Г. Техника уплотнения стекольных шихт / под общ. ред. проф. О. С. Чехова. М.: Легпромбытиздан, 1985. 176 с. **95.** Мелконян Р. Г., Макаров Д. В., Суворова О. В. Экологические проблемы использования техногенного сырья в производстве стекла и керамики. Апатиты: КНЦ РАН, 2016. 224 с. **96.** Гаркави М. С., Мельчаева О. К., Назарова А. И. Влияние технологических параметров подготовки шихты на свойства пеностекла // Стекло и керамика. 2011. № 2. С. 3–7. **97.** Теплоизоляционный материал на основе боя стекла, подвергнутого механохимической активации / А. В. Гороховский [и др.] // Стекло и керамика. 2010. № 1. С. 6–9. **98.** Пеностекло из механоактивированных бедных цеолитсодержащих пород / Л. К. Казанцева [и др.] // Стекло и керамика. 2013. № 10. С. 18–22. **99.** Самойленко В. В., Уголова Т. К., Татаринцева О. С. Влияние дисперсности стекольной шихты на структуру и свойства пеностекла // Стекло и керамика. 2014. № 6. С. 3–6. **100.** Самойленко В. В., Татаринцева О. С. Роль рецептурно-технологических факторов в формировании пеностекла // Стекло и керамика. 2013. № 6. С. 3–5. **101.** Терещенко И. М., Жих Б. П., Кравчук А. П. Получение эффективных теплоизоляционных материалов на основе кремнегеля // Строительные материалы. 2016. № 7. С. 45–48. **102.** Вайсман Я. И., Кетов Ю. А. Массоперенос раствора силиката при сушке сырцовых гранул в технологии гранулированного пеностекла // Строительные материалы. 2015. № 1. С. 27–29. **103.** Пат. РФ № 2272006. Пеностеклокристаллический материал и способ его получения / А. А. Кетов, И. С. Пузанов, М. П. Льянков, Д. В. Саулин. Опубл. 20.03.06, Бюл. № 8. **104.** Дамдинова Д. Р., Анчилоев Н. Н., Паевов В. Е. Пеностекла системы стеклобой — глина — гидроксид натрия: составы, структура и свойства // Строительные материалы. 2014. № 8. С. 38–40. **105.** Свойства пеностекольного материала, модифицированного наноразмерным диоксидом циркония / О. В. Казьмина [и др.] // Стекло и керамика. 2016. № 2. С. 3–6. **106.** Preparation and characterisation of diopside-based glass-ceramic foams / S. Hasheminia [et al.] // Ceramics International. 2012. Vol. 38, No. 3. P. 2005–2010. **107.** Казанцева Л. К., Пузанов И. С. Раскристаллизация аморфной фазы в пеностекле как способ уменьшения щелочно-кремниевой реакции // Стекло и керамика. 2016. № 3. С. 3–8. **108.** Пучка О. В., Минько Н. И., Степанова М. Н. Композиционный теплоизоляционный материал с защитно-декоративным покрытием по лицевой поверхности // Стекло и керамика. 2009. № 2. С. 3–5. **109.** Дамдинова Д. Р., Паевов В. Е., Алексеева Э. М. Пеностекло как основа для получения облицовочных материалов с регулируемой поровой структурой // Строительные материалы. 2012. № 1. С. 44–45. **110.** Пат. РФ № 2514070. Способ изготовления гранулята из пеностекла, а также гранулят из пеностекла и его применение / Р. Чирш [и др.]. Опубл.: 27.04.14, Бюл. № 12. **111.** Пат. РФ № 2570175. Сырьевая смесь для изготовления блочного пеностекла и способ его получения / Н. И. Минько и др.]. Опубл. 10.12.15, Бюл. № 34. **112.** Пат. РФ № 2443644. Способ изготовления армированного пеностекла / Л. К. Казанцева. Опубл. 27.02.12, Бюл. № 6. **113.** Пат. РФ № 2478587. Способ получения пеностекла и шихта для его изготовления / В. А. Лотов, В. А. Кутугин. Опубл. 10.04.13, Бюл. № 10. **114.** Орлов А. Д. Оптимизированная одностадийная технология гранулированного пеностекла на основе

низкотемпературного синтеза стеклофазы // Строительные материалы. 2015. № 1. С. 24–26. **115.** Пат. РФ № 2550641. Смесительное устройство технологической линии для производства гранулированных пеностеклокристаллических материалов / В. Ф. Васкалов, И. И. Ведяков, Д. А. Орлов. Опубл. 10.05.15, Бюл. № 13. **116.** Пат. РФ № 2108305. Способ изготовления пеностекла / А. Л. Писарев. Опубл. 10.04.98, Бюл. № 11. **117.** Пат. РФ № 2572441. Технологическая линия для производства гранулированного теплоизоляционного пеностеклокристаллического материала / Л. К. Казанцева, А. И. Никитин. Опубл. 10.01.16, Бюл. № 1. **118.** Пат. РФ № 2556747. Способ подготовки шихты и изготовление гранулята для производства пеностекла и пеностеклокерамики / А. В. Благов [и др.]. Опубл. 20.07.15, Бюл. № 20. **119.** Самойленко В. В., Углова Т. К. Кинетические закономерности процесса формирования пеностекла при разных скоростях нагрева // Стекло и керамика. 2016. № 7. С. 3–5. **120.** Алкарьян А. С. Исследование плотности гранулированной пеностеклокерамики с применением математического моделирования // Стекло и керамика. 2014. № 6. С. 12–16. **121.** Алкарьян А. С. Разработка автоматической системы управления технологическим процессом обжига гранулированного стеклокерамического материала // Стекло и керамика. 2016. № 8. С. 28–31. **122.** Лотов В. А., Кузнецова Н. А., Казьмина О. В. Использование методов фрактального анализа при оценке пористой структуры пеностекла // Стекло и керамика. 2013. № 7. С. 3–6. **123.** Шутов А. И., Алексеев С. В., Яшуркаев Т. В. О влиянии размера пор на тепловые потоки при термообработке пеностекла // Стекло и керамика. 2006. № 7. С. 3–4. **124.** Моделирование структуры теплоизоляционного пеностекла / А. И. Шутов [и др.] // Стекло и керамика. 2007. № 11. С. 22–23.

Сведения об авторах

Мелконян Рубен Гарегинович — доктор технических наук, профессор Горного института НИТУ «МИСиС», Москва

E-mail: mrg-kanazit@mail.ru

Суворова Ольга Васильевна — кандидат технических наук, старший научный сотрудник Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И. В. Тананаева ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: suvorova@chemistry.kolasc.net.ru

Макаров Дмитрий Викторович — доктор технических наук, директор Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: makarov@inep.ksc.ru

Манакова Надежда Кимовна — кандидат технических наук, научный сотрудник Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И. В. Тананаева ФИЦ КНЦ РАН

E-mail: manakova@chemistry.kolasc.net.ru

Author Affiliation

Ruben G. Melkonyan — Doctor of Sciences (Engineering), Professor of State Mining University, National University of Science and Technology MISiS, Moscow

E-mail: mrg-kanazit@mail.ru

Olga V. Suvorova — PhD (Engineering), Senior Researcher of I. V. Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the KSC of the RAS

E-mail: suvorova@chemistry.kolasc.net.ru

Dmitriy. V. Makarov — Doctor of Sciences (Engineering), Director of the Institute of North Industrial Ecology Problems of the KSC of the RAS

E-mail: makarov@inep.ksc.ru

Nadezhda K. Manakova — PhD (Engineering), Researcher of I. V. Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the KSC of the RAS

E-mail: manakova@chemistry.kolasc.net.ru

Библиографическое описание статьи

Мелконян, Р. Г. Производство стеклообразных пеноматериалов: проблемы и решения / Р. Г. Мелконян [и др.] // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10). — С. 133–156.

Reference

Melkonyan Ruben G., Suvorova Olga V., Makarov Dmitriy. V., Manakova Nadezhda K. Vitreous Foamed Materials: Challenges of Production and Solutions. Herald of the Kola Science Centre of the RAS, 2018, vol. 1 (10), pp. 133–156 (In Russ.).

**НАУЧНЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ, ЗАПЛАНИРОВАННЫЕ НА 2018 г.
ФЕДЕРАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИМ ЦЕНТРОМ «КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РАН»
И ДРУГИМИ ОРГАНИЗАЦИЯМИ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ**

- IX Научная сессия Геологического института КНЦ РАН, посвященная Дню науки
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, февраль

VI Конференция научных обществ, посвященная Дню науки
Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н. А. Аврорина РАН, февраль

- XLI Ежегодный семинар «Физика авроральных явлений»
Полярный геофизический институт, март

• VIII Международная конференция VERSIM
(зондирование ионо- и магнитосферы с помощью ОНЧ/КНЧ-волн)
Полярный геофизический институт, март

• Конференция и школа молодых ученых «Атмосфера планет: от земной группы к экзопланетам»
Полярный геофизический институт, г. Анадырь, март

• XV Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, апрель

• Ежегодный семинар «Полярные процессы в атмосферах планет»
Полярный геофизический институт, апрель

• XII Всероссийская конференция (с международным участием)
«Методологические проблемы управления макросистемами»
*Институт информатики и математического моделирования технологических процессов
ФИЦ КНЦ РАН, апрель*

• III Всероссийская конференция с международным участием
«Исследования и разработки в области химии и технологии функциональных материалов»
*Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И. В. Тананаева
ФИЦ КНЦ РАН, апрель*

• Всероссийская (с международным участием) научно-практическая конференция
«Квази-3D-модель электропроводности, температуры и реологии литосферы восточной части
Балтийского щита по результатам электромагнитных зондирований с естественными и мощными
контролируемыми источниками»
*Институт информатики и математического моделирования технологических процессов
ФИЦ КНЦ РАН, апрель*

• XXVI Конференция молодых ученых КНЦ РАН
Мурманский морской биологический институт ФИЦ КНЦ РАН, апрель

• XVII Международная научная конференция студентов и аспирантов
«Проблемы Арктического региона»
Полярный геофизический институт, май

• Международный научный симпозиум «Calotte Academy» («Академия Калотта»)
Институт экономических проблем им. Г. П. Лузина ФИЦ КНЦ РАН, июнь

• Всероссийская научно-практическая конференция
«Уникальные геологические объекты Кольского полуострова»
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, июль

ЖИЗНЬ НАУКИ. КОНФЕРЕНЦИИ И СЕМИНАРЫ

- Всероссийская конференция «Гелиогеофизические исследования в Арктике»
Полярный геофизический институт, сентябрь
- IX Международная научно-практическая конференция
«Север и Арктика в новой парадигме мирового развития. Лузинские чтения-2018»
Институт экономических проблем им. Г. П. Лузина ФИЦ КНЦ РАН, сентябрь
- XV Всероссийская (с международным участием) научная школа
«Математические исследования в естественных науках»
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, октябрь
- VII Конференция молодых ученых «Высокоширотные геофизические исследования»
Полярный геофизический институт, октябрь
- XIV Всероссийская научная конференция с международным участием
«Комплексные исследования природы Шпицбергена»
Мурманский морской биологический институт ФИЦ КНЦ РАН, октября-ноябрь
- X Конференция-школа молодых ученых «Геотехнология и обогащение полезных ископаемых»
Горный институт ФИЦ КНЦ РАН, ноябрь

Конференция и школа молодых ученых

«Атмосфера планет: от земной группы к экзопланетам»

Полярный геофизический институт, г. Анадырь, 26–28 марта 2018 г.

Конференция организована при участии Полярного геофизического института, лаборатории «Атмосфера планет земной группы и экзопланет» Института космических исследований РАН, лаборатории прикладной инфракрасной спектроскопии МФТИ и научного коллектива гранта РНФ № 17-12-01458.

В конференции приняли участие порядка 40 исследователей (в том числе 32 — из других городов России, из них 27 — молодые ученые).

Мероприятие было посвящено изучению атмосфер планет земной группы: Земли, Венеры, Марса — и исследованию современных физических процессов от тропосферы до экзосферы Земли, Марса, Венеры и спутника Сатурна Титана, включая полярные процессы в атмосферах. Обсуждались как экспериментальные методы дистанционного изучения физических процессов атмосфер, так и последние данные наблюдений планет Солнечной системы, результаты и методы численного моделирования динамики атмосфер.

Особое место было уделено современным достижениям в области исследования экзопланет, перспективам развития методов детектирования землеподобных планет вне Солнечной системы.

Международная научная конференция рабочей группы по зондированию ионосферы и магнитосферы с помощью ОНЧ/КНЧ-волн «VERSIM»

Полярный геофизический институт, г. Анадырь, 19–23 марта 2018 г.

Рабочая группа создана в 1975 г. совместно с двумя крупнейшими международными научными сообществами: Международной ассоциацией по геомагнетизму и аэрономии (IAGA) и Международным союзом по наукам о радио (URSI) для координации работы ученых из разных стран, исследующих низкочастотные электромагнитные сигналы (с частотами от 300 Гц до 30 кГц) в околоземном космическом пространстве.

ЖИЗНЬ НАУКИ. КОНФЕРЕНЦИИ И СЕМИНАРЫ

Актуальность этих исследований определяется важной ролью низкочастотных электромагнитных сигналов в целом ряде геофизических процессов разной природы — от молниевых грозовых разрядов до динамики радиационных поясов Земли, которые представляют серьезную угрозу для любой аппаратуры космического базирования. Помимо того, что низкочастотные электромагнитные волны участвуют в формировании радиационных поясов Земли, они также могут дать важную информацию для дистанционного зондирования околоземного космоса.

С 2004 г. рабочая группа «VERSIM» каждые два года проводит конференции, посвященные обсуждению новейших научных результатов, полученных в области исследования всех возможных процессов в околоземном космосе, в которых участвуют низкочастотные электромагнитные волны. Такие встречи помогают ученым не только лучше узнать из первых уст о последних достижениях коллег, но и наметить направления дальнейшей работы и, в частности, обсудить возможные совместные проекты.

В Апатиты на конференцию «VERSIM» съехались ученые из России, Японии, Венгрии, Чехии, Франции, Финляндии, Великобритании, США, занимающиеся исследованиями в области физики магнитосферы, ионосферы, солнечно-земных связей, а также прикладными исследованиями.

XLI Ежегодный Апатитский семинар «Физика авроральных явлений» Полярный геофизический институт, г. Апатиты, 12–16 марта 2018 г.

В семинаре с докладами приняли участие более 80 человек (в том числе 42 — из других городов России, из них около половины — молодые ученые) из 22 научно-исследовательских институтов и университетов, три участника представляли зарубежные исследовательские институты (из Китая и Болгарии).

Семинар посвящен обсуждению новейших результатов, полученных российскими и иностранными учеными в области исследования геофизических процессов, наиболее интенсивно проявляющихся на широтах авроральной и субавроральной зон. Было представлено 56 устных и 73 стендовых докладов.

Работа семинара проходила по следующим направлениям:

- 1) бури и суббури;
- 2) поля, токи, частицы в магнитосфере;
- 3) волны, взаимодействие волна-частица;
- 4) солнце, солнечный ветер, космические лучи;
- 5) ионосфера и верхняя атмосфера;
- 6) нижняя атмосфера, озон;
- 7) гелиобиосфера.

В рамках культурной программы семинара состоялся концерт, в котором с большой программой выступил молодежный хор «Виктория» Апатитского Дворца культуры им. В. К. Егорова под руководством Виктории Филин. Также были проведены экскурсии в музей г. Кировска и в Снежную деревню.

Финансирование семинара проходило за счет средств гранта РФФИ и международной программы по исследованию изменчивости Солнца и его влияния на Землю (VarSITI).

IX Научная сессия Геологического института КНЦ РАН, посвященная Дню российской науки Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты, 9 февраля 2018 г.

Геологический институт в девятый раз провел научную сессию, посвященную Дню российской науки. В этот раз доклады были посвящены важнейшим достижениям института за 2017 г.

ЖИЗНЬ НАУКИ. КОНФЕРЕНЦИИ И СЕМИНАРЫ

А. А. Калинин рассказал о перспективных золоторудных объектах юго-востока Кольского региона. Д. Р. Зозуля представил доклад о совместной с норвежскими коллегами работе о генетической связи карбонатитов, эклогитов и алмазсодержащих пород.

Два доклада были посвящены Ковдорскому фоскорит-карбонатитовому комплексу: Г. Ю. Иванюк представил результаты исследований твердых растворов (ульво)шпинель-магнетит, а Д. В. Жиров рассказал о новом типе структурной упорядоченности разрывной тектоники массива.

Доклад А. А. Жамалетдинова был посвящен теоретическим аспектам применения контролируемых мощных источников электромагнитного поля. Т. Б. Баянова представила доклад о древнейших цирконах из пород Балтийского и Алданского щитов. Данное исследование проведено совместно с исследователями из ВСЕГЕИ и ГИН РАН.

Д. А. Габов рассказал о результатах исследований зональных сульфидов платины и палладия Федорово-Панского интрузивного комплекса.

Традиционным для сессии стал доклад С. М. Карпова «Новые данные о минералах. Первые находки в России и Кольском регионе».

Все 8 докладов вызвали большой интерес и живую дискуссию.

Особенности и проблемы обеспечения экономической безопасности в Российской Арктике: науч.-аналит. докл.: в 2 ч. Ч. 2 / под науч. ред. В. С. Селина [и др.]. — Апатиты: КНЦ РАН, 2018. — 51 с.

Настоящая работа подготовлена в развитие научно-аналитического доклада Института экономических проблем им. Г. П. Лузина КНЦ РАН «Вызовы и угрозы национальной безопасности в Российской Арктике» (2017 г.), в котором были выделены три крупных блока: geopolитический, военный и экономический. В работе представлены результаты оценки и анализа последнего направления — экономического — с позиций как внешних движущих сил, так и внутренних проблемных факторов. Исследуются как особенности обеспечения национальной экономической безопасности в Арктической зоне Российской Федерации, так и устойчивость хозяйственных систем отдельных регионов АЗРФ. Большое внимание уделено стратегическим аспектам энергетической безопасности, играющим особую роль для деятельности в экстремальных природно-климатических условиях. Исследуются также отдельные проблемы, связанные с западной санкционной политикой, в том числе обусловленной «украинским» кризисом.

Научно-аналитический доклад базируется на научных результатах выполнения государственного задания ИЭП КНЦ РАН на 2014–2017 гг. Отдельные разделы выполнялись при поддержке программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 10 «Анализ и прогноз долгосрочных тенденций научного и технологического развития: Россия и мир» и № 13 «Пространственное развитие России в XXI веке: природа, общество и их взаимодействие», а также гранта РФФИ 17-02-00248 «Инновационные факторы в освоении Арктического шельфа и проблемы импортозамещения».

Вестник Кольского научного центра РАН. — 2018. — № 1 (10) — 167 с.

Казаков, Л. А. Северные древесные растения-целители / Л. А. Казаков, Т. Д. Куваева. — Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2018. — 254 с.

Северная природа богата лечебными растениями, но используются они очень мало. Известно, что в процессе длительной адаптации к суровым условиям в них накапливается значительно больше биологически активных веществ, которые с пользой могут быть использованы человеком, живущим на Севере. Их применение будет многое эффективнее, чем у тех же видов растений, привезенных с юга.

Значительная часть широко известных инорайонных растений-целителей успешно растет в пределах Мурманской области. Авторы, длительное время занимающиеся переселением дендроинтродуцентов на Крайний Север, считают, что аптекарский огород северян может быть значительно расширен за счет выращивания новых растений, имеющих лекарственные свойства.

В работе описаны более 30 древесных пород, имеющих наибольший интерес для лечения северян. Даны информация о видах древесных растений, произрастающих в Мурманской области, и особенностях их биологии. Изложены сведения о полезности растений, даны некоторые простые народные рецепты их использования. На основе собранной обширной коллекции стихов созданы поэтические странички о деревьях и кустарниках.

Рекомендации по сбору лекарственного сырья составлены с учетом сохранения северной природы.

**БЕЛИШЕВА Наталья Константиновна**

д. б. н., и. о. зам. директора по научной работе НИЦ МБП. В Кольском научном центре РАН работает с 2001 г.

Окончила биологический факультет Ленинградского государственного университета, кафедра цитологии и гистологии (1972), аспирантуру в Институте цитологии АН СССР в лаборатории генетики опухолевых клеток (1976), докторантуру в Институте физиологии им. акад. А. А. Ухтомского СПбГУ (1999). Защищила кандидатскую диссертацию на тему «Изменения клеточной поверхности после однократного воздействия химическими канцерогенами» (1981) по специальности цитология, докторскую диссертацию на тему «Значение вариаций геокосмических агентов для состояния биосистем» (2006) по специальности «Биофизика». С 1982 г. работала в Институте цитологии АН СССР, а с 1989 г. — в отделе физики Земли научно-исследовательского института физики СПбГУ старшим научным сотрудником. С 2001 г. — старший научный сотрудник, с 2006 г. — ведущий научный сотрудник, с 2008 г. — зам. директора по науке Полярно-альпийского ботанического сада-института КНЦ РАН, а также член Ученого совета ПАБСИ. С 2009 г. — организатор и руководитель научного отдела медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике КНЦ РАН. С 2015 г. — научный руководитель Научно-исследовательского центра медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике.

Область научных интересов: психофизиология, цитогенетика, биофизика, полярная медицина, радиобиология, геокосмическое воздействие на биосистемы, эволюция.

Исследования, проводимые Н. К. Белишевой с коллегами, были поддержаны: грантами «Университеты России», «Здоровье России», Австрийской академии наук «Österreichischer Austauschdienst» (проект I.12/04) и «Verwaltungsstelle für Auslandsbeziehungen», совместным российско-австрийским грантом РФФИ № 03-05-20003 «Солнечно-планетарные связи и космическая погода», грантами РФФИ № 05-04-97511-р_север_a; № 04-04-58625-з; № 05-04-52061-б; № 06-04-01851-э-б; № 10-04-98809-р_север_a; грантами Президиума РАН «Фундаментальные науки — медицине» 2007, 2008.

Под руководством Н. К. Белишевой проводятся исследования по теме «Изучение влияния природных источников ионизирующей радиации и сопутствующих агентов, ассоциированных с арктической средой, на функциональное состояние организма человека, разработка методов повышения устойчивости организма к экстремальным воздействиям». Выполнены исследования по гранту РФФИ и Администрации Мурманской обл., проект № 10-04-98809-р_север_a, по гранту РГНФ и Министерства образования и науки Мурманской обл. «Влияние социально-экономических условий на оценку качества жизни представителей различных групп населения Кольского Севера», проект № 14-16-51003. Завершены темы НИР «Роль космических лучей в эволюции биосистем» и «Оценка влияния природных факторов среды на функциональное состояние организма человека».

ЮБИЛЯРЫ

Наталья Константиновна — автор более 200 публикаций, из них — 51 статья в рецензируемых журналах. Член-корр. МАНЭБ, член Российской и Международной ассоциаций клеточных культур, Международного общества редких и исчезающих птиц, Международной ассоциации по воздействию факторов окружающей среды — CIFA. Член международной технической ассоциации IEEE, член Общественного совета при Министерстве здравоохранения Мурманской обл. Член редколлегии журнала «Вестник Кольского научного центра РАН», приглашенный рецензент международного журнала «Ecopsychology». Ведет активную научно-просветительскую деятельность посредством публикаций статей в местной прессе и выступлений на региональных телеканалах.

За время работы в должности заведующего НОМБП проявила себя как инициативный и творческий организатор научной работы. Сформировала коллектив профессионально грамотных, инициативных молодых сотрудников. Организовала совместные междисциплинарные исследования с сотрудниками различных подразделений КНЦ РАН, а также наладила контакты и заключила договоры о творческом содружестве с рядом научных, образовательных и медицинских учреждений РФ. В своей деятельности в рамках Общественного совета при Министерстве здравоохранения Мурманской обл. обеспечила успешное выполнение поручений Правительства Мурманской обл. по исследованию состояния здоровья детского населения в регионе и предложила ряд рекомендаций по укреплению здоровья детей Заполярья. Внесла основной вклад в развитие медико-биологических исследований в кооперации с больницей КНЦ РАН в рамках Федерального исследовательского центра «КНЦ РАН».



ЦУКЕРМАН Вячеслав Александрович

к. т. н., доцент, заведующий отделом промышленной и инновационной политики (1997) Института экономических проблем им. Г. П. Лузина ФИЦ КНЦ РАН, где работает с 1994 г.

Окончил Ленинградский горный институт (1962). В 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Исследование электроимпульсного измельчения руд в технологических схемах их переработки».

В 1974 г. присвоено ученое звание старшего научного сотрудника по специальности «Обогащение полезных ископаемых», в 2004 г. — ученое звание доцента по специальности «Экономика и управление народным хозяйством».

Трудовую и инженерную деятельность начал в 1962 г. мастером АНОФ-1 ПО «Апатит». С 1963 по 1994 гг. работал в НИИ «Механобр» (Ленинград) — научный сотрудник, ст. научный сотрудник, заведующий отделом, руководитель Норильского и Кольского филиалов института, заместитель директора по региональным программам.

Вся производственная и научная деятельность Вячеслава Александровича связана с Крайним Севером. Специалист в области обогащения полезных ископаемых, региональной промышленной и инновационной политики, инновационно-технологического развития экономики Севера и Арктики. Под его руководством реализованы многочисленные инновационные проекты на северных предприятиях, в том числе на ОАО «Норильская горно-металлургическая компания», ОАО «Кольская горно-металлургическая компания».

ЮБИЛЯРЫ

Вячеслав Александрович — бессменный научный руководитель исследовательских работ института, проектов, поддержанных российскими научными фондами, исследовательских работ по программам фундаментальных научных исследований Президиума РАН, хоздоговорных работ по вопросам инновационно-промышленного развития северных и арктических регионов.

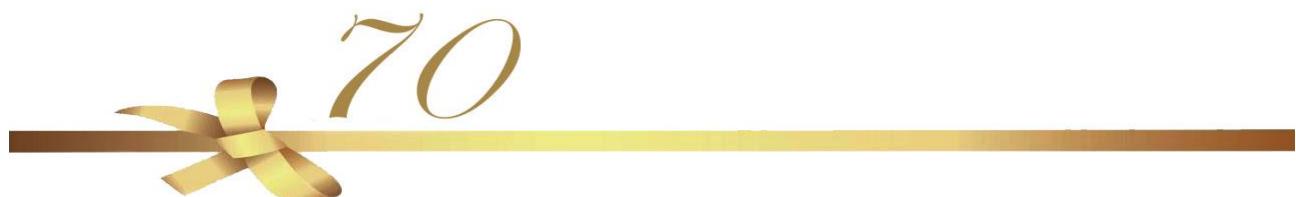
Автор более 940 научных трудов, в том числе 73 авторских свидетельств и патентов, 50 монографий, 33 публикаций в Web of Science и Scopus, 95 статей в ведущих рецензируемых научных журналах ВАК.

Научные работы были представлены на многочисленных российских и международных научных форумах, демонстрировались на ВДНХ и различных конкурсах, в том числе на конкурсах монографий, отмечены медалями и дипломами. Лауреат премии им. Н. Н. Колесовского за выдающиеся работы в сфере региональной экономики (2008). Член Ученого совета Института, член редакционной коллегии научно-информационного журнала «Север и рынок: формирование экономического порядка», член редакционного совета журнала «Региональная экономика и управление: электронный научный журнал», участник клуба субъектов инновационного и технологического развития в ИНИОН РАН (Москва).

На протяжении многих лет В. А. Цукерман ведет активную преподавательскую деятельность: профессор, заведующий кафедрой менеджмента и инновационных технологий Кировского филиала Московской академии предпринимательства (1997–1999), профессор, заведующий кафедрой «Менеджмент и экономика» филиала Костромского государственного университета им. Н. А. Некрасова в г. Кировске (2001–2015). В настоящее время преподает в Апатитском филиале Мурманского государственного технического университета.

Вячеслав Александрович награжден знаком «Житель блокадного Ленинграда», почетными грамотами губернатора Мурманской обл., Мурманской областной думы, главы города Апатиты и др.

От всей души поздравляем Вячеслава Александровича с юбилеем и желаем неиссякаемой энергии, крепкого здоровья и новых научных свершений!



ЯХНИН Александр Григорьевич



к. ф.-м. н., заведующий лабораторией магнитосферно-ионосферных связей Полярного геофизического института.

Окончил физический факультет Ленинградского государственного университета (1977). В 1986 г. защитил диссертацию на звание кандидата физико-математических наук. Александр Григорьевич внес существенный вклад в изучение природы магнитосферных возмущений. В частности, им впервые определены пространственные и временные характеристики элементарного взрывного процесса в магнитосфере (тонкая структура взрывной фазы суббури).

А. Г. Яхниным изучены основные ионосферные проявления особого типа возмущений «стационарной магнитосферной конвекции», исследована морфология сияний полярной шапки и связь этих сияний с плазменным слоем магнитосферы, выявлено местоположение источников вихрей конвекции на дневной стороне магнитосферы, впервые обнаружены и исследованы

ЮБИЛЯРЫ

высыпания частиц, связанных с ионно-циклотронными волнами в окрестности неоднородностей холодной плазмы; исследована морфология и природа резонансных структур в спектрах электромагнитных флюктуаций в авроральной зоне. В последнее время активно занимается исследованием релятивистских электронов в магнитосфере.

Александр Григорьевич участвовал и руководил многими российскими и международными научными грантами, такими как INTAS, РФФИ и др. В настоящее время является членом совета программы Отделения физических наук «Плазменные процессы в солнечной системе». Стоял у истоков научного сотрудничества ПГИ с финскими учеными, тесные контакты с которыми Александр Григорьевич поддерживает и в настоящее время.

Научные результаты А. Г. Яхнина широко известны в России и за рубежом, а его труды многократно цитировались в научной прессе в течение всей его деятельности в ПГИ. С 1999 г. член Американского геофизического союза. В 2018 г. в Институте космических исследований Александр Григорьевич был награжден медалью А. Л. Чижевского за вклад в исследования процессов в околоземной плазме.

Александр Григорьевич много сил вложил в развитие Полярного геофизического института, на протяжении долгого времени являлся членом Ученого совета ПГИ. Долгие годы был бессменным председателем оргкомитета ежегодного Апатитского семинара.

Внес вклад в воспитание молодых специалистов, осуществляя руководство курсовыми и дипломными работами студентов Кольского филиала Петрозаводского государственного университета.

Коллектив Полярного геофизического института поздравляет Александра Григорьевича с замечательным юбилеем и от всей души желает ему крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



ТЕРЕЩЕНКО Сергей Васильевич

д. т. н., главный научный сотрудник, заведующий лабораторией предконцентрации и рудоподготовки минерального сырья Горного института КНЦ РАН, где работает с 1992 г.

Окончил Иркутский государственный университет по специальности «Физика» (1975). Работал в институтах «Якутипроалмаз» (1975–1981) и «Механобр» (1981–1991).

Область научных интересов и исследований — физические свойства минералов и руд, взаимодействие различных видов излучений с минералами и минеральными агрегатами, теория и практика радиометрических методов опробования и разделения минерального сырья, математическое моделирование сепарационных процессов, рудоподготовка, радиометрические сепараторы, оптимизация технологии обогащения рудного и нерудного сырья, управление качеством руд при добыче. Разработал математические модели, позволяющие рассчитывать оптимальные режимы и условия люминесцентной сепарации минерального сырья, развивая тем

ЮБИЛЯРЫ

самым общую теорию радиометрического обогащения полезных ископаемых (монография «Основные положения теории люминесцентной сепарации минерального сырья» (2002).

Участвовал в разработке и внедрении установки люминесцентной сепарации на Тырныаузском вольфрамомолибденовом комбинате, позволившей вовлекать в переработку ранее не обогащаемые некондиционные руды, а также вскрышные породы. Под его руководством выполнены исследования, доказавшие возможность использования люминесцентной сепарации апатитонефелиновых руд крупностью -200...+20 мм на месторождениях Хибин.

Автор и соавтор 120 опубликованных научных работ и авторских свидетельств на изобретения, среди которых 2 монографии, 8 учебных пособий, два из них имеют гриф учебно-методического объединения вузов Российской Федерации по образованию в области горного дела («Теория и практика радиометрических методов опробования, сортировки и сепарации руд» (2007), «Дифференциальные уравнения в горном деле» (2013)).

Сергей Васильевич успешно сочетает научную и педагогическую деятельность: с 2002 г. заведующий кафедрой физики горных процессов и геофизики Горного факультета Кольского филиала Петрозаводского госуниверситета, с 2005 г. и вплоть до его ликвидации возглавлял горный факультет. В 2016 г. руководит кафедрой горного дела, наук о Земле и природообустройства Филиала Мурманского арктического государственного университета в г. Апатиты. Награжден грамотой (2009) и благодарственным письмом (2014) Министерства образования и науки, удостоен звания «Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации» (2013).

Сергей Васильевич — член ученых советов Горного института и Мурманского арктического государственного университета, председатель государственной аттестационной комиссии Петрозаводского государственного университета, член редколлегии научно-технического журнала «Вестник МГТУ», член организационного комитета и руководитель секции научной конференции «Новое в науках о Земле и горном деле» (КБГУ Нальчик).

Поздравляем Сергея Васильевича с юбилеем и желаем крепкого здоровья, творческих успехов, удачи во всех начинаниях!



КРЕМЕНЕЦКИЙ
Вячеслав Георгиевич
7 февраля 1952 г. — 26 февраля 2018 г.

После тяжелой продолжительной болезни на 67-м году ушел из жизни старший научный сотрудник Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И. В. Тананаева Вячеслав Георгиевич Кременецкий.

В. Г. Кременецкий окончил физический факультет МГУ в 1976 г. Вся его трудовая деятельность была связана с Кольским полуостровом, Геологическим институтом и Институтом химии, где Вячеслав Георгиевич работал с 1979 г.

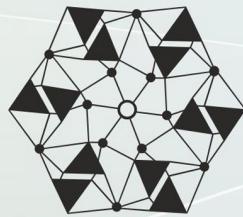
Круг научных интересов Вячеслава Георгиевича был весьма широк и включал в себя компьютерное моделирование строения расплавленных солей, термодинамику электрохимических реакций в расплавах, квантово-химическое моделирование переноса заряда в электрохимических процессах. В. Г. Кременецким получен ряд важных научных результатов в области развития теории переноса заряда в солевых расплавах. Им разработан метод квантово-химического расчета энергии активации переноса заряда в системах, включающих в себя две или три координационные сферы галогенидного комплекса переходного металла. В. Г. Кременецким предложен квантово-химический расчет относительной устойчивости частиц с различным внешнесферным составом в больших системах.

Не имеют аналогов в мире разработанные В. Г. Кременецким квантово-химический метод расчета локальной энергии взаимодействия атомов или фрагментов системы и метод граничных орбиталей для анализа механизмов электрохимического переноса заряда в солевых расплавах.

Им опубликовано более 100 научных трудов в ведущих российских и зарубежных журналах, получено 4 патента.

Его доброжелательность, глубина научных знаний и широкая эрудиция в самых разных областях вызывали искреннее восхищение и уважение сотрудников лаборатории и Института. В своем отношении к работе являл яркий пример настоящего служения науке.

Светлая память о Вячеславе Георгиевиче Кременецком навсегда сохранится в наших сердцах.



КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
184209, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Ферсмана, 14

KOLA SCIENCE CENTRE
14, Fersman str., Apatity, Murmansk region, 184209, RUSSIA

РИО
КНЦ
naukaprint.ru