

Вестник геонаук

Vestnik of Geosciences

Май
May
2022,
№ 5 (329)

Главный редактор А. М. Асхабов

Зам. главного редактора И. Н. Бурцев

Зам. главного редактора О. Б. Котова

Ответственный секретарь И. В. Козырева

Редакционная коллегия

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
Т. М. Безносова, Сыктывкар, Россия
М. А. Богдасаров, Брест, Беларусь
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
А. В. Журавлёв, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. И. Николаев, Апатиты, Россия
Б. М. Осовецкий, Пермь, Россия
Ю. Ф. Патраков, Кемерово, Россия
И. В. Пеков, Москва, Россия
В. Н. Пучков, Екатеринбург, Россия
Д. Ю. Пущаровский, Москва, Россия
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
Ш. Сан, Мяньян, Китай
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия
А. Г. Шеломенцев, Сыктывкар, Россия

Технический редактор *Г. Н. Каблис*

Заведующий редакцией *Т. А. Некучаева*

Chief Editor A. M. Askhabov

Deputy Chief Editor I. N. Burtsev

Deputy Chief Editor O. B. Kotova

Executive Secretary I. V. Kozyreva

Editorial Board

A. I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
T. M. Beznosova, Syktyvkar, Russia
M. A. Bogdasarov, Brest, Belarus
M. A. T. M. Broeckmans, Trondheim, Norway
D. A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yu. L. Voytekhovsky, St. Petersburg, Russia
A. D. Gvishiani, Moscow, Russia
A. V. Zhuravlev, Syktyvkar, Russia
M. Komac, Ljubljana, Slovenia
S. V. Krivovichev, St. Petersburg, Russia
S. K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
M. Martins, Ouro Preto, Brazil
T. P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
P. Männik, Tallinn, Estonia
A. I. Nikolaev, Apatity, Russia
B. M. Osovetsky, Perm, Russia
Yu. F. Patrakov, Kemerovo, Russia
I. V. Pekov, Moscow, Russia
V. N. Puchkov, Yekaterinburg, Russia
D. Yu. Pushcharovsky, Moscow, Russia
A. M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Sh. Sun, Mianyang, China
C. M. Soja, Hamilton, NY, USA
O. V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
M. A. Fedonkin, Moscow, Russia
A. G. Shelomentsev, Syktyvkar, Russia

Technical Editor *G. N. Kablis*

Managing Editor *T. A. Nekuchaeva*

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.
Предыдущее название:
Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Пятилетний импакт-фактор РИНЦ журнала (2020) – **0,532**

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.
Former title:
Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Five-year RSCI impact factor (2020) — **0.532**

The journal is published under the research and methodological guidance of the RAS Department of Earth Sciences

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание

Content

Научные статьи

Scientific articles

Первые U/Pb-данные о возрасте детритового циркона из песчаников золотоносной верхнекембрийско-нижнеордовикской алькесвожской толщи (Приполярный Урал)
Н. Ю. Никулова, В. Б. Хубанов 3

Литологические и геохимические особенности нижнетриасовых резервуаров на севере вала Сорокина (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция)
Н. Н. Тимонина, И. Л. Ульныров 11

Удельная активность и особенности вертикальной миграции стронция-90 в торфянике Мурманской области
А. А. Лукошкова, Е. Ю. Яковлев, А. С. Орлов 21

Физические свойства снежного покрова и механизм формирования геохимических барьеров в снежной толще
М. П. Тентюков, Г. В. Игнатьев, И. С. Соболев, Р. Ю. Гаврилов 26

The first U/Pb data on the age of detritus zircons from sandstones of the gold-bearing Upper Cambrian-Lower Ordovician Alkesvozhskaya strata (Subpolar Urals)
N. Yu. Nikulova, V. B. Khubanov 3

Lithological and geochemical features of the Lower Triassic reservoirs in the north of Sorokin Swell (Timan-Pechora oil and gas-bearing province)
N. Timonina, I. Ulnyrov 11

Specific activity and features of vertical migration of strontium-90 in the peat bog of the Murmansk region
A. A. Lukoshkova, E. Yu. Yakovlev, A. S. Orlov 21

Physical properties of snow cover and the mechanism of formation of geochemical barriers in snow mass
M. P. Tentyukov, G. V. Ignatjev, I. S. Sobolev, R. Yu. Gavrilov 26

Хроника, события, факты. История науки

Chronicle, events, facts. History of Science

Юшкинские чтения — 2022
Сыктывкар — значимая точка для минералогической карты всего мира 38

«Минералогия во всем пространстве сего слова» 40

Yushkin Readings — 2022
Syktyvkar — a significant point for mineralogical world map 38

«Mineralogy in all the space of this word» 40

Правила оформления статей

Vestnik article Formatting

geo.komisc.ru/vestnik/authors

УДК 550.93:549.514.81(234.851) DOI: 10.19110/geov.2022.5.1

Первые U/Pb-данные о возрасте детритового циркона из песчаников золотоносной верхнекембрийско-нижнеордовикской алькесвожской толщи (Приполярный Урал)

Н. Ю. Никулова[1], **В. Б. Хубанов**[2]

[1] Институт геологии ФИЦ Коми НЦ Уро РАН, Сыктывкар
nikulova@geo.komisc.ru
[2] Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ
khubanov@mail.ru

В статье приведены первые изотопные данные о возрасте песчаников золотоносной алькесвожской толщи в основании палеозойского разреза на Приполярном Урале. На основании анализа U/Pb-датирования детритового циркона установлено, что песчаники были сформированы не ранее, чем в позднем кембрии—раннем ордовике. Преобладающая часть датировок располагается в узком возрастном позднерифейско-позднекембрийском интервале, а циркон представлен неокатанными или слабоокатанными кристаллами. Установлено, что в составе песчаников алькесвожской толщи преобладают продукты разрушения подстилающих пород магматических комплексов различных стадий формирования тиманид-протоуралид.

Ключевые слова: *циркон, поздний кембрий, ранний ордовик, алькесвожская толща, саблегорская свита, Приполярный Урал.*

The first U/Pb data on the age of detritus zircons from sandstones of the gold-bearing Upper Cambrian-Lower Ordovician Alkesvozhskaya strata (Subpolar Urals)

N. Yu. Nikulova[1], **V. B. Khubanov**[2]

[1]Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar
[2]Geological Institute of the SB RAS, Ulan-Ude

The paper presents the novel isotope data on the age of sandstones of the gold-bearing Alkesvozhskaya sequence at the base of the Paleozoic section in the Subpolar Urals. The analysis of U/Pb dating of detrital zircons confirmed that the sandstones had been formed no earlier than in the Late Cambrian-Early Ordovician. The predominant part of dating is in a narrow Late Ripean-Late Cambrian age interval, and zircons are represented by unrounded or weakly rounded crystals. The composition of the sandstones of the Alkesvozhskaya sequence are dominated by the destruction products of the underlying rocks of igneous complexes at various stages of the formation of timanides-protouralides.

Keywords: *zircon, Late Cambrian, Early Ordovician, Alkesvozhskaya strata, Sablegorskaya formation, Subpolar Urals.*

Памяти Вячеслава Степановича Озерова

Терригенная алькесвожская толща на Приполярном Урале, залегающая над крупным стратиграфическим перерывом на породах рифейско-вендского фундамента и продуктах их древнего выветривания (kv Є*)* и перекрытая толщей нижнеордовикских конгломератов обеизской (O_1ob) свиты, является вмещающей для многочисленных проявлений золоторудной минерализации. Первые рудопроявления с высокими содержаниями золота описаны В. С. Озеровым в долине руч. Алькесвож на восточном склоне хр. Малдынырд в 80-х годах XX века [7]. Золотоносности алькесвожской толщи посвящены многочисленные геолого-разведочные и научно-исследовательские работы (Ефанова, 2001; Ефанова, Повонская, 1999; Ефанова и др., 1999; Козырева, Швецова, 1998; Козырева и др., 2002; Кузнецов и др., 2001; Озеров, 1996; Озеров, 1998; Юдович, Ефанова, 2002; и др.). По результатам поисково-разведочных работ Л. И. Ефановой подробно охарактеризован петрографический и минералогический состав всех слагающих алькесвожскую толщу литологических разновидностей горных пород, установлена ее приуроченность к депрессиям допалеозойского рельефа [3]. Считается, что изначально золото было сконцентрировано в локально сохранившейся в основании разреза уралид кембрийской коре выветривания (kv Є*)* по слагающим ядро Малдинской синклинали кислым и основным вулканитам верхнерифейско-вендской саблегорской (RF_3–V_1sb) свиты. Наличие переотложенного глиноземистого и железистого материала коры выветривания — диаспора, пирофиллита, серицита и гематита — принято в качестве основного диагностического признака пород алькесвожской толщи. Вопрос о возрасте алькесвожской свиты до настоящего времени остается нерешенным. На геологических картах

Для цитирования: Никулова Н. Ю., Хубанов В. Б. Первые U/Pb-данные о возрасте детритового циркона из песчаников золотоносной верхнекембрийско-нижнеордовикской алькесвожской толщи (Приполярный Урал) // Вестник геонаук. 2022. 5(329). С. 3—10. DOI: 10.19110/geov.2022.5.1.

For citation: Nikulova N. Yu., Khubanov V. B. The first U/Pb data on the age of detritus zircons from sandstones of the gold-bearing Upper Cambrian—Lower Ordovician Alkesvozhskaya strata (Subpolar Urals). Vestnik of Geosciences, 2022, 5(329), pp. 3—10, doi: 10.19110/geov.2022.5.1.

песчано-гравийная толща на контакте между рифейвендским комплексом доуралид и комплексом уралид была показана как обеизская (O_1ob), саблегорская (RF_3–V_1sb) или лаптопайская (V_2lp) свиты. Лаптопайской молассой считала эти отложения Л. Т. Белякова [1]. В. С. Озеровым и Л. И. Ефановой возраст алькесвожской толщи на основании особенностей залегания и положения в разрезе принят как позднекембрийско-раннеордовикский [7, 3]. Отсутствие однозначного представления о возрасте золотоносной алькесвожской толщи определило необходимость проведения U/Pb-изотопного датирования детритового циркона.

Материалы и методы

Проба среднезернистого светло-розовато-серого слюдистого песчаника алькесвожской толщи (обр. АЛ-4) отобрана в точке с координатами (65°14′16″ с. ш., 60°16′17″ в. д.) в коренном выходе на восточном склоне хр. Малдынырд (рис. 1). Минералогическая проба раздроблена в ступе и промыта до серого шлиха, после чего разделена на фракции с использованием бромоформа, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченная под бинокуляром монофракция циркона была помещена в эпоксидную шашку. Морфологические особенности и химический состав цирконов изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMH с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм и сканирующего электронного микроскопа JSM–6400 с энергетическим спектрометром Link, с ускоряющим напряжением и током на образцах 20 кВ и $2x10^{-9}$ А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы Microspec в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар).

Определения U/Pb-изотопного возраста зерен циркона проведены с помощью устройства лазерной абляции UP-213 и одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR (LA-ICP-MS метод) в ЦКП ГИН СО РАН «Геоспектр» (Улан-Удэ). Методика измерения, обработка масс-спектрометрического сигнала, расчет изотопных отношений и возрастов изложены в работе [3]. Применялось лазерное излучение с частотою импульсов 10 Гц, плотностью потока энергии около 3.5 Дж/см^2 и диаметром пучка излучения 25 мкм. В качестве внешнего стандарта использованы зерна эталонного циркона 91500, контрольного образца — зерна эталонного циркона Plešovice (аттестованный ID-TIMS возраст 337.13±0.37 млн лет) и GJ-1 (аттестованный ID-TIMS возраст 608.5±0.4 млн лет). В течение сессии, состоящей из 110 измеренных точек в зернах циркона пробы АЛ-4, внешний стандарт был измерен в 26 точках, каждый контрольный образец — в 12 точках. Относительная среднеквадратичная погрешность определения изотопного отношения в контрольных стандартах варьировала: для $^{207}Pb/^{206}Pb$ — в пределах 1.5–2.5 %; для $^{207}Pb/^{235}U$ — 1.3–2.5 %; для $^{206}Pb/^{238}U$ — 0.7–1.0 %. Средневзвешенное значение оценки возраста контрольных эталонных Plešovice-цирконов по $^{207}Pb/^{206}Pb$-отношению составило 350 ± 22 млн лет, $^{207}Pb/^{235}U$ — 345 ± 6 млн лет и $^{206}Pb/^{238}U$ — 338 ± 1.5 млн лет; возраст GJ-1 по $^{207}Pb/^{206}Pb$-отношению — 591 ± 21 млн лет, $^{207}Pb/^{235}U$ — 602 ± 4 млн лет и $^{206}Pb/^{238}U$ — 605 ± 3 млн лет. Эти данные отличаются от аттестованного возраста эталонного циркона не более чем на 0.6 % для средневзвешенного значения $^{206}Pb/^{238}U$-возрастов, не более чем на 2.3 % для $^{207}Pb/^{235}U$-возрастов и не более чем на 3.8 % для $^{207}Pb/^{206}Pb$-возрастов. Поправка на обыкновенный свинец проведена с помощью процедуры ^{204}Pb-коррекции [16], при этом изотопные отношения общего свинца определены с помощью двухстадийной модели эволюции изотопного состава свинца по [5]. В интерпретации учтены только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %, при этом для циркона моложе 1 млрд лет использовано $^{206}Pb/^{238}U$-значение возраста, а для древних (>1 млрд лет) — $^{207}Pb/^{206}Pb$-возраст.

Для получения катодолюминесцентного изображения цирконов был использован СЭМ ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB (цветная) с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм. (ЦКП «Геонаука», ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар).

Геологическое положение, строение и состав отложений алькесвожской толщи

В южной части хр. Малдынырд, расположенного на западном фланге Ляпинского антиклинория Центрально-Уральской мегазоны, отложения допалеозойского возраста представлены вулканитами саблегорской свиты (RF_3–V_1sb), прорванными базитами манарагского (βRF_3–V) комплекса и риолитами Малдинской ($\lambda\pi$V) субинтрузии (рис. 1).

В основании палеозойского разреза фрагментарным распространением пользуются глиноземистые и железистые образования метаморфизованной кембрийской коры выветривания (kv $Є_3$), на которых залегает терригенная золотоносная алькесвожская толща ($Є_3$–O_1al), перекрытая отложениями обеизской (O_1ob) свиты. Саблегорская свита (RF_3–V_1sb) в нижней части сложена основными эффузивами, в верхней — кислыми эффузивными и пирокластическими породами. Общая мощность саблегорской свиты составляет 500–1000 м. Позднерифейско-ранневендский возраст свиты установлен по залеганию на фаунистически охарактеризованных породах мороинской свиты и подтвержден геохронологическими датировками. Возраст риолитов хр. Малдынырд, по данным Е. И. Сороки и соавторов [10], составляет 603 ± 12 млн лет, по данным геолого-съёмочных работ ОАО «Полярноуралгеология» — 586 ± 21 млн лет [2]. Саблегорские субвулканические образования (RF_3–V_1sb) основного состава представляют собой субвулканическую фацию одноимённого базальт-риолитового вулканического комплекса.

Метаморфизованные коры выветривания (kv $Є$) сложены глиноземистыми и железистыми сланцами по субстрату саблегорских риолитов и базитов.

Алькесвожская толща ($Є_3$–O_1al), названная так по расположенному на восточном склоне хр. Малдынырд ручью Алькесвож — левому притоку р. Балбанъю, выполняет депрессии рельефа фундамента, имеет аллювиально-пролювиальное происхождение и представлена метаморфизованными косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями и

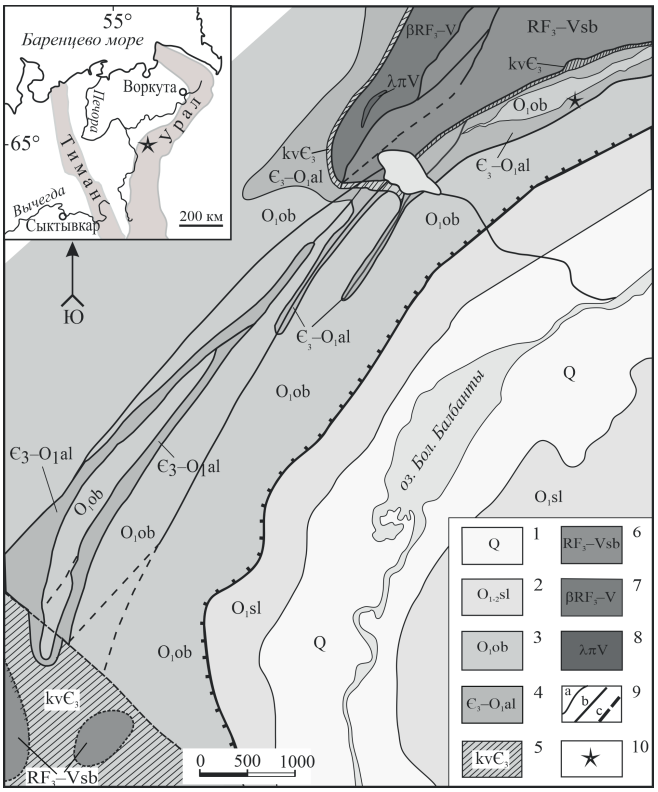


Рис. 1. Схема расположения разреза и схематическая геологическая карта хр. Малдынырд. Составлена по материалам Л. И. Ефановой (2002 г.) и В. С. Озерова (2005 г.) Условные обозначения: 1 — современные аллювиальные отложения; 2 — раннесреднеордовикские породы салед-ской свиты: песчаники, алевролиты, сланцы; 3 — раннеордовикские породы обеизской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, кварцитопесчаники; 4 — позднекембрийско-раннеордовикские породы алькесвожской толщи: алевролиты, песчаники, гравелиты с линзами конгломератов; 5 — кембрийские метаморфизованные коры выветривания — сланцы; 6 — позднерифейско-вендские вулканогенные породы саблегорской свиты: риолиты, туфы и лавобрекчии кислого состава; 7 — манарагский комплекс: позднерифейско-вендские метадолериты, метагаббро; 8 — малдинский комплекс: вендские риолиты, риолитовые порфиры; 9 — границы стратиграфических подразделений (a), разрывные нарушения: установленные (b), предполагаемые (c); 10 — место отбора пробы

Fig. 1. Location of the section and a schematic geological map of the Maldynyrd ridge. Compiled after L. I. Efanova (2002) and V. S. Ozerov (2005). Legend: 1 — modern alluvial deposits; 2 — Early-Middle Ordovician deposits of the Saledskaya Formation: sandstones, aleurolites, shales; 3 — Early Ordovician deposits of the Obeizskaya Formation: conglomerates, gravellites, sandstones, quartzite sandstones; 4 — Late Cambrian-Early Ordovician deposits of the Alkesvozhskaya sequence: aleurolites, sandstones, gravellites with lenses of conglomerates; 5 — Cambrian metamorphosed weathering crusts: shales; (6) Late Riphean-Vendian volcanic rocks of the Sablegorskaya Formation: rhyolites, tuffs, and felsic lava breccias; 7 — Manaragsky complex: Late Ripheаn-Vendian metadolerites, metagabbro; (8) Maldinsky complex: Vendian rhyolites, rhyolitic porphyries; 9 — borders of stratigraphic units (a), faults: established (b), assumed (c); 10 — sampling sites

линзами сланцев. О континентальном происхождении отложений свидетельствуют преобладающая слабая окатанность обломков, присутствие в гравелитовых и песчаниковых пачках глинистых линз и прослоев, косая слоистость и резкие фациальные переходы. Для всех литологических типов отложений алькесвожской толщи характерно присутствие в цементе и обломочной части продуктов разрушения кор выветривания — диаспора, пирофиллита, серицита, гематита — что и послужило одним из основных признаков для ее выделения в отдельное стратиграфическое подразделение. Мощность алькесвожских образований колеблется от первых метров до 140–150 м [3]. Вне пределов палеодепрессий алькесвожская толща выпадает из разреза и обеизские конгломераты залегают непосредственно на породах фундамента.

Изучен циркон из среднезернистого розовато-серого слюдистого песчаника (обр. АЛ-4). Для пород характерна бластопсаммитовая структура, сланцеватая текстура. Обломочные зерна, длинные оси которых ориентированы согласно сланцеватости, представлены кварцем, обломками микрокристаллической кварцевой породы и пелитизированным полевым шпатом. Базальный кварц-хлорит-серицитовый цемент занимает около 20 % площади шлифа. Акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом и новообразованными апатитом и титанитом. Последний часто образует цепочки зерен вдоль сланцеватости. Гематит встречается в виде отдельных пластинчатых зерен и тонкодисперсного пигмента в цементе. В протолочной пробе встречены также рутил, ильменит, хромит, хлоритоид, монацит, ксенотим, ортит, дистен, фуксит и магнетит.

Обеизская свита (O_1ob) представлена конгломератами, гравелитами, и кварцитовидными песчаниками. В подошве конгломератов фрагментарно распространен горизонт мелко-, среднезернистых кварцитовидных серо-вишневых песчаников (воротинская толща). Песчаники воротинской толщи встречаются лишь там, где развиты отложения алькесвожской толщи, и залегают на ее различных горизонтах с угловым несогласием 15–20°. Основной объем разреза свиты слагают олигомиктовые кварц-кварцитовые конгломераты, мощность которых изменяется от 80 до 300 м. Конгломераты залегают как на косослоистых песчаниках воротинского горизонта, так и на породах фундамента.

Среди детритового циркона в изученной пробе преобладают неокатанные и слабоокатанные коротокопризматические кристаллы с гранями тетрагональной призмы и дипирамиды ($K_{удл}$ 1.5–2.0), с размером зерна 150–220 μm (40 %). Около 25 % приходится на тетрагональные призматические кристаллы с хорошо сохранившимися гранями и сглаженными ребрами ($K_{удл.}$ 1.4–1.8), размером 120–150 μm. Неокатанные и слабоокатанные удлиненно-призматические кристаллы ($K_{удл}$ 2.1–2.7) размером 230–300 μm составляют около 15 %. Примерно 10 % зерен размером 90–150 μm хорошо окатаны, имеют округлую ($K_{удл}$ 1.0–1.3) и овальную ($K_{удл}$ 1.4–1.5) формы. Около 10 % приходится на обломки зерен и кристаллов. По результатам микрозондового анализа циркон содержит (мас. %): ZrO_2 — 61.25–66.64, SiO_2 — 32.59–36.21, HfO_2 — 0.64–2.01.

Результаты датирования циркона

Датированы 104 зерна циркона, анализы с дискордантностью (D) > 10 % (12 зерен) были исключены из дальнейшего рассмотрения. Результаты остальных 92 изотопных анализов зерен циркона приведены в таблице 1. Возраст циркона варьирует от мезоархея (3068 ± ± 24 млн лет) до раннего ордовика (479 ± 4 млн лет) (рис. 2).

В рассматриваемой выборке наиболее древний возраст имеет одно зерно с мезоархейской (3068 ± 24 млн лет) датировкой. Для трех зерен установлен палеопротерозойский возраст — 2379 ± 26, 1951 ± 42 и 1924 ± 29 млн лет. Две группы циркона представлены единичными зернами с датировками в интервалах 1695 ± 31–1347 ± 34 млн лет и 1289 ± 55–974 ± 10 млн лет.

Наибольшее количество зерен (79, или 86 %) представляет интервал 654 ± 7–479 ± 7 млн лет. В пределах этого интервала можно выделить неопротерозойскую (позднерифейскую) 654 ± 7–584 ± 6 млн лет (21 зерно, или 23 %), вендско-раннекембрийскую 555 ± 6–523 ± 5 млн лет (37 зерен, или 40 %) и позднекембрийско-раннеордовикскую 512 ± 5–479 ± 7 млн лет (21 зерно, или 23 %) популяции.

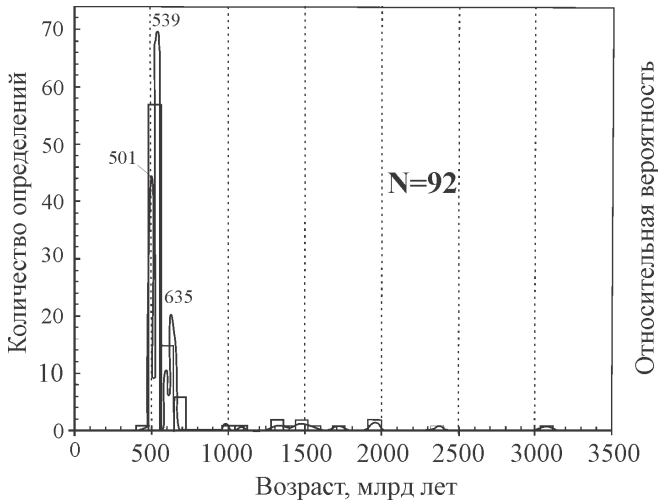


Рис. 2. Гистограмма и кривая плотности вероятности распределения изотопных возрастов циркона из песчаников алькесвожской толщи

Fig. 2. Histogram and probability density curve of the distribution of isotopic ages of zircons from sandstones of the Alkesvozhskaya sequence

Обсуждение результатов

Вероятным первичным источником циркона с наиболее древней мезоархейской датировкой могли быть породы, принимающие участие в строении кристаллического фундамента волго-уральской и сарматской частей древнего остова Восточно-Европейской платформы, а зерна с возрастами 2379 ± 26, 1951 ± 42 и 1924 ± 29 млн лет первоначально связаны с синметаморфическими гранитоидами, внедрением которых сопровождались процессы формирования Волго-Сарматского орогена [4, 14]. Древние, хорошо окатанные зерна циркона могли быть неоднократно переотложенными и могли попасть в алькесвожские метапесчаники из рифейских метатерригенных пород [11]. Три наиболее древних зерна циркона имеют высокие значения Th/U (1.41, 0.94 и 1.09 соответственно), свойственные породам высокой степени метаморфизма. Циркон с возрастами, попадающими в интервалы 1695 ± 31–1347 ± 34 млн лет и 1289 ± 55–974 ± 10 млн лет, могли произойти из комплексов, участвовавших в строении аккреационно-коллизионного Свеко-Норвежского мегаблока Балтийского щита [14]. Все цирконы с донеопротерозойскими датировками представлены хорошо окатанными изометричными или овальными зернами размером 100–200 μm (рис. 3, a, c). В CL-изображении для них характерна пятнистая окраска в различных оттенках серого цвета со слабо проявленной зональностью (рис. 3, b, d).

Наибольшее количество зерен (79 или 86 %) представляет интервал 654 ± 7–479 ± 7 млн лет. Источником циркона с возрастом 654 ± 7–584 ± 6 млн лет могли быть комплексы протоуралид-тиманид, слагающие реликты Протоуральско-Тиманского орогена, возникшего в результате континентальной коллизии пассивной окраины Балтики и активной окраины Арктиды [5], — широко распространенные в районе вулканиты нижней подсвиты саблегорской свиты и прорывающие их тела базиты манарагского (βRF_3–V) комплекса. В этой популяции широко представлены короткопризматические, в том числе с развитыми дипирамидами, субидиоморфные кристаллы с зональным внутренним строением и часто с пятнистой окраской в CL-изображении (рис. 3, e, f).

Возраст циркона наиболее многочисленной вендско-раннекембрийской популяции 555 ± 6–523 ± 5 млн лет, близок ко времени образования гранитоидов сальнерско-маньхамбовского (γV_3–$Є_1$) комплекса Малдинского и Народинского массивов [1, 8, 9]. Отмеченные у семи неокатанных кристаллов значения Th/U > 1 могут указывать на происхождение циркона из магматических пород основного состава. Такими породами могли быть поздневендско-раннекембрийские основные интрузии второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса [14, 15]. Наиболее вероятным источником циркона возрастной популяции 512 ± 5–479 ± 7 млн лет с максимумом плотности вероятности 501 млн лет, составляющей 23 % от общего количества проанализированных зерен и представленной неокатанными и слабоокатанными призматическими, часто с гранями дипирамиды, кристаллами с зональным внутренним строением (рис. 3, g, h), могли быть риолиты верхней подсвиты саблегорской свиты [9]. Риолиты, в том числе измененные в коре выветривания, часто являются подстилающими породами для терригенной алькесвожской тощи, а гальки риолитов присутствуют в алькесвожских псефитах [2].

Заключение

Результаты проведенного датирования детритного циркона из песчаников алькесвожской толщи позволяют считать, что порода сформирована не ранее чем в позднем кембрии — раннем ордовике. Незначительная часть обломочного материала в составе песчаников алькесвожской толщи может происходить из рифейских метаосадочных образований, в свою очередь унаследовавших его из пород древнего фундамента Восточно-Европейской платформы. Преобладающая часть датировок (86 %) расположена в доста-

Таблица 1. Результаты U-Pb-датирования детритового циркона из песчаника алькесвожской свиты

Table 1. Results of U-Pb-dating of detrital zircons from sandstone of the Alkesvozhskaya Formation

№	Th/U	1σ	Изотопные отношения / Isotope ratios						Rho	Возраст, млн лет / Age, Ma						D, %
			$\frac{^{207}Pb}{^{206}U}$	1σ	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	1σ	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1σ		$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	1σ	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	1σ	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1σ	
1	0.69	0.01	0.0639	0.0030	0.7055	0.0322	0.0802	0.0012	0.1	737	97	542	19	497	7	9
2	1.54	0.02	0.0632	0.0010	0.6722	0.0103	0.0771	0.0007	0.2	716	35	522	6	479	4	9
3	0.85	0.01	0.0651	0.0019	0.7796	0.0215	0.0870	0.0010	0.1	776	59	585	12	538	6	9
4	0.70	0.01	0.0647	0.0023	0.7709	0.0259	0.0865	0.0011	0.1	763	72	580	15	535	6	8
5	1.03	0.02	0.0648	0.0014	0.7829	0.0159	0.0877	0.0009	0.1	767	44	587	9	542	5	8
6	0.60	0.01	0.0643	0.0018	0.7696	0.0206	0.0869	0.0010	0.1	752	58	580	12	537	6	8
7	0.59	0.01	0.0635	0.0016	0.7228	0.0178	0.0826	0.0009	0.1	725	54	552	11	512	5	8
8	0.93	0.02	0.0634	0.0016	0.7160	0.0178	0.0821	0.0009	0.1	720	54	548	11	508	5	8
9	1.26	0.02	0.0634	0.0011	0.7501	0.0120	0.0858	0.0008	0.2	723	36	568	7	531	5	7
10	0.66	0.01	0.0622	0.0019	0.6924	0.0205	0.0808	0.0009	0.1	680	64	534	12	501	6	7
11	0.50	0.01	0.0626	0.0020	0.7315	0.0224	0.0848	0.0010	0.1	696	66	557	13	524	6	6
12	0.75	0.01	0.0625	0.0016	0.7267	0.0179	0.0844	0.0009	0.1	691	54	555	11	523	5	6
13	0.62	0.01	0.0624	0.0034	0.7464	0.0398	0.0868	0.0011	0.1	689	111	566	23	537	7	6
14	0.70	0.01	0.0621	0.0018	0.7341	0.0199	0.0858	0.0009	0.1	677	59	559	12	531	6	5
15	1.28	0.02	0.0613	0.0016	0.6870	0.0169	0.0814	0.0009	0.1	650	54	531	10	504	5	5
16	0.64	0.01	0.0652	0.0020	0.9534	0.0281	0.1061	0.0013	0.1	782	63	680	15	650	7	5
17	0.62	0.01	0.0606	0.0013	0.6748	0.0133	0.0809	0.0008	0.1	624	44	524	8	501	5	4
18	0.70	0.01	0.0599	0.0016	0.6466	0.0165	0.0784	0.0009	0.1	599	56	506	10	487	5	4
19	1.07	0.02	0.0611	0.0014	0.7200	0.0159	0.0856	0.0009	0.1	642	49	551	9	529	5	4
20	0.58	0.01	0.0612	0.0017	0.7362	0.0201	0.0873	0.0010	0.1	647	60	560	12	539	6	4
21	1.79	0.03	0.0596	0.0014	0.6391	0.0146	0.0779	0.0008	0.1	589	51	502	9	483	5	4
22	0.43	0.01	0.0627	0.0031	0.8429	0.0408	0.0976	0.0014	0.1	698	102	621	22	600	8	3
23	0.60	0.01	0.0629	0.0023	0.8695	0.0314	0.1003	0.0013	0.1	706	77	635	17	616	8	3
24	0.57	0.01	0.0594	0.0013	0.6566	0.0132	0.0802	0.0008	0.2	583	45	513	8	498	5	3
25	0.53	0.01	0.0593	0.0011	0.6575	0.0115	0.0804	0.0008	0.1	580	40	513	7	499	5	3
26	0.71	0.01	0.0631	0.0014	0.8914	0.0185	0.1026	0.0010	0.1	711	46	647	10	629	6	3
27	1.20	0.02	0.0591	0.0012	0.6486	0.0118	0.0796	0.0008	0.1	572	42	508	7	494	5	3
28	1.02	0.02	0.0637	0.0017	0.9322	0.0242	0.1062	0.0012	0.1	732	56	669	13	651	7	3
29	0.56	0.01	0.0606	0.0013	0.7381	0.0147	0.0885	0.0009	0.1	624	45	561	9	546	5	3
30	0.99	0.02	0.0636	0.0014	0.9298	0.0193	0.1061	0.0011	0.1	729	46	668	10	650	6	3
31	1.00	0.02	0.0632	0.0015	0.9132	0.0207	0.1050	0.0011	0.1	714	50	659	11	643	6	2
32	0.65	0.01	0.0626	0.0023	0.8887	0.0319	0.1030	0.0012	0.1	696	76	646	17	632	7	2
33	0.62	0.01	0.0628	0.0020	0.8978	0.0277	0.1038	0.0012	0.1	700	66	651	15	637	7	2
34	1.01	0.02	0.0624	0.0016	0.8787	0.0212	0.1022	0.0011	0.1	689	53	640	11	627	6	2
35	0.59	0.01	0.0589	0.0015	0.6608	0.0159	0.0815	0.0009	0.1	562	54	515	10	505	5	2
36	0.91	0.02	0.0595	0.0023	0.7050	0.0267	0.0861	0.0011	0.1	584	82	542	16	532	6	2
37	0.54	0.01	0.0609	0.0024	0.7998	0.0302	0.0954	0.0012	0.1	634	81	597	17	588	7	2
38	0.82	0.01	0.0584	0.0012	0.6505	0.0124	0.0809	0.0008	0.1	544	43	509	8	501	5	1
39	0.76	0.01	0.0621	0.0011	0.8814	0.0144	0.1031	0.0010	0.2	676	37	642	8	633	6	1
40	1.42	0.02	0.0583	0.0013	0.6557	0.0141	0.0816	0.0008	0.1	541	49	512	9	506	5	1
41	1.17	0.02	0.0582	0.0015	0.6529	0.0162	0.0815	0.0009	0.1	536	56	510	10	505	5	1
42	1.27	0.02	0.0579	0.0015	0.6373	0.0153	0.0799	0.0008	0.1	525	54	501	9	496	5	1
43	0.84	0.02	0.0590	0.0029	0.7080	0.0339	0.0871	0.0012	0.1	568	103	544	20	538	7	1
44	0.92	0.02	0.0588	0.0016	0.6949	0.0176	0.0859	0.0009	0.1	558	56	536	11	531	6	1
45	0.77	0.01	0.0578	0.0013	0.6438	0.0138	0.0809	0.0008	0.1	521	49	505	9	501	5	1
46	0.52	0.01	0.0587	0.0019	0.7027	0.0221	0.0869	0.0010	0.1	556	70	540	13	537	6	1
47	0.37	0.01	0.0611	0.0018	0.8540	0.0242	0.1015	0.0011	0.1	641	62	627	13	623	7	1
48	0.66	0.01	0.0586	0.0011	0.6977	0.0123	0.0865	0.0008	0.1	551	40	537	7	535	5	1
49	1.41	0.02	0.0575	0.0010	0.6334	0.0099	0.0800	0.0007	0.2	510	37	498	6	496	4	0
50	0.70	0.01	0.0585	0.0010	0.7068	0.0109	0.0877	0.0008	0.2	548	36	543	6	542	5	0
51	0.50	0.01	0.0583	0.0010	0.6977	0.0115	0.0868	0.0008	0.2	541	39	537	7	537	5	0
52	0.52	0.01	0.0609	0.0013	0.8705	0.0171	0.1037	0.0010	0.1	636	44	636	9	636	6	0
53	1.97	0.03	0.0584	0.0010	0.7085	0.0119	0.0881	0.0008	0.2	544	39	544	7	544	5	0
54	0.60	0.01	0.0582	0.0015	0.6988	0.0176	0.0872	0.0009	0.1	535	58	538	11	539	5	0
55	0.44	0.01	0.0579	0.0014	0.6875	0.0159	0.0862	0.0009	0.1	526	53	531	10	533	5	0
56	1.03	0.02	0.0606	0.0011	0.8671	0.0140	0.1039	0.0010	0.2	624	37	634	8	637	6	0
57	1.53	0.03	0.0583	0.0018	0.7215	0.0210	0.0899	0.0010	0.1	539	65	552	12	555	6	−1
58	0.54	0.01	0.0580	0.0011	0.7057	0.0126	0.0883	0.0009	0.2	530	41	542	8	546	5	−1
59	0.45	0.01	0.0708	0.0016	1.5888	0.0348	0.1630	0.0017	0.1	950	46	966	14	974	10	−1
60	0.80	0.01	0.0566	0.0013	0.6243	0.0136	0.0801	0.0008	0.1	473	50	493	9	497	5	−1

Окончание таблицы 1

№	Th/U	1σ	Изотопные отношения / Isotope ratios						Rho	Возраст, млн лет / Age, Ma						D, %
			$\frac{^{207}Pb}{^{206}U}$	1σ	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	1σ	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1σ		$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	1σ	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	1σ	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1σ	
61	1.25	0.02	0.0577	0.0014	0.6999	0.0167	0.0881	0.0009	0.1	517	54	539	10	544	6	−1
62	0.50	0.01	0.0576	0.0011	0.6997	0.0124	0.0881	0.0008	0.2	516	41	539	7	544	5	−1
63	1.28	0.02	0.0602	0.0013	0.8733	0.0181	0.1053	0.0011	0.1	612	46	637	10	645	6	−1
64	1.01	0.02	0.0604	0.0016	0.8886	0.0220	0.1067	0.0012	0.1	620	55	646	12	654	7	−1
65	0.59	0.01	0.0573	0.0011	0.6883	0.0125	0.0871	0.0008	0.1	504	42	532	8	539	5	−1
66	1.28	0.02	0.0585	0.0018	0.7638	0.0223	0.0948	0.0011	0.1	549	65	576	13	584	6	−1
67	1.33	0.02	0.0571	0.0012	0.6742	0.0136	0.0857	0.0009	0.1	496	46	523	8	530	5	−1
68	2.17	0.03	0.0589	0.0012	0.7867	0.0151	0.0970	0.0009	0.1	561	44	589	9	597	6	−1
69	1.86	0.03	0.0589	0.0013	0.7936	0.0160	0.0979	0.0010	0.1	562	46	593	9	602	6	−1
70	0.86	0.01	0.0574	0.0010	0.7023	0.0110	0.0888	0.0008	0.2	507	37	540	7	548	5	−1
71	0.96	0.01	0.0567	0.0010	0.6774	0.0109	0.0867	0.0008	0.2	479	38	525	7	536	5	−2
72	0.74	0.01	0.0570	0.0011	0.6999	0.0124	0.0892	0.0009	0.2	490	41	539	7	551	5	−2
73	0.67	0.01	0.0584	0.0011	0.7943	0.0147	0.0988	0.0010	0.2	543	42	594	8	608	6	−2
74	0.59	0.01	0.0566	0.0016	0.6847	0.0181	0.0879	0.0010	0.1	474	60	530	11	543	6	−2
75	0.75	0.01	0.0559	0.0011	0.6577	0.0124	0.0854	0.0008	0.1	449	44	513	8	528	5	−3
76	0.58	0.01	0.0563	0.0010	0.6794	0.0116	0.0876	0.0008	0.2	462	40	526	7	542	5	−3
77	0.51	0.01	0.0563	0.0010	0.6839	0.0119	0.0882	0.0009	0.2	463	41	529	7	545	5	−3
78	1.41	0.02	0.0562	0.0013	0.6793	0.0149	0.0878	0.0009	0.1	458	50	526	9	543	5	−3
79	0.62	0.01	0.0547	0.0009	0.6178	0.0099	0.0820	0.0008	0.2	400	38	489	6	508	5	−4
80	0.46	0.01	0.0556	0.0010	0.6806	0.0111	0.0889	0.0008	0.2	434	38	527	7	549	5	−4
81	0.55	0.01	0.0893	0.0018	3.1696	0.0603	0.2577	0.0026	0.2	1410	38	1450	15	1478	13	−2
82	0.64	0.01	0.0961	0.0014	3.7387	0.0496	0.2823	0.0026	0.2	1550	27	1580	11	1603	13	−1
83	0.32	0.01	0.0908	0.0015	3.2462	0.0499	0.2594	0.0025	0.2	1443	31	1468	12	1487	13	−1
84	0.32	0.01	0.1039	0.0018	4.4386	0.0704	0.3101	0.0030	0.2	1695	31	1720	13	1741	15	−1
85	0.45	0.01	0.0758	0.0014	1.9393	0.0330	0.1856	0.0018	0.2	1091	36	1095	11	1097	10	0
86	0.94	0.02	0.1529	0.0023	9.4609	0.1335	0.4491	0.0042	0.2	2379	26	2384	13	2391	19	0
87	0.51	0.01	0.1179	0.0019	5.6713	0.0860	0.3493	0.0034	0.2	1924	29	1927	13	1931	16	0
88	0.40	0.01	0.0864	0.0016	2.7246	0.0457	0.2289	0.0022	0.2	1347	34	1335	12	1329	12	1
89	1.41	0.02	0.2323	0.0036	19.1373	0.2735	0.5981	0.0057	0.2	3068	24	3049	14	3022	23	1
90	1.09	0.02	0.1197	0.0028	5.7035	0.1292	0.3461	0.0040	0.2	1951	42	1932	20	1916	19	1
91	0.29	0.00	0.0940	0.0016	3.3220	0.0531	0.2565	0.0025	0.2	1508	32	1486	12	1472	13	1
92	0.63	0.01	0.0839	0.0024	2.3647	0.0652	0.2047	0.0025	0.1	1289	55	1232	20	1201	14	3

Примечание. D = (($^{207}Pb/^{235}U$ age) /($^{206}Pb/^{238}U$ age) – 1) * 100 для циркона < 1 млрд лет; D = (($^{207}Pb/^{206}Pb$ age) / ($^{206}Pb/^{238}U$ age) – 1) * 100 для циркона > 1 млрд лет.

Note. D = (($^{207}Pb/^{235}U$ age) /($^{206}Pb/^{238}U$ age) - 1) * 100 for zircons < 1 Ga; D = (($^{207}Pb/^{206}Pb$ age) /($^{206}Pb/^{238}U$ age) – 1) * 100 for zircons > 1 Ga.

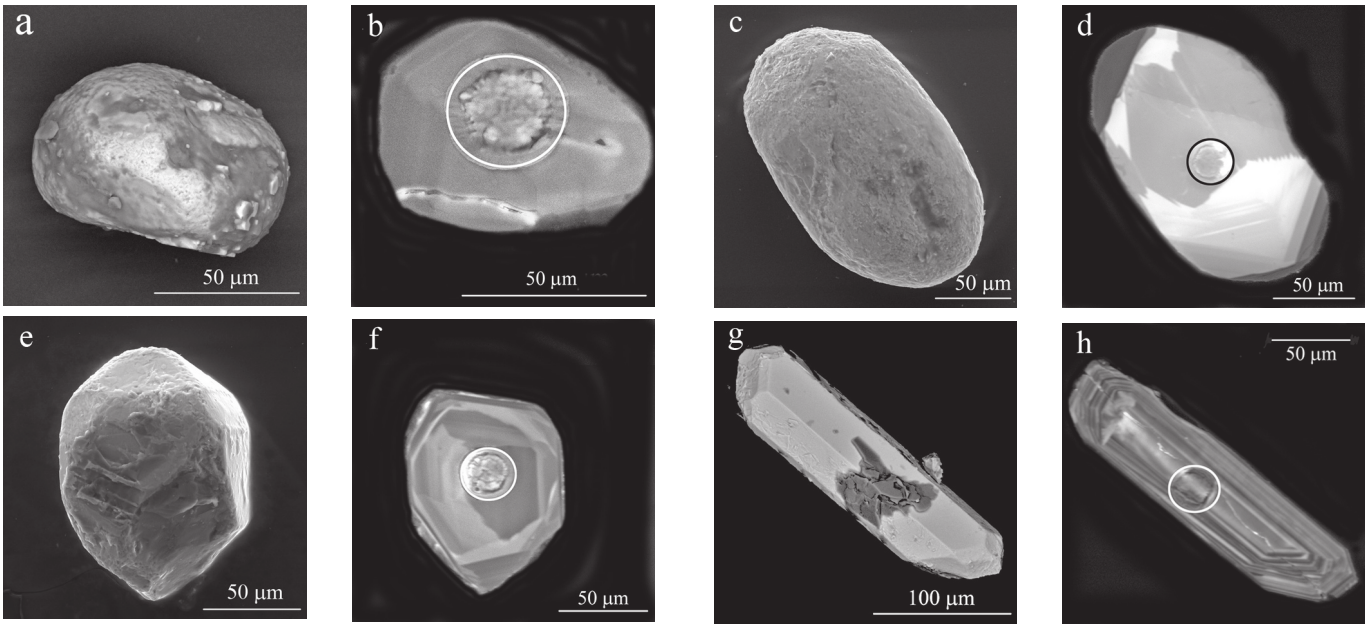


Рис. 3. Морфология и строение циркона в режиме катодолюминесценции с положением лазерного кратера. Зерна с возрастами: a, b — 3068 ± 24 млн лет (обр. 89); c, d — 1289 ± 55 млн лет (обр. 92); e, f — 645 ± 6 млн лет (обр. 63); g, h — 531 ± 6 млн лет

Fig. 3. Morphology and structure of zircon in the cathodoluminescence mode with the position of the laser crater. Grains with ages: a, b — 3068±24 Ma (sample 89); (c, d) 1289±55 Ma (sample 92); e, f—645±6 Ma (sample 63); g, h — 531±6 Ma

точно узком возрастном позднерифейско-позднекембрийском интервале с максимально интенсивными пиками, соответствующими времени становления эпиконтинентальных рифтогенных магматических образований. Песчаники алькесвожской толщи сформированы за счет разрушения и переотложения материала подстилающих (или очень близко расположенных) магматических комплексов различных стадий формирования тиманид-протоуралид. Наиболее вероятными поставщиками неокатанного и слабоокатанного верхнерифейско-раннекембрийского циркона были широко распространенные на Приполярном Урале, близкие по времени образования кислые и основные вулканиты саблегорской свиты, ассоциирующие с ними гранитоиды и интрузивные образования. Кластогенное золото могло поступать в породы алькесвожской толщи в результате размыва грейзенизированных пород, в частности на контактах основных интрузий манарагского комплекса и риолитов саблегорской свиты и коры выветривания по этим породам.

Работа выполнена в рамках Госзадания по теме НИР «Осадочные формации, вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, геоконструкция осадконакопления» и № АААА- А21-12101189 0029-4 «Палеоокеанические и окраинно-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамическая эволюция».

Литература

1. *Белякова Л. Т.* Байкальская вулканогенная моласса севера Урала и большеземельской тундры / Советская геология. 1982. № 10. С. 68–78.

2. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ. 2013. 252 с.

3. *Ефанова Л. И., Повонская Н. В.* Алькесвожская толща хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Народное хозяйство Республики Коми. 1999. № 3. С. 470–485.

4. *Кузнецов Н. Б., Алексеев А. С., Белоусова Е. А. и др.* Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья / Докл. АН. 2014. Т. 458. № 3. С. 313–317.

5. *Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., и др.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 1. Протоуралиды, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.

6. *Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., и др.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.

7. *Озеров В. С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.

8. *Соболева А. А.* Новые данные о возрасте Народинского массива (Приполярный Урал) / Вестник Института геологии. Сыктывкар. 2004. № 4. С. 2

9. *Соболева А. А.* Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2020): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 63–65.

10. *Сорока Е. И., Рябинин В. Ф., Сазонов В. Н., и др.* Трансформация пород Малдинского липаритового комплекса под воздействием многоэтапной коллизии // Ежегодник. 1994: ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 97–100.

11. *Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.* Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. 2019. № 2. С. 34–52. DOI: http://dx.doi.org/10.17076/geo904.

12. *Удоратина О. В., Соболева А. А., Кузенков Н. А. и др.* Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb-данные // ДАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.

13. *Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А.* U-pb-изотопное датирование цирконов из pz_3-mz-магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP-данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

14. *Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatschev R., et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Res. 2008; V.160. pp. 23–45.

15. *Stacey J. S., Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26 (2). P. 207–221.

16. *Williams I. S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley (Eds.) / Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology Special Publication. 1998. V. 7. P. 1–35.

References

1. Belyakova L. T. *Baykalskaya vulkanogennaya molassa severa Urala I Bolschezemelskoy tundry* (Baikal volcanogenic molasse of the north of the Urals and Bolshezemelskaya tundra). Soviet geology, 1982, No. 10, pp. 68–78.

2. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federazii. Maschtab 1:200000. Seria Severouralskaya. List Q-41-XXV. Obyasnitelnaya zapiska.* (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000. The North Ural series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory note.) Moscow: MF VSEGEI, 2013.

3. Efanova L. I., Povonskaya N. V. Alkesvozhskaya tolshcha Khrebta Maldynyrd (Pripolyarnyy Ural) (Alkesvozhskaya formation of the Maldynyrd Ridge (Polar Urals)). Narodnoye khozyaystvo Respubliki Komi (National economy of the Komi Republic), 1999, No. 3, pp.470–485.

4. Kuznetsov N. B., Alekseev A. S., Belousova E. A. et al. *Testirovanie modeley pozdnevendskoy evoluzii severo-wostochnoy pereferii Wosstochno-evropeyskoy platform na osnove pervych rezultatov U/Pb-isotopnogo datirovaniya (LA-ICP-MS) detritnych zirkonov is verchnevendskich peschanikov Yugo-Wostochnogo Belomorya* (Testing Models of the Late Vendian Evolution of the Northeastern Periphery of the East European Craton Based on the first U/Pb Dating Zircons from Upper Vendian Sandstones of the Southeastern White Sea region). Doklady Earth Sciences, 2014, 458 (1), pp. 1073-1076. doi:10.1134/C1028334C14090311

5. Kuznetsov N. B., Soboleva A. A., Udoratina O. V. et al. *Douralskaya tektonicheskaya evoluziya severo-wostochnogo i wostochnogo obramleniya Wostochno-evropeyskoy platform. St. 1. Protouralidy, Timanidy i Doordovikskie granitoidnye vulkono-plutonicheskie assoziazii severa Urala I Timano-Pechorskogo regiona* (Pre-Uralian tectonic evolution of the northeast and east framing of the East European Platform. Paper 1. Protouralids, Timanides, and Pre-Ordovician granitoid volcano-plutonic associations of the north of the Urals and the Timan-Pechora region). Lithosphere, 2006, No. 4, pp. 3–22.

6. Kuznetsov N. B., Soboleva A. A., Udoratina O. V. et al. *Douralskaya tektonicheskaya evoluziya severo-wostochnogo i wostochnogo obramleniya Wostochno-evropeyskoy platform. St. 2. Pozdnekembriysko-kembriyskaya kolliziya Baltiki I Arktidy* (Pre-Uralian tectonic evolution of the northeastern and eastern framing of the East European Platform. Paper 2. Late Precambrian-Cambrian collision of the Baltica and Arctida). Lithosphere, 2007, 1, pp. 32–45.

7. Ozerov V. S. *Metamorfizovannye rossypi zolota Pripolyrnogo Urala* (Metamorphosed gold placers in the Subpolar Urals). Ores and metals, 1996, 4, pp. 28–37.

8. Soboleva A. A. *Novye dannye o vozraste Narodinskogo massiva (Pripolyarny Ural)* (New data on the age of the Narodinsky massif (Circumpolar Urals)). Vestnik of the Institute of Geology, 2004, No. 4, p. 2.

9. Soboleva A. A. *Resultaty U-Pb (SIMS)-datirovaniya zirkona iz granitov i riolitov chr. Maldynyrd, Pripolarny Ural* (Results of U-Pb (SHRIMP) dating of zircon from granites and rhyolites of the Maldynyrd region, Circumpolar Urals). Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Readings 2020): Proceedings of the Russian conference with international participation, 2020, pp. 63–65.

10. Soroka E. I., Ryabinin V. F, Sazonov V. N. et al. *Transformazia porod Maldinskogo liparitovogo kompleksa pod vozdeystviem mnogoetapnoy kollizii* (Transformation of rocks of the Maldinsky liparite complex under the influence of a multi-stage collision). Yearbook, 1994, IGG UB RAS, 1995, pp. 97–100.

11. Pystin A. M., Pystina Yu. I. *Dokembry Pripolyarnogo Urala: hronostratigraficheskij aspect* (Precambrian of the Circumpolar Urals: chronostratigraphic aspect). Proceedings of Karelian SC RAS, 2019, No.2, pp. 34–52. DOI: http://dx.doi.org/10.17076/geo904

12. Udoratina O. V., Soboleva A. A., Kuzenkov N. A. et al. *Vozrast granitoidov Manchambovskogo i Ilyaizskogo massivov (Severny Ural): U-Pb-dannue* (Age of granitoids of the Mankhambovsky and Ilyaizsky massifs (Northern Urals)): U-Pb data). Doklady Earth Sciences, 2006, No. 407(2), pp. 284–289. DOI:10.1134/s1028334x06020309

13. Khubanov V. B, Buyantuev M. D, Tsygankov A. A. ***U**-pb izotopnoe datirovanie zirkonov iz PZ_3-MZ magmaticheskich kompleksov Zabaykalia metodom magnitno-sektornoi mass-spectrometrii s lazernym probootborom: prozedura opredeleniya i sopostavlenie s SHRIMP dannymi* (U-pb isotope dating of zircons from pz3-mz magmatic complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: determination procedure and comparison with SHRIMP data). Russian Geology and Geophysics, 2016, No. 57(1), pp. 190–205 doi:10.1016/j.rgg.2016.01.013

14. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Res., 2008, No. 160, pp. 23–45. doi:10.1016/j.precamres.2007.04.024

15. Stacey J. S, Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 1975, No. 26(2), pp. 207–221.

16. Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks III WC, Ridley WI. editors. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology Special Publication, 1998, No. 7, pp. 1–35.

Поступила в редакцию / Received 20.04.2022



Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 550.84:553.982(470.111) DOI: 10.19110/geov.2022.5.2

Lithological and geochemical features of the Lower Triassic reservoirs in the north of Sorokin Swell (Timan-Pechora oil and gas-bearing province)

N. Timonina, I. Ulnyrov

Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktyvkar
timoninanata@gmail.com, ulnyrov_iv@mail.ru

The paper describes lithological and geochemical features of the Lower Triassic sandstones from the far north of Timan-Pechora oil and gas-bearing province. These sandstones chemically coincide to typical graywackes.

We discuss how sedimentation environments and diagenesis control the local heterogeneity of cementation, variability of void space and the potential oil content.

Tectonic conditions are one of the provenance factors, the figurative points of the composition of sandstones on the diagrams fall into the field of the passive continental margin. The position of sandstone points on the diagrams and low values of the hydrolyzate module indicate the formation of deposits in an arid climate, which does not contradict to geological data.

Keywords: *Triassic deposits, sedimentation, facies, environments, sandstones, graywackes, oil and gas reservoirs, geochemical module.*

Литологические и геохимические особенности нижнетриасовых резервуаров на севере вала Сорокина (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция)

Н. Н. Тимонина, И. Л. Ульныров

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Исследования в области условий образования природных резервуаров доказали, что они в значительной степени предопределены древними обстановками осадконакопления, тесно связанными с тектоническим планом территорий. Актуальность темы определяется необходимостью детального изучения морфологии и фильтрационно-емкостных характеристик природных резервуаров. Цель исследования состоит в анализе литолого-геохимических особенностей песчаников, вмещающих залежи углеводородов, а также положения областей их составов на дискриминантных диаграммах. Объектом исследований послужили песчаники нижнего триаса северных площадей вала Сорокина. В основу работы были положены результаты силикатного анализа граувакк. Анализ химического состава песчаников показал, что они формировались за счет смешения обломков из разнородных источников сноса. Области состава песчаников на дискриминантных диаграммах изменчивые, что обусловлено вовлечением в размыв магматических, метаморфических и осадочных пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Ключевые слова: *триасовые отложения, седиментация, фации, обстановки осадконакопления, песчаники, граувакки, резервуары нефти и газа, геохимические модули.*

Introduction

The topic is relevant because the commercial oil and gas potential of the Triassic deposits is proved by such fields as Varandeyskoe, Toraveyskoe, Labaganskoe within the Sorokin swell (Fig. 1), Kumzhinskoe, Korovinskoe — in the Denisov depression, and the oil and gas reserves and resources, confined to the Triassic deposits, are quite large [7,8]. Nevertheless, there are many unresolved problems concerning the conditions of distribution and structural features of natural reservoirs confined to this oil and gas complex. The paper aims to study lithological and geochemical features of the structure of natural reservoirs and to identify criteria for their diagnosis.

Oil and gas reservoirs are geological bodies consisting of reservoir beds, lenses, and layers of weakly and impermeable rocks of intra-reservoir seals, forming a common (single) hydrodynamic system. It is constrained below and above by inter-reservoir seals. Accumulation of hydrocarbons in the reservoir and their safety are determined by the quality of each element. The structural features of sedimentary layers control the distribution of collectors and seals in them, their relationship, and ultimately the morphology and properties of reservoirs.

Environments and their effects on reservoir quality have particular interest for the study of clastic reservoirs.

For citation: Timonina N., Ulnyrov I. Lithological and geochemical features of the Lower Triassic reservoirs in the north of Sorokin Swell (Timan-Pechora oil and gas-bearing province). Vestnik of Geosciences, 2022, 5(329), pp. 11—20, doi: 10.19110/geov.2022.5.2.

Для цитирования: Тимонина Н. Н., Ульныров И. Л. Литологические и геохимические особенности нижнетриасовых резервуаров на севере вала Сорокина (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Вестник геонаук. 2022. 5(329). С. 11—20. DOI: 10.19110/geov.2022.5.2.

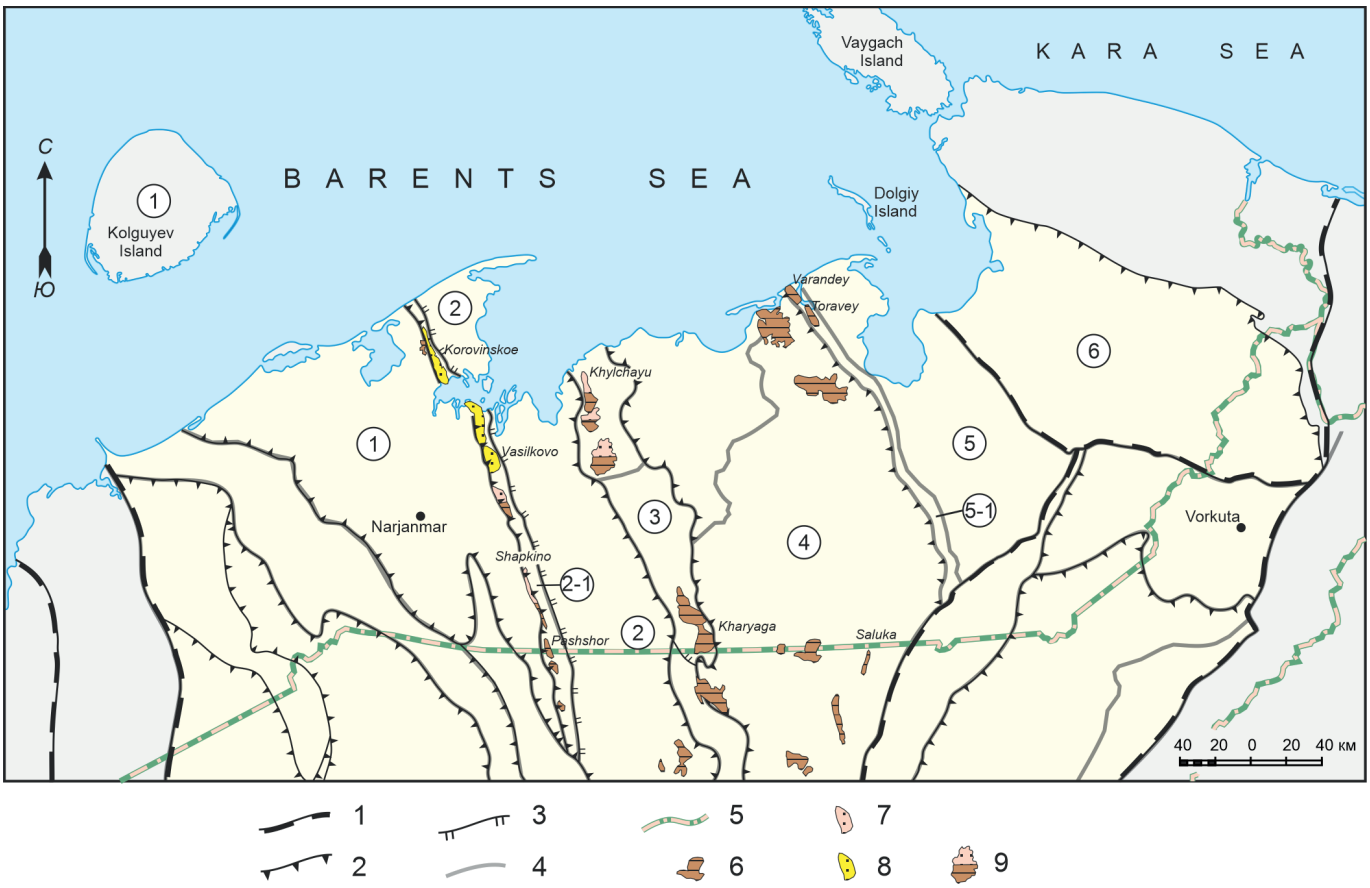


Fig. 1. Structural map of Timan-Pechora oil and gas-bearing province. Boundaries of structures: 1 — major, supra-order; 2 — large, the first order, 3 — average, the second order, 4 — borders of oil and gas bearing areas; 5 — administrative border; 6–9 — oil and gas fields: 6 — oil, 7 — gas-condensate, 8 — gas, 9 — condensate and oil. Elements of oil zoning: 1 — Malozemelsk-Kolguev monocline (oil and gas-bearing area); 2 — Denisov depression (oil and gas-bearing area); 2-1 — Shapkina-Yuryakha swell (oil and gas-bearing region); 3 — Kolva swell (oil and gas-bearing area); 4 — Khoreyver depression (oil and gas-bearing area); 5 — Varandey-Adzva structural zone (oil and gas-bearing area), 5-1 — Sorokin swell (oil and gas-bearing region); 6 — Korotaikha depression

Рис. 1. Тектоническая схема Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Границы структур: 1 — крупнейших, надпорядковых; 2 — крупных, первого порядка, 3 — средних, второго порядка; 4 — границы нефтегазоносных районов; 5 — административная граница; 6–9 — нефтяные и газовые месторождения: 6 — нефтяные, 7 — газоконденсатные, 8 — газовые, 9 — смешанного состава. Элементы нефтегазогеологического районирования: 1 — Малоземельско-Колгуевская моноклиналь, 2 — Денисовская впадина, 2-1 — Шапкина-Юрьяхинский вал, 3 — Колвинский мегавал, 4 — Хорейверская впадина, 5 — Варандей-Адзьвинская структурная зона, 5-1 — вал Сорокина, 6 — Коротаихинская впадина

A lot of researchers studied problems of formation of natural reservoirs and recognizing the depositional environments [1,11,12,19]. The modeling was based on the idea that the structural features, morphology and reservoir properties of natural reservoirs depended on both sedimentogenesis and the intensity of diagenetic transformations [9,11,17, 22].

The lithological and geochemical characteristics of sedimentary rocks gives useful information on the origin, tectonic settings, palaeoclimate and weathering patterns, transport system and diagenesis [6]. The sedimentological reconstructions were based on the idea that the morphology and filtration characteristics of natural reservoirs were largely predetermined by ancient sedimentation situations, which were closely associated with the tectonic history of the territories. Hydrocarbon accumulation occurred in Triassic rocks largely in the northern part of the basin. Varandeyskoe, Toraveyskoe, Labaganskoe fields of the Sorokin swell, Kumzhinskoe, Korovinskoe in Denisov depression are main pools. Triassic complex includes large resources of hydrocarbons [12, 19].

Geological setting

Triassic oil and gas bearing complex has a regional distribution. The central parts of the Korotaikhinsky and Bolshesyninsky basins have the maximal thickness of the Triassic formation (2.8–3.6 km). The Izhma-Pechora basin is less thick (100–500 m). The Triassic succession of entirely continental strata is subdivided into the lower, middle and upper parts. The Triassic succession comprises a relatively monotonous complex with different volume of grey-colored sandstones, siltstones, shales and conglomerates. Stratification and correlation of these deposits are often rather uncertain. Therefore, many local suites are distinguished in different parts of the basin.

The Lower Triassic includes Charkabozhskaya and Kharaleyskaya suites. The thickness of the first one varies from the first meters in the southwest (in the Seduyakha swell) to 380 m in the central part of the Kolva megaswell, the Khoreyver depression, the thickness of the suite averages 150–250 m [7,19,21].

Entsova F. I. and Kalantar I. Z. first described the Charkabozhskaya suite at the outcrop near the Charkabozh

village in 1966 [7]. The deposits of this suite overlay Upper Permian rocks, but sometimes older deposits. The Charkabozhskaya suite is represented by interbedding of red-colored clayey rocks with siltstones, sandstones and conglomerates, predominantly green and grayish-green in color. As a rule, at the base of the section there is a layer of conglomerates or sandstones with gravel and pebbles of quartz, flint, metamorphic and sedimentary rocks. The thickness of this layer varies from several meters to 35–45 meters. Above the basal layer, alternating layers of red-brown and chocolate-brown clays and grayish-green sandstones and siltstones follow with bluish spots. The thickness of sandstone layers is from several centimeters to 10–20 meters, siltstones and clays — up to 5–50 meters, while the thickness and number of sandstone layers decreases from south-east to north-west.

Results and discussion

The paper presents results of the study of core material after drilling in the north of the Sorokin swell of the Varandey-Adzva structural zone.

Our research is based on the study of sandstones by the classic chemistry method, carried out at the Institute of Geology of the Federal Research Center of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. We used the lithological and petrographic methods and well-logging were used. We carried out a detailed study using a polarizing microscope, a scanning electron microscope, X-ray diffraction. More than 700 samples were taken from the productive layers and impermeable intervals of 8 wells for detailed study of the petrographic composition of clastic rocks, the mineral composition of sandstone cement, lithogeochemical studies and reservoir properties of the sediments. Geochemical characteristics were calculated on the basis of chemical (silicate) analysis of more than 85 samples.

Detailed facial reconstructions proved the alluvial genesis of deposits, a fractional subdivision of alluvial deposits was carried out (Fig. 2). The facies of the water channel and the channel bar microfacies and the inner part of the floodplain were identified. Sediments of the water channel facies have subordinate importance and small thickness, they are confined to the lower parts of the sandy body and are composed of the largest fragments of flint, quartz, igneous rocks and clays, both brought by the river during floods and formed from the bedrock of the channel. These deposits are confined to the zone of the most intense erosion of the riverbed and are associated with the fastest part of the flow; their thickness rarely exceeds 0.2–0.5 meters. The deposits of the near-river part of the channel and the near-channel shoal fill the entire axial and adjacent parts of the channel incision, i.e. between the core zone and the outer part of the floodplain in the zone of gradual weakening of the turbulent flow velocity.

The fluvial macrofacies consist of the deposits of braided and meandering rivers. The braided channel facies are subdivided into the water channel and the channel bar microfacies. Braided channels are unstable, moving fast in various directions. [13,16]

The middle to coarse-grained sandstones and fine-grained conglomerates are widely deposited in the first type of environments — braided rivers. The structural and compositional maturity is low with medium-sorted subangular grains. Erosion surfaces are commonly observed at the bottom of channels.

Middle to small sized cross-bedding is developed in water channel and channel bar microfacies. The overflow bank is composed of sediment bodies from two banks formed by the spilling water during the period of river flood. Fine-grained sandstones to siltstones are interbedded with mudstones.

The floodplain deposits — mudstones and siltstones, interbedded with the conglomerate — are mainly oxidation-colored (red). Horizontal bedding is commonly visible and present a period of medium-low hydrodynamic force. The development of these deposits occurred under the braided river conditions.

The next group of facies is developed on the top of Charkabozhskaya suite: siltstones to fine-grained sandstones. The point bar is represented by coarse-grained sandstones with high-value curves. Erosion surfaces are visible at the bottom, beddings are well-developed. Logging curves are mainly bell-shaped.

The floodplain microfacies of river flood are composed of oxidation-colored mudstones (red), or reduced-colored mudstones (grey, greyish-green). Horizontal beddings, small cross-bedding and root marks are visible in cores. These deposits were formed in the environment of meandering river.

Large sets of grey and greenish-grey mudstone, carbon mudstone are deposited in the shore-shallow lacustrian settings, no plant fossils are found.

Matrix of sandstones. The clastic part of sandstones is characterized by a high content of feldspar (20–25 %), the content of quartz — within 5–10 % [13]. The rock fragments include basalts, tuffs and tuff pelite of Triassic appearance. Debris acid complex is widespread, which is represented by microgranite, effusive rocks, tuffs. There are fragments of shale, clay and silty rocks, chlorites and chloritized rocks.

Epidote, magnetite, leucoxene and ilmenite are most often found among accessory minerals. Fine-grained sandstones with a horizontally layered structure are enriched by them. It is also resulted from the characteristics of the sedimentation environment. According to some researchers, the enrichment of fine-grained sandstones with titanium-containing minerals is resulted from the fact that the specific gravity of titanium minerals (ilmenite, leucoxene) is slightly different from the specific gravity of the predominant part of alluvium grains, therefore, they are not concentrated in the lower section of the bedrock.

The chemical composition of sandstones. According to Pettijohn's classification, sandstones are localized in the fields of graywacke [14] (Fig. 3). They fall into the field of polymictic (SiO_2 content 62–78 wt. %) and volcanomictic (SiO_2 content 54–64 wt. %) in accordance with classification by A. G. Kossovskaya and M. I. Tuchkova.

The median content of SiO_2 in sandstones is 63 wt.%, the content of Al_2O_3 varies from 10 to 17 wt.% with a median of 14 (Table 1). The minimum and maximum values of calcium oxide differ by an order of magnitude: 0.5 and 3.6 wt.%, with an average value of 1.8 wt.%. As for Lower Triassic mudstones, the median content of SiO_2 in sandstones is 56.7 wt.% (52.6-60.8), the content of Al_2O_3 varies from 15 to 17.8 wt.% with average 16.7 (Table 2).

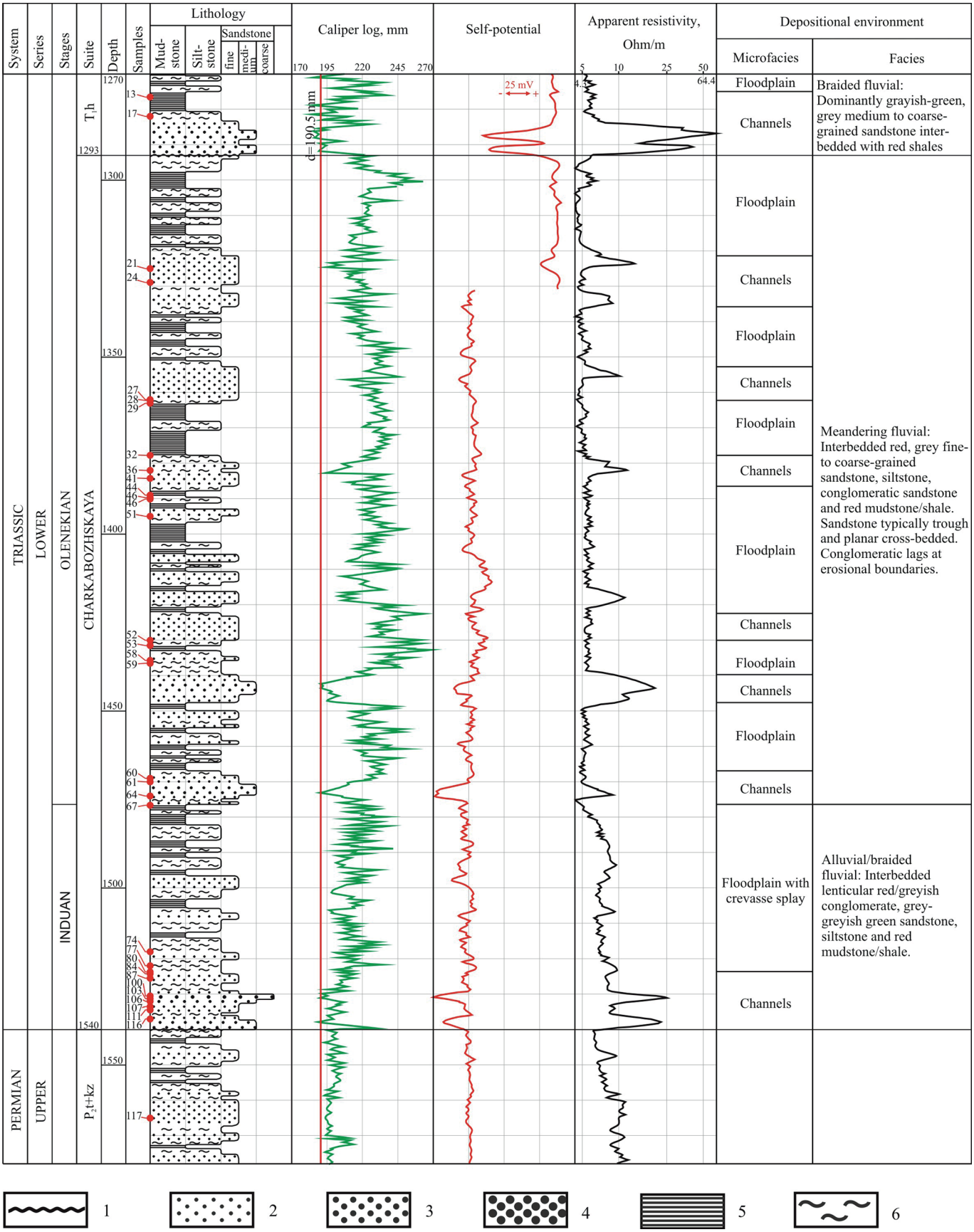


Fig. 2. Sedimentary section for the Lower Triassic deposits of Sorokin swell: 1 — erosional surface, 2 — fine-grained sandstones, 3 — medium- to coarse-grained sandstones, 4 — gritstones, 5 — mudstones, 6 — siltstones. T_1h — Lower Triassic Kharaleyskaya suite. Red dots — position of the samples

Рис. 2. Литологический разрез нижнетриасовых отложений вала Сорокина. Условные обозначения: 1 — поверхность размыва, 2 — песчаники мелкозернистые, 3 — песчаники крупно- и среднезернистые, 4 — конгломераты, 5 — глины и аргиллиты, 6 — алевролиты. T_1h — харалейская свита. Красные точки — место отбора образцов

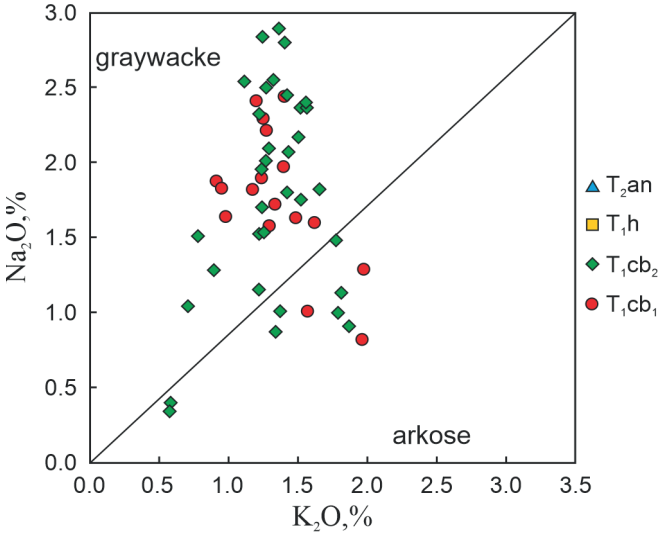


Fig. 3. Geochemical classification for terrigenous sandstones by Pettijohn: T_1cb_1 — Lower Triassic Lower Charkabozhskaya subsuite, T_1cb_2, — Upper Charkabozhskaya subsuite, T_1h Lower Triassic Kharaleyskaya suite, T_2an — Middle Triassic Angaranskaya suite

Рис. 3. Геохимическая классификация для терригенных песчаников. T_1cb_1 — нижнечаркабожская подсвита нижнего триаса, T_1cb_2, — верхнечаркабожская подсвита нижнего триаса, T_1h — харалейская свита нижнего триаса, T_2an — ангуранская свита среднего триаса

To estimate the degree of chemical weathering of parent rocks and the maturity of the material entering the sedimentation area, we calculated the hydrolysate module (coefficient), alumosilicate (AM), titanium, and sodium modules.

The limits of variation for Na_2O and K_2O are approximately comparable, with the median K_2O (1.26) being less than Na_2O (2.03). The Al_2O_3/SiO_2 ratio varies from 0.14 to 0.34 with a median of 0.23.

The hydrolysate module (ГМ=Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+ +FeO+MnO)/SiO_2) allows quantifying two most important hypergene processes — leaching and hydrolysis. The higher the module, the deeper the weathering of the rocks of the provenance area, and the smaller it is, the higher the chemical maturity of the sediments. By the size of hydrolysate module, the rocks are classified as follows: silites — less than 0.3, siallites and siferolites — 0.31–0.55, and hydrolysates — more than 0.55. Siallites and siferolites, in turn, are divided into hyposiallites (0.3–0.33), normosiallites (0.34–0.48), super-siallites (0.49–0.55). The minimum value of the hydrolysate module is 0.25, the maximum is 0.62. Based on this classification, the studied deposits belong to silites, hyposiallites, and normosiallites (Fig. 4) [23].

The maximum concentrations of the sodium module (Na_2O/Al_2O_3) were found in continental deposits in an arid climate. Plagioclases were destroyed due to chemical weathering. In our case, the values of Na_2O/Al_2O_3 vary

Table 1. Rock-forming oxide content (wt. %) and reference ratios of the Lower Triassic sandstones

Таблица 1. Содержание породообразующих оксидов (мас. %) и индикаторные соотношения для нижнетриасовых песчаников

Rock-forming oxide content	109-5	109-34	109-47	109-79	109-88	109-95	109-102	109-104	109-108	109-114
SiO_2	65.95	57.39	52.58	60.09	63.76	69.03	66.05	66.8	67.47	68.19
TiO_2	1.11	0.85	1.01	0.95	1.07	0.5	0.66	0.79	0.68	0.73
Al_2O_3	14.3	15.26	17.94	16.49	14.43	10.55	13.88	13.67	13.25	11.46
Fe_2O_3	8.9	5.27	11.06	10.41	6.2	5.35	6.3	5.35	5.31	5.44
FeO	4.8	2.57	2.6	1.84	2.42	4.37	4.73	3.47	4	3.93
MnO	0.083	0.25	0.16	0.071	0.073	0.14	0.11	0.088	0.099	0.11
MgO	1.33	4.06	4.07	2.23	2.15	1.85	2.36	2.04	2.12	2.3
CaO	0.41	3.16	1.27	0.52	2.07	3.62	1.45	1.77	1.63	2.75
Na_2O	0.34	2.07	1.13	0.82	1.58	1.82	1.9	2.08	1.95	1.54
K_2O	0.58	1.43	1.82	1.96	1.29	1.17	1.24	1.22	1.24	1.26
LOI	7.64	10.34	9.87	7.3	6.74	6.13	6.08	5.3	6.13	5.95
P_2O_5	0.04	0.17	0.14	0.11	0.21	0.14	0.16	0.17	0.16	0.16
Sum	100.6	100.25	101.05	100.95	99.57	100.30	100.19	99.28	100.04	99.89
H_2O	3.26	4.18	3.59	1.96	1.97	1.32	1.59	1.23	1.89	1.18
CO_2	0.06	1.56	0.1	0.02	0.85	2.96	1.06	0.95	1.12	1.99
HM	0.44	0.42	0.62	0.50	0.38	0.30	0.39	0.35	0.35	0.32
AM	0.22	0.27	0.34	0.27	0.23	0.15	0.21	0.20	0.20	0.17
FM	0.23	0.21	0.34	0.24	0.17	0.17	0.20	0.16	0.17	0.17
TM	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
Na_2O/Al_2O_3	0.02	0.14	0.06	0.05	0.11	0.17	0.14	0.15	0.15	0.13
Al_2O_3/Na_2O	42.06	7.37	15.88	20.11	9.13	5.8	7.3	6.57	6.79	7.44
K_2O/Al_2O_3	0.04	0.09	0.1	0.12	0.09	0.11	0.09	0.09	0.09	0.11
Al_2O_3/TiO_2	12.88	17.95	17.76	17.36	13.49	21.1	21.03	17.3	19.49	15.7
SPM	0.06	0.23	0.16	0.17	0.20	0.28	0.23	0.24	0.24	0.24
FM	0.89	0.50	0.73	0.71	0.56	0.89	0.77	0.62	0.68	0.78
CIA	91.49	69.62	80.96	83.32	74.50	61.48	75.15	72.95	73.33	67.37

Table 2. Rock-forming oxide content (wt. %) and reference ratios of the Lower Triassic mudstone

Таблица 2. Содержание породообразующих оксидов (мас. %) и индикаторные соотношения для нижнетриасовых аргиллитов

Rock-forming oxide content	109-10	109-17	109-26	109-29	109-36	109-53	109-59	109-71	109-74
SiO_2	58.86	59.03	55.65	54.64	52.6	54.41	55.12	60.84	59.26
TiO_2	1.25	1.09	0.91	1.09	0.89	1.09	1.08	0.93	0.9
Al_2O_3	17.79	17.24	16.84	17.26	16.01	17.13	16.41	16.24	15.12
Fe_2O_3	10.28	5.97	8.01	10.19	9.21	10.55	11.16	9.05	4.82
FeO	5.12	2.45	2.52	2.25	3.12	1.69	2.51	2.22	2.83
MnO	0.09	0.15	0.15	0.13	0.15	0.11	0.12	0.064	0.21
MgO	1.42	2.85	4.19	3.26	4.88	3.79	3.7	2.6	2.77
CaO	0.53	1.76	2.06	1.37	2.69	1.05	1.38	0.57	4.36
Na_2O	0.4	1.52	1.82	1.00	1.49	1.01	1.6	1.29	1.63
K_2O	0.58	1.22	1.65	1.79	1.77	1.57	1.62	1.97	1.48
LOI	9.17	9.4	9.97	9.99	10.64	9.87	8.91	7.22	9.78
P_2O_5	0.061	0.18	0.2	0.16	0.22	0.15	0.15	0.16	0.2
Sum	100.4	100.41	101.45	100.88	100.55	100.73	101.25	100.93	100.53
H_2O	2.71	3.53	3.86	4.02	4.34	4.13	3.39	2.14	2.01
CO_2	0.09	0.62	0.33	0.08	1.24	0.08	0.04	0.03	1.78
HM	0.59	0.46	0.51	0.57	0.56	0.56	0.57	0.47	0.40
AM	0.3	0.29	0.30	0.32	0.30	0.31	0.30	0.27	0.26
FM	0.29	0.19	0.26	0.29	0.33	0.29	0.32	0.23	0.18
TM	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06
Na_2O/Al_2O_3	0.03	0.07	0.1	0.11	0.11	0.1	0.1	0.13	0.1
Al_2O_3/Na_2O	14.25	15.82	18.51	15.84	17.99	15.72	15.19	17.46	16.8
K_2O/Al_2O_3	0.02	0.09	0.11	0.06	0.09	0.06	0.10	0.08	0.11
Al_2O_3/TiO_2	44.48	11.34	9.25	17.26	10.74	16.96	10.26	12.59	9.28
SPM	0.06	0.16	0.21	0.16	0.20	0.15	0.20	0.20	0.21
FM	0.81	0.47	0.60	0.69	0.74	0.68	0.79	0.66	0.49
CIA	92.18	79.30	75.28	80.58	72.91	82.51	78.11	80.92	66.93

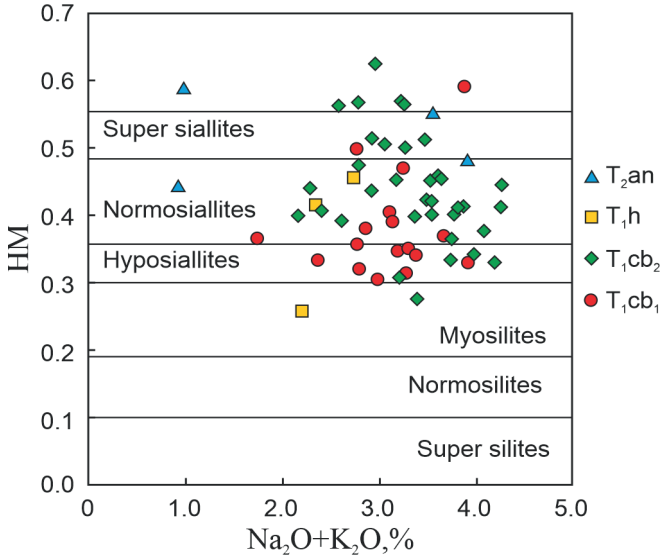


Fig. 4. Chemical composition of Triassic sandstones. T_1cb_1 — Lower Triassic Lower Charkabozhskaya subsuite; T_1cb_2 — Upper Charkabozhskaya subsuite; T_1h — Lower Triassic Kharaleyskaya suite; T_2an — Middle Triassic Anguranskaya suite

Рис. 4. Модульная диаграмма ГМ — (Na_2O+K_2O). Поля: нормосиаллит, гипосиаллит, миосиаллит, нормосиллит, суперсиллит, гиперсиллит. T_1cb_1 — нижнечаркабожская подсвита нижнего триаса; T_1cb_2 — верхнечаркабожская подсвита нижнего триаса; T_1h — харалейская свита нижнего триаса; T_2an — ангуранская свита среднего триаса

within 0.15–0.22, and sandstones characterized with Na_2O/Al_2O_3 more than 0.2 belong to graywackes.

The potassium module ratio K_2O/Al_2O_3 shows the distribution of potassium and aluminum among rock-forming minerals. Its values (0.08-0.17) indicate the dominance of clay minerals over potassium feldspars and mica.

The CIA value for sandstones varies from 61.5 to 91.5 with an average value of 75, which confirms the fact that the precipitation occurred in an arid climate.

According to Ya. E. Yudovich and M. P. Ketris, femic module values ($FeO+Fe_2O_3+MgO)/SiO_2$) over 0.1 are typical to volcanoclastic graywackes (Fig. 5). Fine-grained sandstones formed both in floodplain conditions and in small rivers and tributaries of large rivers lays in this area. Sandstones of the basal formation with an increased content of siliceous fragments and kaolinite cement have the lowest values of the femic module (FM).

Titanium module (TM) depends on the composition of rocks in the provenance area and on the dynamics of the sedimentation environment, leading to the sorting of titanium-containing minerals and clay matter. The correlation between the values of hydrolyzate and titanium module confirms the presence of a relationship with dynamic facies of sedimentogenesis (Fig. 6).

Accumulation of titanium-bearing heavy accessories occurred in sandy deposits; a natural increase in the values of titanium module, as well as iron in the series of alluvium «mountain — mountain and plain — plain» is ob-

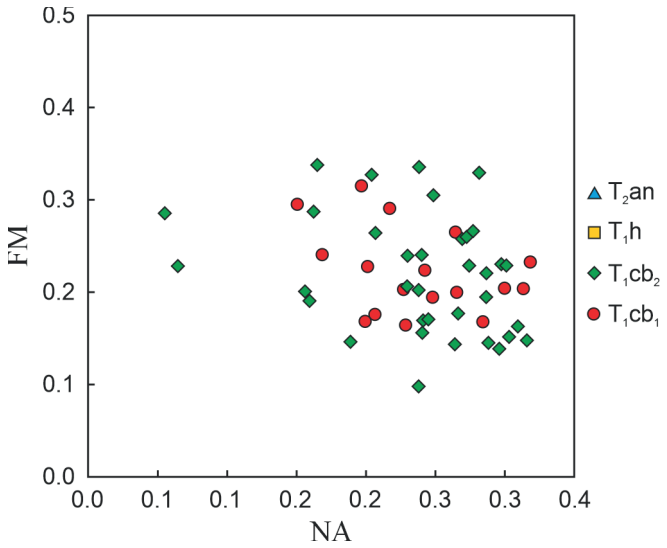


Fig. 5. The values of the femic module (FM) of more than 0.1 is typical for the volcanoclastic graywacke: NA — normalized alkalinity [23]. T_1cb_1 — Lower Triassic Lower Charkabozhskaya subsuite; T_1cb_2 — Upper Charkabozhskaya subsuite; T_1h Lower Triassic Kharaleyskaya suite; T_2an — Middle Triassic Anguranskaya suite

Рис. 5. Значения фемического модуля (FM): NA — нормированная щелочность [23]. T_1cb_1 — нижнечаркабожская подсвита нижнего триаса; T_1cb_2 — верхнечаркабожская подсвита нижнего триаса; T_1h харалейская свита нижнего триаса; T_2an — ангуранская свита среднего триаса

served. The content of iron-titanium concentrate rises, as well as the ratio of «feldspar/mica», due to the washing of light mica from the sands resulted from increasing dynamic sorting of deposition. Point bar sandstones are also characterized by high values of titanium module.

The determination of the geodynamic settings of sedimentation by the lithochemical parameters of clastic rocks is one of the most important issues, a lot of research have been devoted to this issue [2.3.5.17.18.19]. We used the parameters Fe_2O_3+MgO, TiO_2, Al_2O_3/SiO_2, K_2O/Na_2O, $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ and diagrams of M.R. Bhatia for terrigenous deposits to identify the tectonic setting of the formation of Lower Triassic deposits. The studied sandstones are characterized by the following parameters: Fe_2O_3+MgO vary from 7.2 to 15 with an average of 9.4; TiO_2 values vary within 0.5–1.1 with an average of 0.8. The K_2O/Na_2O values are 0.5–2.4 with an average of 1.06. The sandstones of the Lower Charkabozhskaya subsuite fall mainly into the field of both continental island arcs and active continental margins. The second group of sandstones belonging to the Upper Charkabozhskaya subsuite is concentrated in a cloud of oceanic island arcs.

The location of figurative points on diagrams by V. S. Erofeev and Yu. G. Tsekhovsky [4], as well as by L. Sattner and P. Dutta [18], confirm that the sedimentation took place in an arid climate (Fig. 8).

The best results to characterize tectonic conditions of feeding province for the Triassic graywackes were obtained by the Cronenberg and Maynard diagrams [9.10]. The figurative points of the sandstone composition fall into the field of the passive continental margin (Fig. 8).

Figurative points of sandstones belonging to the Upper Charkabozhskaya subformation fall into the field of Oceanic Island Arcs on the diagrams of M.R. Bhatia (Fe_2O_3+MgO)/SiO_2 and (Fe_2O_3+MgO)/Al_2O_3/SiO_2. The sandstones belonging to the Lower Charkabozhskaya subsuite tend to clusters of the Continental Island Arc and Active Continental Margin on this diagram.

As for the diagrams of Maynard and Walloni, as well as Roser and Korsch, the figurative points of sandstones are in the clusters of Continental Island Arc and Active Continental Margin (Fig. 9).

Due to the high mobility of K_20 and Na_2O, in the (Fe_2O_3+MgO)/K_20/Na_2O Bhatia diagrams, the figurative points of sandstones disintegrate and practically do not fall into any of the fields.

It can be assumed that Pay-Khoy was the provenance area in the Early Triassic. The geodynamic processes of

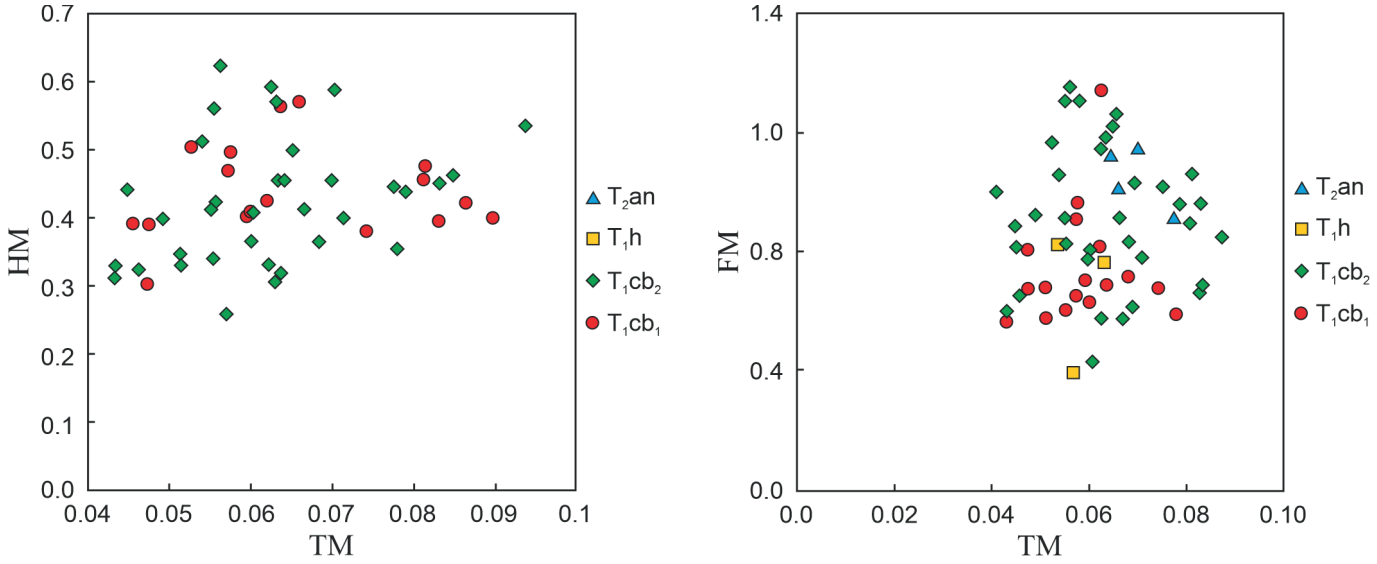


Fig. 6. The correlation between the values of titanium and hydrolyzate modules (a), titanium and femic modules (b): T_1cb_1 — Lower Triassic Lower Charkabozhskaya subsuite; T_1cb_2 — Upper Charkabozhskaya subsuite; T_1h — Lower Triassic Kharaleyskaya suite; T_2an — Middle Triassic Anguranskaya suite

Рис. 6. Положение гидролизатного и титанового модулей: T_1cb_1 — нижнечаркабожская подсвита нижнего триаса; T_1cb_2 — верхнечаркабожская подсвита нижнего триаса; T_1h — харалейская свита нижнего триаса; T_2an — ангуранская свита среднего триаса

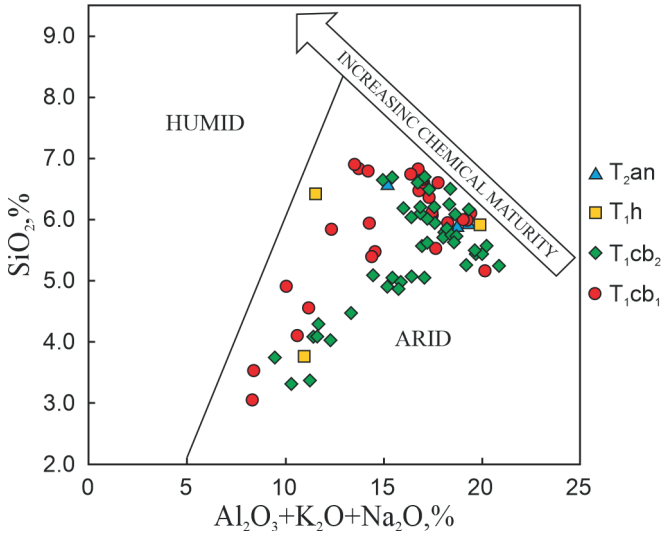


Fig. 7. Chemical maturity trend as a function of climate for the Lower Triassic sandstones expressed as a function of percent SiO_2 and total percent $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$

Рис. 7. График зависимости химической зрелости от климата для нижнетриасовых песчаников, выраженный как функция процентного содержания SiO_2 и общего процентного содержания $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$

the Late Paleozoic-Early Mesozoic time led to the collision of the approaching Euroamerican and Siberian paleocontinents, as well as the island-arc terrain located between them [20]. In the Triassic, the underthrusting of the passive margin of Laurasia under the Baidaratskaya island arc and the formation of intense fold-thrust structures of the Paleopaleozoic collisional orogen continued.

Conclusion

1. The Lower Triassic reservoirs have alluvial origin. The morphology of them, the structure of sandy bodies, texture, mineral composition of sandstones are determined by depositional environments inside the river systems.

2. The sedimentation conditions controlled the granulometric composition and roundness of the fragments, the degree of their sorting, respectively, the configuration and sizes of the primary intergranular pores. Post-sedimentary transformations resulted in a change in the primary void space. The processes of compaction, cementation, regeneration contributed to its reduction, and dissolution — to its increase due to the expansion of intergranular and the formation of intragranular micropores of recrystallized clay cement.

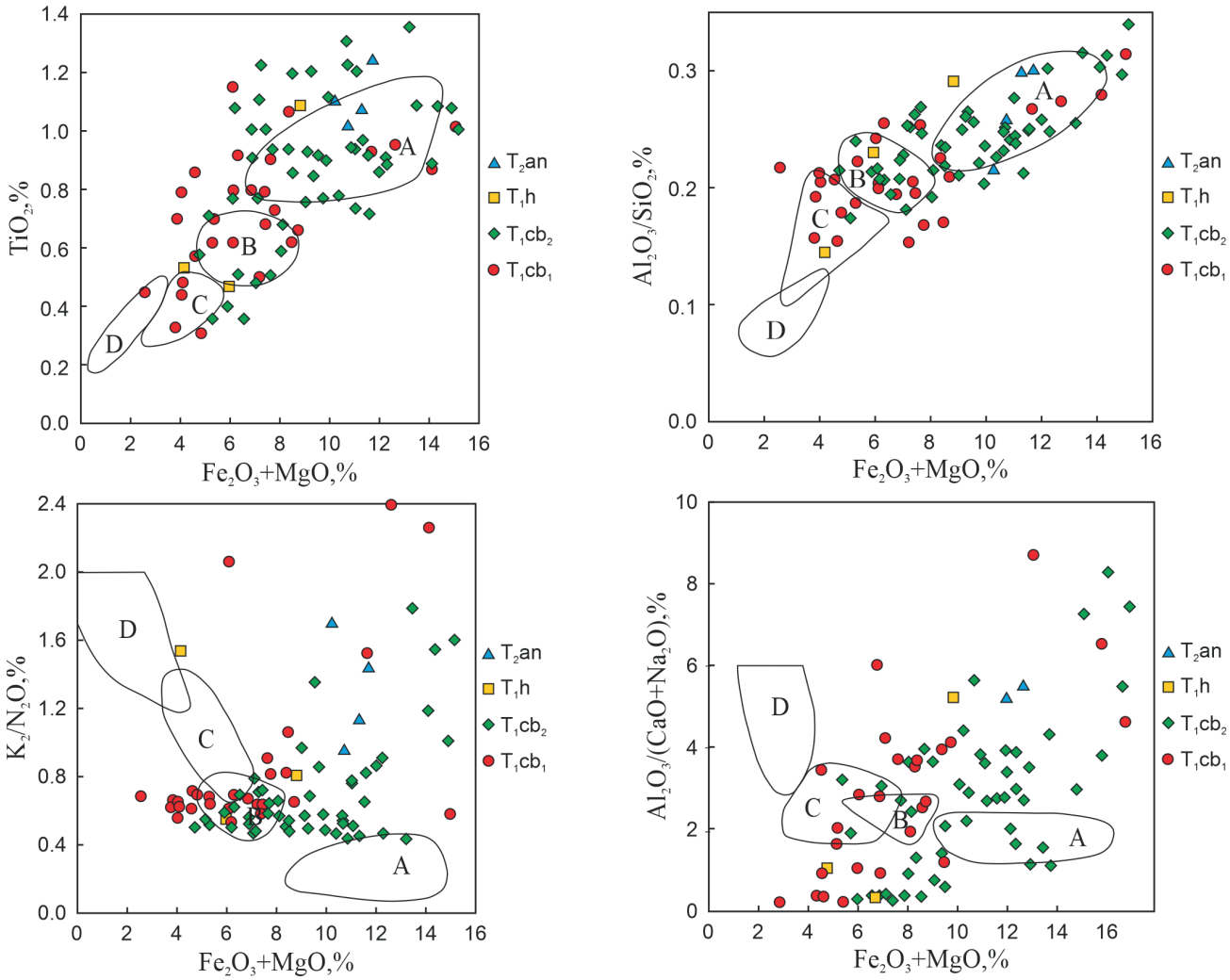


Fig. 8. Diagram of M. R. Bhatia for terrigenous rocks to identify the tectonic setting of the formation of Lower Triassic deposits. A — Oceanic Island Arc. B — Continental Island Arc. C — Active Continental Margin. D — Passive Margin.

Рис. 8. Диаграммы М. Р. Бхатиа состава песчаников различных динамических обстановок. Поля, характеризующие песчаники из различных геодинамических обстановок: A — океанические островные дуги; B — континентальные островные дуги; C — активная континентальная окраина; D — пассивная континентальная окраина

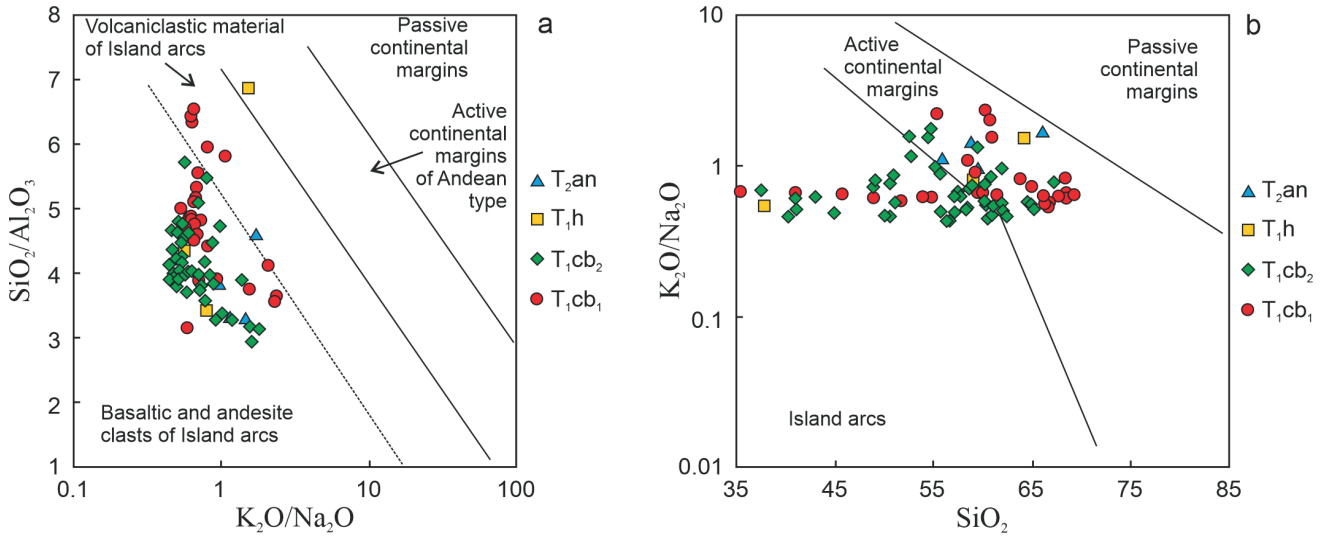


Fig. 9. Diagrams of chemical composition of Lower Triassic deposits from geodynamic situation: a — K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3[10]; b — diagram of B. Roser and R. Korsch [15]

Рис. 9. Диаграммы состава песчаников различных динамических обстановок: a — K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3[10]. В поле базальтовой и андезитовой кластики островных дуг попало подавляющее число точек нижнетриасовых граувакк; b — диаграмма Б. Розера и Р. Корша SiO_2 — K_20/Na_2O

3. The study of the composition of clastic rocks by lithogeochemical methods confirmed that the deposits were formed by the erosion of a collisional orogen and composed of a complex of sedimentary, igneous and metamorphic rocks.

4. Most diagrams can be successfully used for the Lower Triassic graywackes, but to obtain an objective picture, it is necessary to apply complex of methods, including a detailed lithological description, the study of the mineral composition of the clastic part, clay cement diffractometry, and microprobe studies.

Author expresses her deep gratitude to K. V. Ordin, the editor of the Institute of Geology of Komi Science Centre, for translation.

References

1.Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J.Geol., 1983, V.91, pp. 611–627

2. Bruzhes L. N., Izotov V. G., Sitdikova L. M. *Litologo-fatsialnyye usloviya formirovaniya gorizonta YU1 Tevlinsko-Russkinskogo mestorozhdeniya Zapadno-Sibirskoy neftegazonosnoy provintsii* (Lithofacies conditions of J_1 horizon formation within the Tevlinsko-Russkinskoe deposit). Georesources, 2010, No. 2 (34), pp. 6–9.

3. Collinson J. D. Alluvial sediments. In: Sedimentary environments and facies (Ed. H.G. Reading). Blackwell Scientific Publications. Oxford. UK. 1996. pp. 37–82.

4. Erofeev W. S., Tsekhovsky Yu. G. *Parageneticheskiye assotsiatsii kontinental'nykh otlozheniy (Semeystvo aridnykh paragenezov. Evolyutsionnaya periodichnost')* (Paragenetic association of continental deposits (Family of arid paragenesis. Evolutionary frequency)). Proceedings of GIN AS of the USSR. Moscow: Nauka, 1983, V. 373, 192 p.

5. Fazliakhmetov A. M. On the application of geodynamic lithochemical diagrams in the study of tephrogenic sandstones. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University Engineering of georesources, 2019, V. 330, No. 7, pp. 34–43.

6. Herron M. M. Geochemical classification on terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of sedimentary petrology. 1988, V. 58, No. 5, pp. 820–829.

7. Kalantar I. Z., Tanasova S. D. *Fatsialnyye kriterii pri stratifikatsii kontintal'nykh otlozheniy triasa. Stratigrafiya i litologiya neftegazonosnykh otlozheniy Timano-Pechorskoy provintsii* (Facial criteria for the stratification of continental Triassic sediments. Stratigraphy and lithology of oil and gas bearing sediments of the Timan-Pechora province). Leningrad: Nedra, 1988, pp. 127–134

8. Khalid Al-Kahtany, Fahad Al Gantani. Distribution of diagenetic alteration in fluvial channel and floodplain deposits in the Triassic Narrabeen group. Southern Sydney Basin. Australia. Journal of geological Society of India, 2015, V. 85, pp. 591–603.

9. Kroonenberg S. B. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Proceedings of the 29th International Geological Congress, 1994, pp. 69–81.

10. Maynard J. B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep sea sands from arc-related basins. Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. Geological Society London Special Publications, 1982, V. 10, No. 1, pp. 551–561.

11. Morad S., Ketzer J. M., De Ross L. F. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. A. A. P. G. Bull., 2010, V. 94, pp. 1267–1309.

12. Morakhovskaya E. D. *Trias Timano-Ural'skogo regiona (opornyye razrezy. stratigrafiya. korrelyatsiya). Biokhronologiya i korrelyatsiya fanerozoya neftegazonosnykh basseynov Rossii* (Triassic of the Timan-Ural region (reference sections, stratigraphy, correlation). Biochronology and correlation of the Phanerozoic of oil and gas basins of Russia). Saint Petersburg: VNIGRI, 2000, 1, 80 p.

13. Owen A., Ebighaus A., Hartley A. J., Santos M. G., Weissmann G. S. Multi-scale classification of fluvial architecture: an example from the Paleocene-Eocene Bighorn Basin. Wyoming. Sedimentology, 2017, V. 64, pp. 1572–1596. doi:10.1111/sed.12364

14. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. NY USA: Springer-Verlag, 1976, 536 p.

15. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic settings of sandstone-mudstones suits using SiO_2 content and 2O/Na_2O

ratio. Journal of Geology, 1986, V. 94, No. 5, pp. 635–650.

16. Selley R. S. Ancient sedimentary environments. London: Chapman and Hall. 1978, 294p.

17. Shmyrina V. A., Morozov V. P. *Vliyaniye vtorichnykh izmeneniy porod-kollektorov na fil'tratsionno-yemkostnyye svoystva produktivnykh plastov BS_{11}^1 i US_1^1 Kustovogo mestorozhdeniya* (Effects of secondary alteration of reservoir rocks on the porosity and permeability of productive formation of productive layers BS_{11}^1 and US_1^1 at the Kustovoye deposit). Proceedings of Kazan University, 2013, V. 155, Book 1, pp. 95–98.

18. Suttner L. J. and Dutta P. K. Alluvial Sandstone. Composition and Paleoclimate Journal of sedimentary petrology, 1986, V. 56, No. 3, pp. 329–358.

19. Teplov E. V., Larionova Z. V., Beda I. Yu., Dovzhikova E. G., Kuranova T. I., Nikonov N. I., Petrenko E. L., Shabanova G. A. *Prirodnyye rezervuary neftegazonosnykh kompleksov Timano-Pechorskoy provintsii* (Natural reservoirs of oil and gas complexes of the Timan-Pechora province) GUP RK TP SIC. Saint Petersburg: Renome, 2011, 286 p.

20. Timonin N. I., Yudin V. V., Belyaev A. A. *Paleogeodinamika Pay-Khoya* (The Paleogeodynamics of Pay-Khoy). Ekaterinburg, UB RAS, 2004, 225 p.

21. Udovitchenko L. A. *Strukturno-veshchestvennyye kompleksy i perspektivy neftegazonosnosti nizhnego triasa Timano-Pechorskoy provintsii. Zakonomernosti razmeshcheniya zon neftegazonakopleniya v Timano-Pechorskoy provintsii* (Structural and mineralogical complexes and prospective of oil and gas bearing of Lower Triassic in Timan-Pechora Basin. The location of oil and gas accumulation zones in Timan-Pechora Basin). Leningrad: VNIGRI, 1986, pp. 66–73.

22. Yousef I. M., Morozov V. P. *Kharakteristika peschanikov gazoneftyanykh rezervuarov verkhnego triasa Sirii s ispol'zovaniyem laboratornykh metodov analiza* (Characteristic of Upper Triassic sandstone reservoirs in Syria using analysis of laboratory methods). Georesources, 2017, V. 19, No. 4, Part 2, pp. 356–363. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.19.4.8

23. Yudovich Ya. E. and Ketris M. P. *Osnovy litokhimii* (Fundamentals of lithochemistry). Saint Petersburg: Nauka, 2000, 479 p.

Литература

1. *Bhatia M. R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J.Geol. 1983 V.91. P. 611–627

2. *Бружес Л. Н., Изотов В. Г., Ситдикова Л. М.* Литолого-фациальные условия формирования горизонта $Ю_1$ Тевлинско-Русскинского месторождения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / // Георесурсы. 2010. № 2 (34). С. 6–9.

3. *Collinson J. D.* Alluvial sediments. In: Sedimentary environments and facies (Ed. H.G. Reading). Blackwell Scientific Publications. Oxford. UK. 1996. Pp. 37–82.

4. *Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука. 1983. 192 с.

5. *Fazliakhmetov A. M.* On the application of geodynamic lithochemical diagrams in the study of tephrogenic sandstones. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University Engineering of georesources. 2019. V. 330. No. 7. pp. 34–43 (In Russian).

6. *Herron M. M.* Geochemical classification on terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of sedimentary petrology. 1988. V. 58. No. 5. Pp. 820–829.

7. *Калантар И. З., Танасова С. Д.* Фациальные критерии при стратификации континтальных отложений триаса. Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л: Недра. 1988. С. 127–134.

8. *Khalid Al-Kahtany.* Fahad Al Gantani Distribution of diagenetic alteration in fluvial channel and floodplain deposits in the Triassic Narrabeen group. Southern Sydney Basin. Australia. Journal of geological Society of India. 2015. V. 85. Pp. 591–603.

9. *Kroonenberg S. B.* Effects of provenance. sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Proceedings of the 29th International Geological Congress. 1994. pp. 69–81.

10. *Maynard J. B. Valloni R. Yu H. S.* Composition of modern deep sea sands from arc-related basins. Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. Geological Society of London Special Publications. 1982. V. 10. pp. 551–561.

11. *Morad S., Ketzer J. M., De Ross L. F.* The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. A. A. P. G. Bull. 2010. V. 94. pp. 1267–1309.

12. *Мораховская Е. Д.* Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы. стратиграфия. корреляция). Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб: ВНИГРИ. 2000. №1. 80 с.

13. *Owen A. Ebighaus A., Hartley A. J., Santos M. G. Weissmann G. S.* Multi-scale classification of fluvial architecture: an example from the Paleocene-Eocene Bighorn Basin. Wyoming. Sedimentology. 2017. V. 64. pp. 1572–1596. doi:10.1111/sed.12364

14. *Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.* Sand and sandstone. NY USA: Springer-Verlag. 1976. 536 p.

15. *Roser B. P., Korsch R. J.* Determination of tectonic settings of sandstone-mudstones suits using SiO_2 content and $_2O/Na_2O$ ratio. Journal of Geology. 1986. Vol 94. No 5. Pp. 635–650.

16. *Selley R. S.* Ancient sedimentary environments. London: Chapman and Hall. 1978. 294 p.

17. *Шмырина В. А., Морозов В. П.* Влияние вторичных изменений пород-коллекторов на фильтрационно-емкостные свойства продуктивных пластов $БС_{11}^1$ и $ЮС_1^1$ Кустового месторождения. Ученые записки Казанского университета. Казань. 2013.155 (1). С. 95–98.

18. *Suttner L. J. and Dutta P. K.* Alluvial Sandstone. Composition and Paleoclimate Journal of sedimentary petrology. 1986. V. 56. No. 3. pp. 329–358.

19. *Теплов Е. Л., Ларионова З. В., Беда И. Ю., Довжикова Е. Г., Куранова Т. И., Никонов Н. И., Петренко Е. Л., Шабанова Г. А.* Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции. ГУП РК ТП НИЦ. СПб. ООО «Реноме». 2011. 286 с.

20. *Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург. УрО РАН. 2004. 225 с.

21. *Удовиченко Л. А.* Структурно-вещественные комплексы и перспективы нефтегазоносности нижнего триаса Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в Тимано-Печорской провинции (Труды ВНИГРИ). Л. 1986. С. 66–74.

22. *Юсеф И. М., Морозов В. П.* Характеристика песчаников газонефтяных резервуаров верхнего триаса Сирии с использованием лабораторных методов анализа. Георесурсы. 2017. Т. 19. № 4. Ч. 2. С. 356–363. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.19.4.8

23. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб. Наука. 2000. 479 с.

Поступила в редакцию / Received 26.04.2022



Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 550.42 DOI: 10.19110/geov.2022.5.3

Удельная активность и особенности вертикальной миграции стронция-90 в торфянике Мурманской области

А. А. Лукошкова, Е. Ю. Яковлев, А. С. Орлов

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики УрО РАН, Архангельск
a.luckoshkova@yandex.ru, evgeny.yakovlev@fciarctic.ru, alseror@yandex.ru

Торфяники Арктических территорий являются хранилищами радиоактивных загрязнений. Изучены физико-химические свойства торфа, удельная активность и особенности вертикальной миграции ^{90}Sr в торфяном профиле Мурманской области. Составлена корреляционная матрица по изученным показателям. Установлен фактор, определяющий локализацию ^{90}Sr в торфе. Определены источники изотопа для региона.

Реакция среды торфа кислая ($4.2 \leqslant pH_{water} \leqslant 4.9$; $3.6 \leqslant pH_{salt} \leqslant 4.1$). Зольность торфа средняя и высокая ($5.2\ \% \leqslant A_{sh} \leqslant 28\ \%$). Доля органического вещества в торфяном профиле более 70 %. Верхняя часть профиля засолена (soluble salts > 0.3 %). Доля карбонатов в торфяном профиле незначительная (0.42–0.83 %).

В каждой пробе торфа зафиксирована активность ^{90}Sr (0.55–7.7 Бк/кг). Активность техногенного радионуклида находится ниже установленной допустимой нормы и в пределах интервала, типичного для всех почв России. Изотоп ^{90}Sr локализуется в верхних слоях профиля и на глубине более 16 см. Локализация ^{90}Sr в торфяных слоях обусловлена содержанием водорастворимых солей (r = 0.85). Основными источниками изотопа для Мурманской области являются прошлые глобальные выпадения от ядерных испытаний, чернобыльской аварии и текущие локальные выпадения от объектов ядерно-топливного комплекса.

Ключевые слова: *торфяник, физико-химические свойства, стронций-90 (^{90}Sr), вертикальная миграция, Мурманская область.*

Specific activity and features of vertical migration of strontium-90 in the peat bog of the Murmansk region

A. A. Lukoshkova, E. Yu. Yakovlev, A. S. Orlov

Federal Center for Integral Arctic Research UB RAS, Arkhangelsk

The peatlands of the Arctic territories are repositories of radioactive contaminations. The physicochemical properties, specific activity and features of vertical migration of ^{90}Sr in the peat profile of the Murmansk region have been studied. A correlation matrix was compiled according to the studied indicators. The factor that determines the localization of ^{90}Sr in peat has been established. The sources of isotope for the region were determined.

The reaction of the peat medium is acidic ($4.2 \leqslant pH_{water} \leqslant 4.9$; $3.6 \leqslant pH_{salt} \leqslant 4.1$). The ash content of peat is medium and high ($5.2\ \% \leqslant A_{sh} \leqslant 28\ \%$). The share of organic matter in the peat profile is more than 70 %. The upper part of the profile is saline (soluble salts>0.3%). The share of carbonates in the peat profile is insignificant (0.42–0.83 %).

^{90}Sr activity (0.55–7.7 Bq/kg) was recorded in each peat sample. The activity of the technogenic radionuclide is below the established permissible norm and within the range typical for all Russian soils. The ^{90}Sr isotope is localized in the upper layers of the profile and at a depth of more than 16 cm. The localization of ^{90}Sr in peat layers is due to the content of water-soluble salts (r = 0.85). The main sources of the isotope for the Murmansk region are past global fallout from nuclear tests, the Chernobyl accident and current local fallout from nuclear fuel facilities.

Keywords: *peat bog, physical and chemical properties, strontium-90 (^{90}Sr), vertical migration, Murmansk region.*

Введение

Арктические территории, к которым относится Мурманская область, при освоении атомной энергии подверглись существенному воздействию техногенной радиоактивности в результате глобальных и локальных ядерных испытаний, поступлений в арктические моря техногенных радионуклидов от западноевропейских радиохимических заводов Великобритании и Франции, чернобыльской катастрофы [10].

Торфяные отложения являются ценным объектом для долговременной ретроспективной оценки радиационной обстановки [11]. В Мурманской области болота занимают значительную площадь (~ 3048,9 тыс. га) [7]. Наиболее развиты аапа-болота, залегающие в сильно обводненных местах и получающие водно-ми-

Для цитирования: Лукошкова А. А., Яковлев Е. Ю., Орлов А. С. Удельная активность и особенности вертикальной миграции стронция-90 в торфянике Мурманской области // Вестник геонаук. 2022. 5(329). С. 21—25. DOI: 10.19110/geov.2022.5.3.

For citation: Lukoshkova A. A., Yakovlev E. Yu., Orlov A. S. Specific activity and features of vertical migration of strontium-90 in the peat bog of the Murmansk region. Vestnik of Geosciences, 2022, 5(329), pp. 21—25, doi: 10.19110/geov.2022.5.3.

неральное питание за счет атмосферных осадков, подземных вод и поверхностного стока с прилегающих территорий. При питании торфяники аапа-болот депонируют загрязнители и представляют собой их хранилище, в том числе радиоактивных изотопов как прошлых, так и текущих загрязнений, создавая опасность для биоты и человека. Источниками текущих радионуклидов на данной территории могут быть объекты ядерно-топливного комплекса, атомного ледокольного флота, Северного флота России [10].

В настоящее время сведения об уровне загрязнения торфяников арктических территорий техногенным изотопом ^{90}Sr отсутствуют. В связи с этим цель данного исследования — выявить уровень активности и особенности вертикальной миграции ^{90}Sr в профиле торфяника, отобранного на территории Мурманской области.

Объекты и методы

Объектом исследования являлись торфяные отложения Мурманской области. Место взятия торфяной колонки — в 12 км юго-восточнее города Мурманска (координаты точки взятия колонки: N68.87057°, E33.19594°). Шифр колонки — ТМ-1, глубина — 36 см. Торфяную колонку отбирали согласно государственному стандарту [5] в летний период 2019 года. После отбора колонка торфа была разделена на 17 слоев (интервал деления 2 см за исключением двух верхних горизонтов 0–3.5 см и 3.5–6.0 см).

В лабораторных условиях в каждом слое торфа были определены физико-химические свойства: актуальная (pH_{water}) и обменная (pH_{salt}) кислотность; зольность (A_{sh}); массовая доля органического вещества (Organic Matter); содержание водорастворимых солей (Soluble salts); массовая доля карбонатов (CO_3^{2-}) и удельная активность радионуклида ^{90}Sr согласно государственным стандартам и актуальным методикам [1–4, 6].

Актуальную и обменную кислотность определяли потенциометрическим методом [3] в водной и солевой (раствор KCl с концентрацией 1 моль/дм^3) вытяжках. Значение pH измеряли на анализаторе жидкостей «Эксперт 001-3» с применением комбинированного стеклянного электрода ЭСК-10603.

Путем прокаливания сухих проб торфа получали зольные остатки (200 °C ⩽ t ⩽ 525 °C), потери (525 °C ⩽ t ⩽ 900 °C). Определение зольности, массовой доли карбонатов проводили гравиметрическим методом. Массовую долю органического вещества определяли расчетным методом, учитывая зольность [2, 4].

Водорастворимые соли из торфа извлекали дистиллированной водой. Почвенную суспензию фильтровали. Фильтрат выпаривали на водяной бане, плотный остаток водной вытяжки сушили при 105 °C. Содержание водорастворимых солей определяли гравиметрическим методом [1].

Для определения зольности, массовой доли органического вещества, содержания водорастворимых солей, массовой доли карбонатов применяли сушильный шкаф Memmert UF75plus, муфельную печь ЭКПС-10 и аналитические весы ВЛ-224В.

Удельную активность радионуклида определяли бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой [6]. Методика основана на измерении бета-излучения счетного образца, содержащего селективно выделенный из пробы иттрий-90 (^{90}Y), являющийся дочерним продуктом распада стронция-90 и находящийся с ним в радиоактивном равновесии в пробе, и расчете удельной активности ^{90}Y (^{90}Sr) в пробе. Радиохимический выход иттрия-90 контролировали весовым методом при добавлении в пробу определенного количества стабильного иттрия. Мешающее влияние радионуклидов с энергиями бета-частиц, близкими к энергии бета-излучения иттрия-90, устраняли радиохимическим способом при двойном осаждении оксалатов и хроматографическом отделении иттрия-90. Готовый осадок переносили в предварительно взвешенную подложку радиометра. Измерение счетных образцов выполнялось с применением альфа-бета-радиометра РСК-01А «Абелия».

Результаты и обсуждение

Характеристика физико-химических свойств торфяника. Актуальная кислотность, связанная с содержанием свободных H^+ и OH^- в почвенном растворе, и обменная, связанная с содержанием H^+ и Al^{3+} в почвенном поглощающем комплексе, находятся в пределах значений 4.2–4.9 и 3.6–4.1 соответственно. Почвенный раствор и твердая фаза исследуемого торфа имеют кислую реакцию среды. С глубиной профиля кислотность уменьшается (рис. 1).

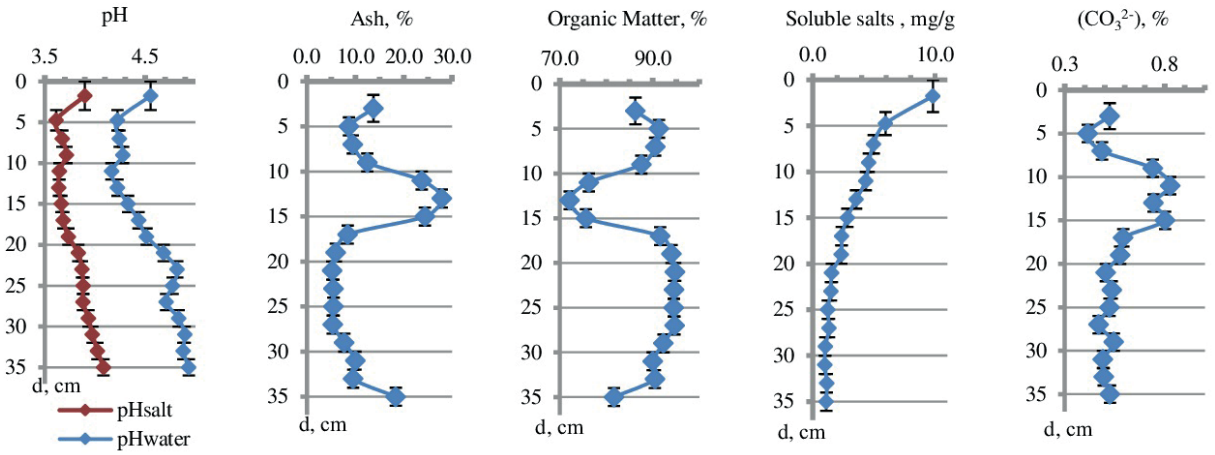


Рис. 1. Зависимость физико-химических свойств от глубины в торфяном профиле ТМ-1

Fig. 1. Dependence of physicochemical properties on depth in TM-1 peat profile

Профиль представляет собой высокозольный и среднезольный торф (5.2 % ⩽ A_{sh} ⩽ 28 %), (рис. 1). Повышенная зольность (A_{sh} > 10 %), обусловленная наличием песка, глины и минеральными веществами, характерна для верхних (1, 4–7 слоев) и нижнего слоя; средняя зольность (5.0 % < A_{sh} < 10 %) — для 2–3, 8–16 слоев.

Доля органического вещества, основного компонента торфяника, находится в интервале от 72 до 95 % (рис. 1). Максимальное значение показателя наблюдается в слое 20–22 см.

Содержание водорастворимых солей варьирует в диапазоне 1.0–9.8 мг/г (рис. 1). Верхние слои торфяника (глубина менее 17 см) имеют слабую и среднюю степени засоленности (количество водорастворимых солей более 0.3 %), что, возможно, обусловлено длительным и постоянным избыточным увлажнением. На глубине 17 см и более засоленность отсутствует (количество водорастворимых солей составляет менее 0.3 %). Торфяник по глубине залегания водорастворимых солей характеризуется как солончаковый.

Массовая доля карбонатов составляет 0.42–0.83 %. В слое 10–12 см наблюдается максимальное значение показателя, возможно обусловленное выщелачиванием из верхних слоев. Массовая доля карбонатов с глубиной профиля снижается (рис. 1).

Для физико-химических свойств торфа наблюдаются значимые корреляционные связи (рис. 3): прямые — pH_{water} – pH_{salt} (r = 0.94), A_{sh} – (CO_3^{2-}) (r = 0.77); обратные — pH_{water} – (CO_3^{2-}) (r = –0.55), pH_{salt} – (CO_3^{2-}) (r = –0.50), pH_{salt} – Soluble salts (r = –0.61), A_{sh} – Organic Matter (r = –1.0), Organic Matter – (CO_3^{2-}) (r = –0.77).

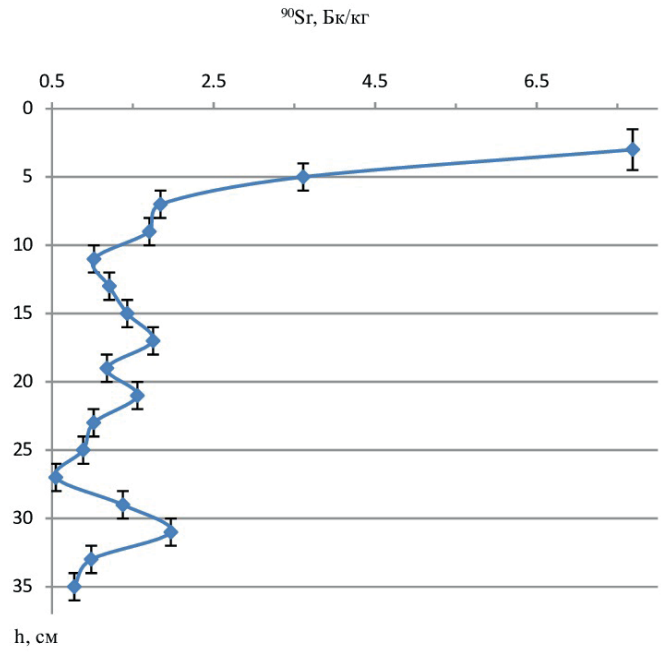


Рис. 2. Зависимость удельной активности ^{90}Sr от глубины торфяного профиля ТМ-1

Fig. 2. Dependence of the specific activity of ^{90}Sr on the depth of TM-1 peat profile

Удельная активность радионуклида ^{90}Sr. Во всех пробах торфяного профиля наблюдается присутствие радионуклида (рис. 2). Удельная активность ^{90}Sr находится в интервале 0.55–7.7 Бк/кг (типичный интервал для всех почв России 0.80–8.6 Бк/кг). Среднее значе-

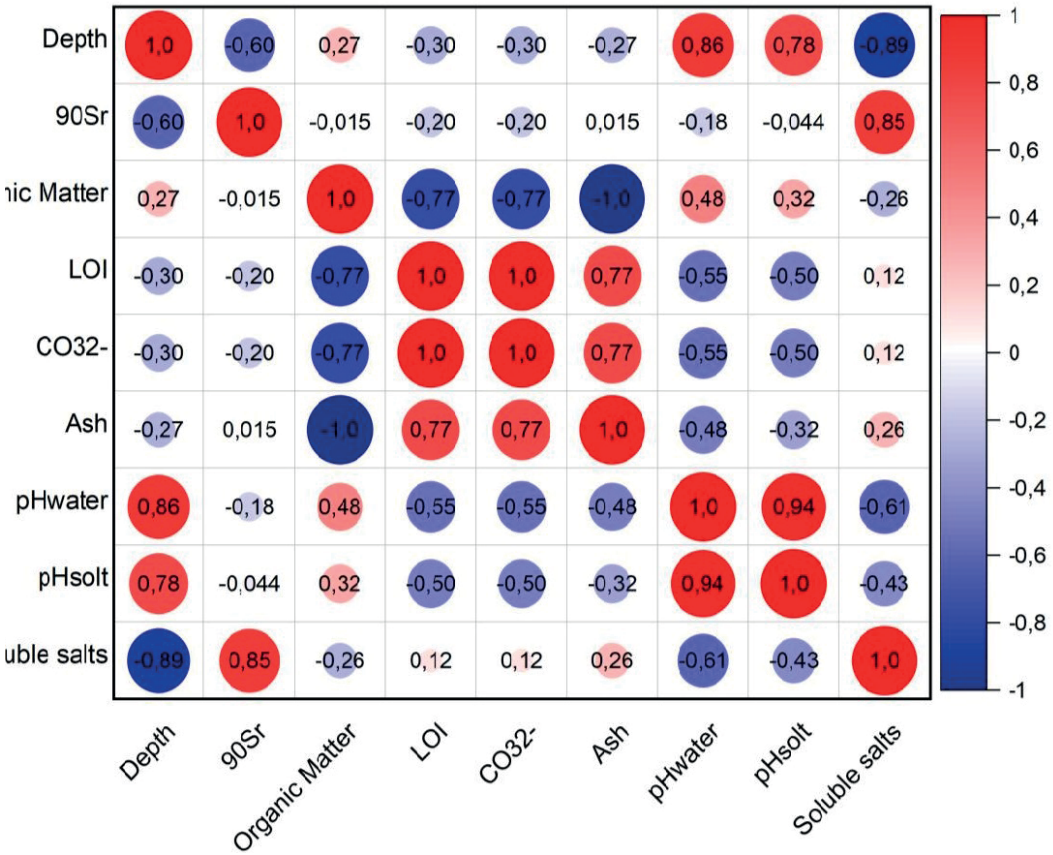


Рис. 3. Корреляционная матрица для набора данных по торфяному профилю ТМ-1

Fig. 3. Correlation matrix for TM-1 peat profile dataset

ние составляет 1.8 ± 0.02 Бк/кг, что не превышает установленный минимально значимый норматив [8] и ниже среднего параметра для всех почв России (4.7 Бк/кг). Наибольшая удельная активность ^{90}Sr фиксируется в верхней части профиля до глубины 8–10 см, максимум активности (7.7 Бк/кг) отмечается в самом верхнем слое 0–3.5 см, что, возможно, обусловлено поступлением радионуклида при текущих локальных выпадениях от объектов ядерно-топливного комплекса и его биогенным накоплением. Удельная активность ^{90}Sr в снеге, выпавшем в 2018–2019 годах в Мурманской области, составляет 0.30–0.40 Бк/л [7].

Радионуклид неравномерно распределяется по всему торфяному профилю (рис. 2). Ниже глубины 10 см наблюдается три пика активности радионуклида. Пик на глубине 16–18 см, вероятно, связан с аварией на Чернобыльской АЭС (1986 год), а более глубокие (20–22 см и 30–32 см), возможно, свидетельствуют о прошлых глобальных выпадениях в результате ядерных испытаний до 1963 года.

Содержание водорастворимых солей играет важную роль в накоплении радионуклида (r = 0.85), (рис. 3). Sr является щелочно-земельным элементом, и по своим химическим свойствам Sr^{2+} подобен NH_4^+, K^+, Na^+, карбонаты и фосфаты которых растворимы в воде и обусловливают присутствие анионов CO_3^{2-}, PO_4^{3-}, увеличивающих поглощение (адсорбцию) Sr^{2+} [9].

Выводы

На основании полученных результатов можно отметить отличительное физико-химическое свойство торфяного профиля Мурманской области — засоленность, связанную с условиями формирования торфа. Одновременно установлено, что засоленные слои торфа являются накопителями ^{90}Sr. Удельная активность ^{90}Sr находится в рамках интервала, типичного для всех почв России. Среднее значение удельной активности ^{90}Sr ниже установленного минимально значимого норматива [8] и среднего параметра для всех почв России. Радионуклид в основном локализуется в самом верхнем слое и неравномерно мигрирует вниз по профилю. Вертикальный миграционный путь ^{90}Sr показал, что основными его источниками для региона являются прошлые глобальные выпадения из-за ядерных испытаний, чернобыльской аварии и текущие локальные выпадения на объектах ядерно-топливного комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для молодых ученых МК-4298.2022.1.5.

Литература

1. ГОСТ 26423-85. Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, pH и плотного остатка водной вытяжки. М.: Стандартинформ, 2011. 7 с.

2. ГОСТ 27784-88. Почвы. Метод определения зольности торфяных и оторфованных горизонтов почв. М.: Изд-во стандартов, 1988. 6 с.

3. ГОСТ 11623-89. Торф и продукты его переработки для сельского хозяйства. Методы определения обменной и активной кислотности. М.: Изд-во стандартов, 1990. 5 с.

4. ГОСТ 26213-91. Почвы. Методы определения органического вещества. М.: Изд-во стандартов, 1992. 6 с.

5. ГОСТ 17.4.3.01-2017. Охрана природы. Почвы. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартинформ, 2018. 8 с.

6. *Методика* измерений удельной активности стронция-90 (^{90}Sr) в пробах почв, грунтов, донных отложений и горных пород бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. М.: ВИМС, 2013. 19 с.

7. *О состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2020 году.* Доклад. URL: https://gov-murman.ru/region/environmentstate (дата обращения: 04.03.2022).

8. *Об утверждении СанПиН 2.6.1.2523-09 «Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009)*. Постановление главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 07.07.2009 № 47: URL: https://docs.cntd.ru/document/902170553 (дата обращения: 01.04.2022).

9. *Путилина В. С., Галицкая И. В., Юганова Т. И.* Сорбционные процессы при загрязнении подземных вод тяжелыми металлами и радиоактивными элементами. Стронций. Аналитический обзор. Новосибирск: ГПНТБ СО РАН, 2013. 95 с.

10. *Телелекова А. Д., Евсеев А. В.* Радионуклиды в природной среде Кольского полуострова // Эволюция и динамика геосистем. 2014. № 5. С. 89–94.

11. *Яковлев Е. Ю., Орлов А. С., Очеретенко А. А., Дружинин С. В., Дружинина А. С.* Радионуклиды атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской Субарктики России // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее: Междунар. материалы Шестого полевого симпозиума. Томск, 2021. С. 214–216.

Reference

1. *GOST 26423-85. Pochvy. Metody opredeleniya udel'noy elektricheskoy provodimosti, rN i plotnogo ostatka vodnoy vytyazhki* (Soils. Methods for determining the specific electrical conductivity, pH and dense residue of aqueous extract). Moscow: Standartinform, 2011, 7 p.

2. *GOST 27784-88. Pochvy. Metod opredeleniya zol'nosti torfyanykh i otorfovannykh gorizontov pochv.* (Soils. Method for determining the ash content of peat and peaty soil horizons). Moscow: Publishing house of standards, 1988, 6 p.

3. *GOST 11623-89. Torf i produkty yego pererabotki dlya sel'skogo khozyaystva. Metody opredeleniya obmennoy i aktivnoy kislotnosti* (Peat and products of its processing for agriculture. Methods for determining exchange and active acidity). Moscow: Publishing house of standards, 1990, 5 p.

4. *GOST 26213-91. Pochvy. Metody opredeleniya organicheskogo veshchestva* (Soils. Methods for determining organic matter). Moscow: Publishing House of Standards, 1992, 6 p.

5. *GOST 17.4.3.01-2017. Okhrana prirody. Pochvy. Obshchiye trebovaniya k otboru prob* (Protection of Nature. Soils. General requirements for sampling). Moscow: Standartinform, 2018, 8 p.

6. *Metodika izmereniy udel'noy aktivnosti strontsiya-90 (^{90}Sr) v probakh pochv, gruntov, donnykh otlozheniy i gornykh porod beta-radiometricheskim metodom s radiokhimicheskoy podgotovkoy* (Methods for measuring the specific activity of strontium-90 (^{90}Sr) in samples of soils, grounds, bottom sediments and rocks by the beta-radiometric method with radiochemical preparation). Moscow: VIMS, 2013, 19 p.

7. *Doklad «O sostoyanii i ob okhrane okruzhayushchey sredy Murmanskoy oblasti v 2020 godu»* (Report «On the state and protection of the environment of the Murmansk region in 2020»). URL: https://gov-murman.ru/region/environmentstate (date of access: 03.04.2022)

8. *Postanovleniye glavnogo gosudarstvennogo sanitarnogo vracha Rossiyskoy Federatsii ot 07.07.2009 № 47 «Ob utverzhdenii SanPiN 2.6.1.2523-09 «Normy radiatsionnoy bezopasnosti (NRB-99/2009)»* (Resolution of the Chief State Sanitary Doctor of the Russian Federation dated 07.07.2009 № 47 "On the approval of SanPiN 2.6.1.2523-09" Standards of radiation safety (NRB-99/2009)"). URL: https://docs.cntd.ru/document/902170553 (дата обращения: 01.04.2022).

9. Putilina V. S., Galitskaya I. V., Yuganova T. I. *Sorbtsionnyye protsessy pri zagryaznenii podzemnykh vod tyazhelymi metallami i radioaktivnymi elementami. Strontsiy. Analiticheskiy obzor* (Sorption processes in groundwater pollution with heavy metals and radioactive elements. Strontium. Analytical review). Novosibirsk: SB RAS, 2013, 95 p.

10. Telelekova A. D., Evseev A. V. *Radionuklidy v prirodnoy srede Kol'skogo poluostrova. Evolyutsiya i dinamika geosistem* (Radionuclides in the natural environment of the Kola Peninsula. Evolution and dynamics of geosystems), 2014, № 5, pp. 89–94.

11. Yakovlev E. Yu., Orlov A. S., Ocheretenko A. A., Druzhinin S. V., Druzhinina A. S. *Radionuklidy atmosfernykh vypadeniy v torfyano-bolotnykh ekosistemakh Yevropeyskoy subarktiki Rossii. Zapadno-Sibirskiye torfyaniki i tsikl ugleroda: proshloye i nastoyashcheye* (Radionuclides of atmospheric fallout in peat-bog ecosystems of the European subarctic of Russia. West Siberian peatlands and the carbon cycle: past and present). Proceedings of the Sixth International Field Symposium. Tomsk, 2021, pp. 214–216.

Поступила в редакцию / Received 26.04.2022

УДК 551.578.46:528.8(1-924.82) DOI: 10.19110/geov.2022.5.4

Физические свойства снежного покрова и механизм формирования геохимических барьеров в снежной толще

М. П. Тентюков[1, 2], Г. В. Игнатьев[3], И. С. Соболев[4], Р. Ю. Гаврилов[5]

[1]Сыктывкарский госуниверситет имени Питирима Сорокина, Сыктывкар; *tentukov@yandex.ru*
[2]Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск
[3]Институт геологии им. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *ignatiev.grigoriy@gmail.com*
[4]ООО «Гео Сервис», Томск; *geolsob@yandex.ru*
[5]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск; *gavrilovry@tpu.ru*

Приведены результаты сравнительных исследований вертикальной изменчивости химического состава снежных слоев, хронологически привязанных к периодам выпадения стратиграфически значимых снегопадов. Показаны особенности концентрирования элементов-примесей на геохимических барьерах в снежной толще. Обсуждается механизм их формирования в сезонном снежном покрове.

Ключевые слова: *снежный покров, геохимические барьеры, глубинная изморозь, кристаллообразование, элементы-примеси.*

Physical properties of snow cover and the mechanism of formation of geochemical barriers in snow mass

M. P. Tentyukov[1, 2], G. V. Ignatjev[3], I. S. Sobolev[4], R. Yu. Gavrilov[5]

[1]Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar
[2]V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of SB RAS, Tomsk
[3]Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar
[4]LLC «Geo Service», Tomsk
[5]National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk

The results of vertical variability comparative studies of the chemical snow layers composition, chronologically linked to the stratigraphically significant snowfall periods, have been presented. The features of the impurity elements concentration on geochemical barriers in the snow mass have been shown. The formation mechanism in the seasonal snow cover has been discussed.

Keywords: snow cover, geochemical barriers, deep frost, crystal formation, impurity elements.

Введение

Свойства капиллярной влаги,влияющие на геохимическую активность снежного покрова. Сезонный снежный покров — это уникальная осадочная ледяная пористая порода, в которой вода находится одновременно во всех своих фазовых состояниях (твердом, жидком, газообразном) [27]. При этом лед образует стенки пор, обеспечивая прочностную структуру снежной толщи. Из-за постоянно протекающих процессов сублимации поры снега, в отличие от других пористых веществ, всегда насыщены водяным паром [24]. Его конденсация на ледяных стенках пор приводит к образованию субохлажденной пленочной капиллярной влаги, которая при больших размерах пор «выстилает» их поверхность, а в узких образует капиллярную жидкость.

Возможность образования субохлажденной пленочной жидкости на поверхности ледяных кристаллов теоретически показана Б. П. Вейнбергом [7], а экспериментально — В. И. Квиливидзе с соавторами [19]. В связи с этим следует заметить, что наличие жидкой фазы воды в снежном покрове при отрицательных температурах не является чем-то экстраординарным. Эксперименты с замерзанием воды в капиллярах с диаметром < 10 мкм показали, что вода в них оставалась жидкой до температуры –10 °С. При этом свойства капиллярной жидкости оставались обычными [28]. Иными словами, если при замерзании с переходом температуры через 0 °С термодинамические параметры криогенной системы разрываются с выделением скрытой теплоты — фазовый переход первого рода [3, 34], то в случае с субохлажденной влагой таких разрывов нет. Эффект снижения температуры в этом случае проявляется только в уменьшении скорости реакций, изменении вязкости и диффузии.

Считается, что миграция влаги в промерзающих пористых телах осуществляется путем действия трех механизмов: диффузия пара, перемещение незамерзающих пленок воды по поверхности частиц, течение незамерзающих прослоек влаги между льдом и твердой поверхностью [9]. Незамерзание пленок объясняется влиянием поверхностных сил, изменяющих структуру граничных слоев воды. В отличие от обычных водных пленок, растекающихся на поверхности твердого тела, незамерзающие прослойки влаги представляют собой граничную фазу льда, структура которого под

Для цитирования: Тентюков М. П., Игнатьев Г. В., Соболев И. С., Гаврилов Р. Ю. Физические свойства снежного покрова и механизм формирования геохимических барьеров в снежной толще // Вестник геонаук. 2022. 5(329). С. 26–37. DOI: 10.19110/geov.2022.5.4.

For citation: Tentyukov M. P., Ignatjev G. V., Sobolev I. S., Gavrilov R. Yu. Physical properties of snow cover and the mechanism of formation of geochemical barriers in snow mass. Vestnik of Geosciences, 2022, 5(329), pp. 26–37, doi: 10.19110/geov.2022.5.4.

действием соседней поверхности так сильно изменена, что возникают условия для перехода из кристаллического в жидкое аморфное (квазижидкое) состояние [16]. Известно, что такая квазижидкая пленка влаги обладает растворяющими свойствами [31], что определенным образом может влиять на особенности послойного распределения элементов-примесей в снежной толще.

Сезонный снежный покров как объект геохимических исследований. А. И. Воейков в 1871 г. опубликовал работу, в которой впервые обратил внимание научного сообщества на снежный покров, играющий важную роль в природных процессах [10]. Можно считать, что со времени появления этой пионерной работы сформировались основные направления исследований снежного покрова, традиционно развивающиеся и сегодня. Их тематика связана с изучением роли снежного покрова в физико-географическом процессе; получением информации о физико-механических свойствах снега, процессах его формирования и таяния; составлением методик борьбы со снежными заносами и лавинами.

Между тем сезонный снежный покров является уникальным природным субстратом, способным хранить информацию об атмосферных выпадениях, накапливая и обеспечивая их почти полную сохранность в течение зимнего периода. Вследствие этого в рамках изучения территориального распределения характеристик снежного покрова сформировалось научное направление, связанное с геохимическими исследованиями снежного покрова. Их начало было обозначено в двух работах, где снежный покров рассматривался как депонирующий субстрат для естественной [8] и техногенной пыли [6]. Дальнейшие геохимические исследования депонирующих свойств снежного покрова были продолжены в работе П. В. Елпатьевского [17] при выявлении техногенного аэрозольного загрязнения ландшафтов. Как геохимический фактор в почвообразовательных процессах, снежный покров был обозначен в работах М. А. Глазовской [12] и И. Н. Степанова [30]. С конца XX века геохимическое изучение снежного покрова стало активно развиваться в рамках экологических исследований для индикации техногенного загрязнения [1, 13], при оценке трансграничного переноса сульфатов [4, 5] и связанного с ним загрязнения поверхностных вод [2]. В настоящее время геохимические исследования сезонного снежного покрова являются неотъемлемой частью мониторинга загрязнения атмосферного воздуха [35] и активно используются при изучении экологического состояния урбанизированных территорий [18, 23].

В качестве самостоятельного объекта геохимического опробования снег впервые был использован при изучении ореолов рассеяния рудных месторождений [21]. В последующем этот метод был успешно развит применительно к нефтегазопоисковым работам [11, 29] и продолжает активно развиваться при поиске рудных месторождений [26, 36, 37].

Между тем во всех рассмотренных публикациях при анализе данных геохимического опробования и выделении аномалий в сезонном снежном покрове авторы опираются на результаты статистической обработки, из которых применительно к нефтегазопоискам наиболее информативным оказалось построение гистограмм распределения. Но при этом при оценке пространственной неоднородности выявленных аномалий в расчет принимались только факторы, связанные с литохимической и геохимической неоднородностью подстилающей поверхности, в частности масштаб образования и сорбции газов в породах, диффузионная проницаемость пород и их трещиноватость, неравномерность газообразования и рассеивание газового потока в почвах. Физические же свойства снега как фактор, влияющий на особенности миграции и концентрации химических элементов в снежной толще, оставались вне круга научных интересов исследователей.

В связи с этим в данной работе рассматриваются особенности механизма геохимического барьерообразования и его влияние на послойное распределение элементов-примесей в снежной толще.

Метод исследования

Для изучения послойной изменчивости распределения элементов-примесей в снежном покрове был выполнен послойный отбор проб снега (28 февраля 2021 г.). Разрез заложен на снегомерной площадке во внутреннем сквере Института геологии им. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар). Мощность снежного покрова на момент пробоотбора составила 71 см. Пробоотбор осуществляли с помощью специального снегоотборника [25] (рис. 1), в перерыве между снегопадами. За это время на поверхности снега наблюдался небольшой прирост снежной массы за счет осаждения поверхностной изморози (инея). Толщина новообразованного слоя определялась как разность между измерениями высоты снежного покрова в период между снегопадами. Полученная величина этого новообразованного рыхлого слоя к моменту снегоотбора составила немногим более 1 см.

Послойный снегоотборник. На рис. 1, a представлено устройство для послойного отбора снега с регулируемым шагом опробования снежной толщи. Оно включает прямоугольную призму, стенки которой (1) выполнены из химически инертного к атмосферным компонентам материала, депонированного в снежной толще. Пластины-стенки (1) призмы крепятся к ребрам жесткости (2). Отбор проб снега производится с помощью ножа-пластины (3), представляющего собой съемную переднюю стенку призмы. Устройство содержит платформу-консоль (4), устанавливаемую на передние ребра жесткости. Платформа-консоль снабжена зажимами (5), обеспечивающими ее фиксацию на нужной глубине, что позволяет регулировать шаг опробования с учетом стратиграфического строения снежной толщи.

Методика пробоотбора. Перед началом опробования призму снегоотборника вертикально погружают в снежную толщу (рис. 1, b). Затем отрывают снежный шурф так, чтобы лицевая стенка (3) призмы была свободна от снега (рис. 1, c). После её снимают, на передние ребра жесткости (2) устанавливают подвижную платформу-консоль (4) и фиксируют на требуемой толщине снежного брикета. После этого с помощью зажимов (5) закрепляют платформу (рис. 1, d). Для отбора пробы на платформу-консоль (4) кладется передняя пластина призмы (3) и поступательным движением вдвигается в прямоугольный снежный керн, ограни-

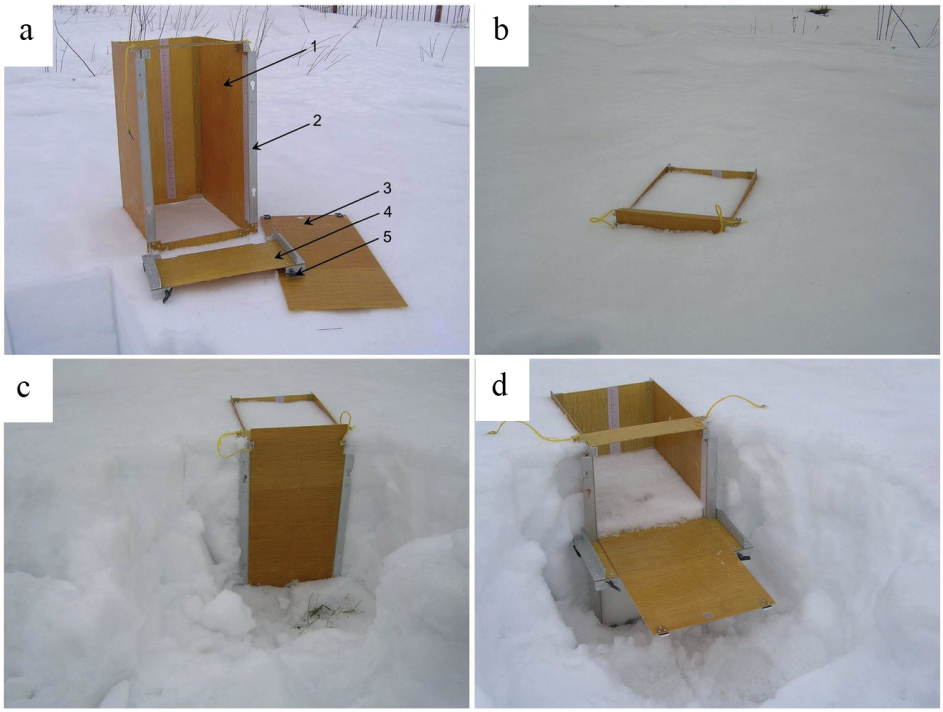


Рис. 1. Устройство для послойного отбора снега и пример его использования (пояснения в тексте)

Fig. 1. A device for layer-by-layer selection of snow and an example of its use (explanations in the text)

ченный с трех сторон стенками призмы. Полученный таким образом снежный брикет помещается в полиэтиленовый пакет пластмассовым совком.

Подготовка проб снега к анализу в день отбора заключалась в их взвешивании на электронных весах и расчете плотности снега (ρ, г/см^3). После снег растапливали при комнатной температуре. В снеговой воде значения водородного показателя определяли потенциометрическим, а удельную электропроводность (ηS, мкСм/см) — кондуктометрическим методами.

Для количественного химического анализа использовали предварительно отцентрифугированные с целью удаления взвешенных частиц пробы снеговой воды. Химический анализ проводили с помощью масс-спектрального метода с индуктивно связанной плазмой с использованием анализатора Agilent 7700x (Agilent Technologies США). Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Сравнительную оценку послойного распределения элементов-примесей в снежной толще проводили по трем группам, геохимически близким элементам-примесям: литофилам, сульфофилам, сидерофилам (табл. 1).

Результаты и обсуждение

Особенности формирования снежного покрова зимой 2020/21 г.

Первый снег выпал 31.10, при этом высота снега составила 4 см. Но 03.11 установилась относительно теплая погода со среднесуточной температурой +3 °С и с перемежающимися осадками в виде дождя и мокрого снега, что обусловило медленный прирост снега: 08.11 высота снежного покрова составила 6 см (рис. 2, А).

В последующие дни, несмотря на снегопады, прирост снежного покрова шел медленно — из-за плюсовой дневной температуры выпавший за ночь снег подтаивал и проседал. Устойчивый прирост снежного покрова возобновился с началом холодной погоды после 20.11. и уже к 27.11 его высота достигла 11 см. В дальнейшем по причине редких и маломощных снегопадов (рис. 2, В) увеличение мощности снежного покрова шло медленно, и к моменту начала периода первого потепления (21–23.12) высота снега составила 29 см. В этот период установилась относительно теплая погода (со среднесуточной температурой около 0 °С) с осадками в виде мокрого снега с дождем, что обусловило, несмотря на обильные снегопады (рис. 2, В), проседание снежной толщи до 28 см. Но после 23.12 сильно подморозило (с 0 до –13 °С). Установившаяся затем зимняя морозная погода и частые снегопады обеспечили быстрое нарастание снежного покрова, и к началу второго периода потепления (25–28.01) его высота составила 54 см. Следует заметить, что при втором потеплении максимальная температура воздуха колебалась в интервале +1/3…–1/3 °С. Осадки выпадали в виде мокрого снега с моросью. В этот период потепления высота снега с 54 см снизилась до 49 см. Но затем тренд снегонакопления принял зимний характер и его нарастание не прерывалось, и ко времени закладки разреза для изучения постседиментационных преобразований аэрозольного вещества, аккумулированного в снежной толще, мощность снежного покрова составила 71 см.

Межслоевая изменчивость геохимических показателей в снежной толще

Водородный показатель относится к интегральным геохимическим показателям. Колебания водородного показателя (pH) в снеговой воде варьируют в диапазоне от 6.2 до 7.3 (рис. 3).

Обращает внимание послойная изменчивость единичных значений кислотности в средней части снеж-

Таблица 1. Химический состав аэрозольного вещества в снежных слоях, хронологически привязанных к периодам выпадения стратиграфически значимых снегопадов

Table 1. The chemical composition of the settled aerosol substance in snow layers, chronologically tied to the periods of stratigraphically significant snowfalls

Элементы Elements	Содержание элементов-примесей в снежных слоях, мг/л (обозначение слоев даны на рис. 2) Admixture elements in snow layers mg/l (designations of layers are in Fig. 2)											
	m	l	k	i	h	g	f	e	d	c	b	*a*
Литофилы / Lithophiles												
Li×10^{-4}	2.8±0.8	10±1.3	0.8±0.1	2.2±0.2	0.9±0.1	1.9±0.1	1.1±0.02	0.8±0.02	0.7±0.09	0.5±0.03	0.9±0.2	1.1±0.08
Rb×10^{-4}	11±0.3	3.9±0.05	1.7±0.05	1.8±0.06	1.7±0.07	1.2±0.09	1.8±0.1	0.9±0.04	1.4±0.02	0.5±0.04	1.6±0.04	2.4±0.1
Sr×10^{-3}	6.9±0.05	1.7±0.05	2.4±0.05	32.0±0.2	1.2±0.02	30.0±0.2	2.4±0.04	1.7±0.04	0.9±0.05	0.8±0.05	3.3±0.1	3.5±0.1
Ba×10^{-3}	<0.5	4.7±0.05	4.0±0.15	3.8±0.08	2.0±0.07	3.5±0.04	2.0±0.01	7.4±0.01	1.9±0.06	2.5±0.06	5.3±0.10	5.8±0.6
Be×10^{-4}	0.6±0.2	0.3±0.07	0.2±0.05	0.2±0.05	0.5±0.1	0.2±0.05	0.4±0.10	0.1±0.02	0.2±0.05	0.2±0.06	0.1±0.03	0.2±0.05
B×10^{-3}	5.3±0.2	1.4±0.05	1.1±0.01	3.0±0.10	0.9±0.09	2.1±0.04	0.8±0.04	0.6±0.03	0.9±0.05	0.4±0.02	0.9±0.03	0.9±0.05
P×10^{-2}	6.7±0.2	5.8±0.1	5.8±0.1	7.9±0.09	5.6±0.09	5.6±0.03	5.4±0.04	5.6±0.04	6.3±0.04	5.8±0.03	5.8±0.3	5.6±0.5
Sc×10^{-4}	6.2±0.2	6.0±0.07	6.0±0.1	6.4±0.09	6.1±0.04	6.3±0.1	6.0±0.1	5.7±0.1	5.9±0.2	5.5±0.1	6.1±0.3	6.3±0.1
Ga×10^{-4}	0.2±0.06	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ge×10^{-4}	2.9±0.9	3.5±0.2	3.4±0.1	3.6±0.1	3.6±0.2	3.8±0.1	3.5±0.4	3.6±0.3	3.9±0.2	3.8±0.3	3.5±0.4	3.7±0.2
Y×10^{-4}	0.2±0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ti×10^{-4}	8.5±0.3	3.7±0.3	4.2±0.4	4.0±0.7	3.6±0.8	4.3±0.5	3.7±0.3	3.4±1.0	3.9±0.6	4.1±0.5	3.9±0.2	4.1±0.5
V×10^{-4}	5.7±0.2	2.8±0.1	3.8±0.2	5.2±0.1	6.4±0.2	5.3±0.2	14.0±0.5	10.0±0.2	3.8±0.02	2.8±0.1	6.0±0.1	5.3±0.3
Mo×10^{-4}	1.9±0.6	0.4±0.02	0.3±0.09	0.9±0.08	0.4±0.04	0.8±0.08	0.5±0.08	0.4±0.1	0.2±0.09	0.3±0.07	0.5±0.02	0.5±0.03
Sn×10^{-4}	0.2±0.07	0.2±0.04	<0.1	0.2±0.06	0.2±0.05	<0.1	<0.1	0.2±0.05	0.2±0.06	0.2±0.03	0.2±0.05	0.2±0.02
W×10^{-4}	5.1±0.2	0.4±0.1	0.2±0.02	0.4±0.09	0.4±0.06	0.2±0.02	0.2±0.03	0.3±0.02	0.2±0.03	1.4±0.1	0.6±0.06	0.8±0.1
Сульфофилы / Sulphophiles												
Cu×10^{-4}	15±0.5	5.8±0.3	2.2±0.06	5.9±0.09	5.3±0.2	1.8±0.07	12.0±0.6	12±0.4	9.9±0.3	2.0±0.1	7.3±0.1	8.3±0.1
Zn×10^{-3}	20±0.6	8.4±0.2	17±0.2	6.5±0.3	6.6±0.2	0.9±0.05	7.0±0.07	14±0.08	9.9±0.2	7.5±0.2	6.5±0.3	9.7±0.3
Cd×10^{-4}	0.3±0.09	0.6±0.09	0.3±0.08	0.3±0.06	0.3±0.03	0.3±0.01	0.4±0.07	0.6±0.05	0.6±0.2	0.3±0.05	0.9±0.1	1.0±0.1
Sb×10^{-4}	<0.5	4.0±0.09	2.0±0.09	4.4±0.2	3.7±0.2	3.2±0.1	3.7±0.1	3.3±0.2	3.8±0.08	3.4±0.2	3.9±0.1	3.9±0.1
Pb×10^{-4}	0.3±0.1	0.2±0.05	<0.1	<0.1	0.2±0.05	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Сидерофилы / Syderophiles												
Cr×10^{-4}	15±0.5	9.1±0.3	11±0.2	12±0.3	8.9±0.07	12±0.2	8.4±0.4	11±0.3	11±0.5	11±0.2	13±0.03	12±0.3
Mn×10^{-2}	14±0.4	2.0±0.05	1.6±0.05	1.2±0.05	0.6±0.05	0.5±0. 05	1.1±0.05	0.6±0.05	0.6±0.05	0.3±0.05	0.8±0.05	0.7±0.05
Co×10^{-4}	5.1±0.2	1.0±0.02	0.9±0.03	1.2±0.07	0.6±0.07	0.7±0.07	0.6±0.04	0.5±0.06	0.5±0.03	0.4±0.03	1.0±0.04	1.1±0.04
Ni×10^{-4}	11±0.3	6.3±0.2	6.3±0.5	7.6±0.4	8.1±0.4	6.3±0.2	9.0±0.3	8.6±0.5	8.2±0.4	5.0±0.2	6.7±0.2	6.6±0.2
Pd×10^{-4}	0.4±0.1	0.2±0.1	0.2±0.1	2.0±0.1	<0.1	1.8±0.1	0.2±0.05	<0.1	<0.1	<0.1	0.2±0.06	0.3±0.02

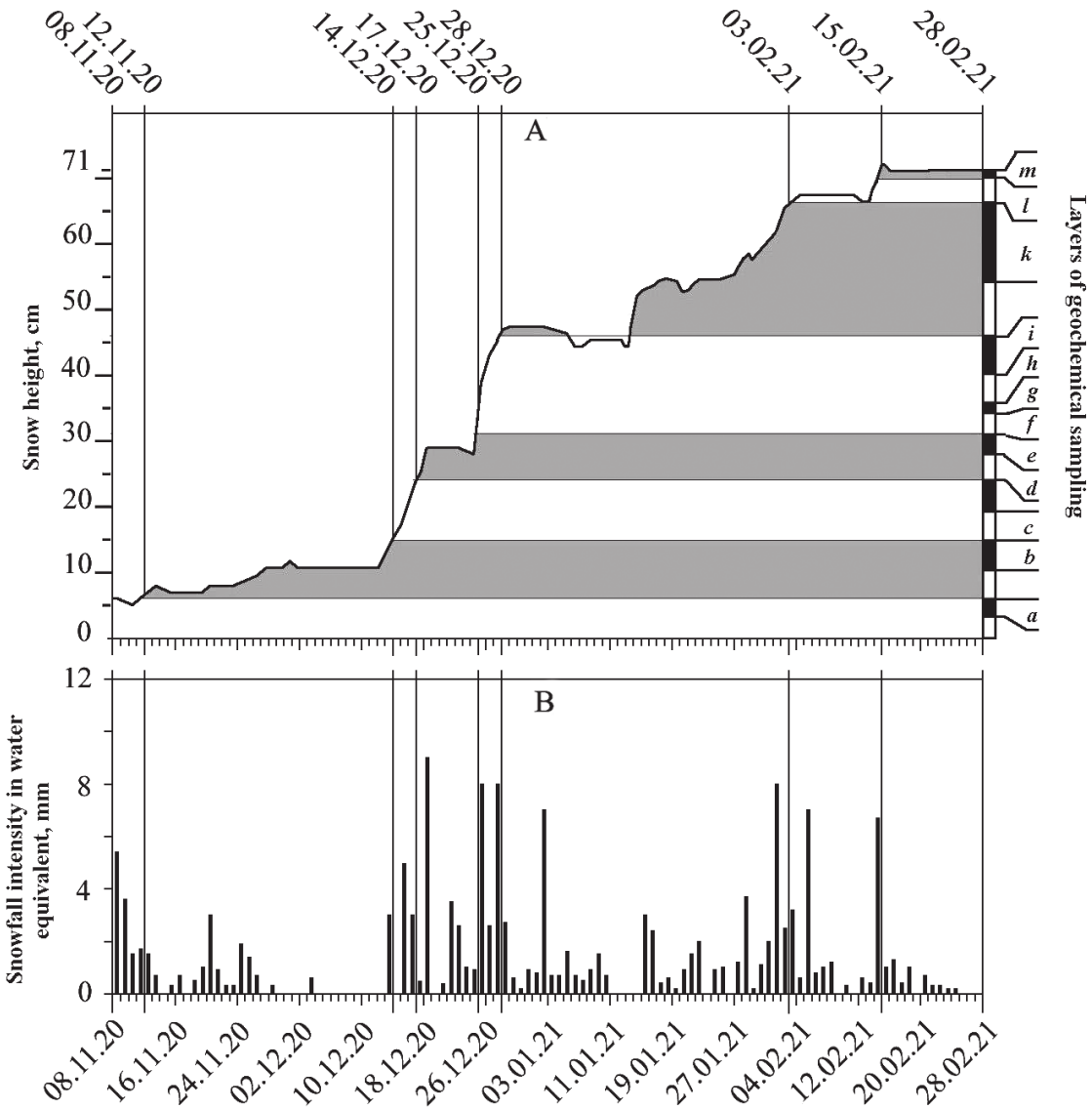


Рис. 2. Временной ряд интенсивности нарастания снежного покрова в сопряжении со слоями геохимического опробования снежной толщи (A), хронологически привязанных к датам выпадения стратиграфически значимых снегопадов (B) (по данным м/с «Сыктывкар»). Доп. обозн.: Временные периоды образования снежных слоев геохимического опробования: a — 08–12.11.20; b — 12.11–14.12.20; c — 14–17.12.20; d, e — 17–25.12.20; f, g, h, i — 25–28.12.20; k — 28.12.20–03.02.21; l — 03–15.02.21; m — 15–28.02.21

Fig. 2. Time series of growth intensity of snow cover in conjunction with layers of geochemical sampling of the snow mass (A), chronologically tied to the dates of stratigraphically significant snowfalls (B) (according to the Syktyvkar m/s). Additional designations: Time periods of formation of snow layers of geochemical sampling: a — 08–12.11.20; b — 12.11–14.12.20; c — 14–17.12.20; d, e —December 17–25, 2020; f, g, h, i — 25–28.12.20; k — 28.12.20–03.02.21; l — 03–15.02.21; m — 15–28.02.21

ной толщи. Разница между значениями pH в слое *f* и слое *g* составляет единицу. Ниже и выше этой зоны по профилю межслойные различия значений pH колеблются в пределах десятых долей с трендом смещения от слабокислых к нейтральным. Следует заметить, что максимальные значения pH наряду со слоем *m* фиксируются также в слоях *g* и *i*, приуроченных к верхнему капиллярному барьеру. Средний и нижний капиллярные барьеры в снежном профиле менее заметны. Следует заметить, что наблюдаемая динамика изменений водородного показателя дает мало информации о геохимических условиях, формирующихся в снежной толще, поскольку pH отражает интегральную характеристику всей совокупности щелочно-кислотных взаимодействий в снежном покрове. Представляется, что анализ электропроводности снеговой воды может оказаться более информативным в условиях подщелачивания снежной толщи осаждающимся аэрозольным веществом.

Электропроводность снеговой воды измеряли кондуктометрическим методом. Анализ вертикального распределения значений электропроводности снега выявил два пика (рис. 3). Оба они фиксируются в снежных слоях в средней части снежного разреза, прилегающих к капиллярному барьеру. Синхронный ход кривой распределения значений концентрации Na и электропроводности в этой зоне свидетельствует о том, что изменение электропроводности определяется в первую очередь изменением концентрации натрия на геохимических барьерах.

Не исключается также и то, что источником натрия может быть ветровой перенос антигололедных

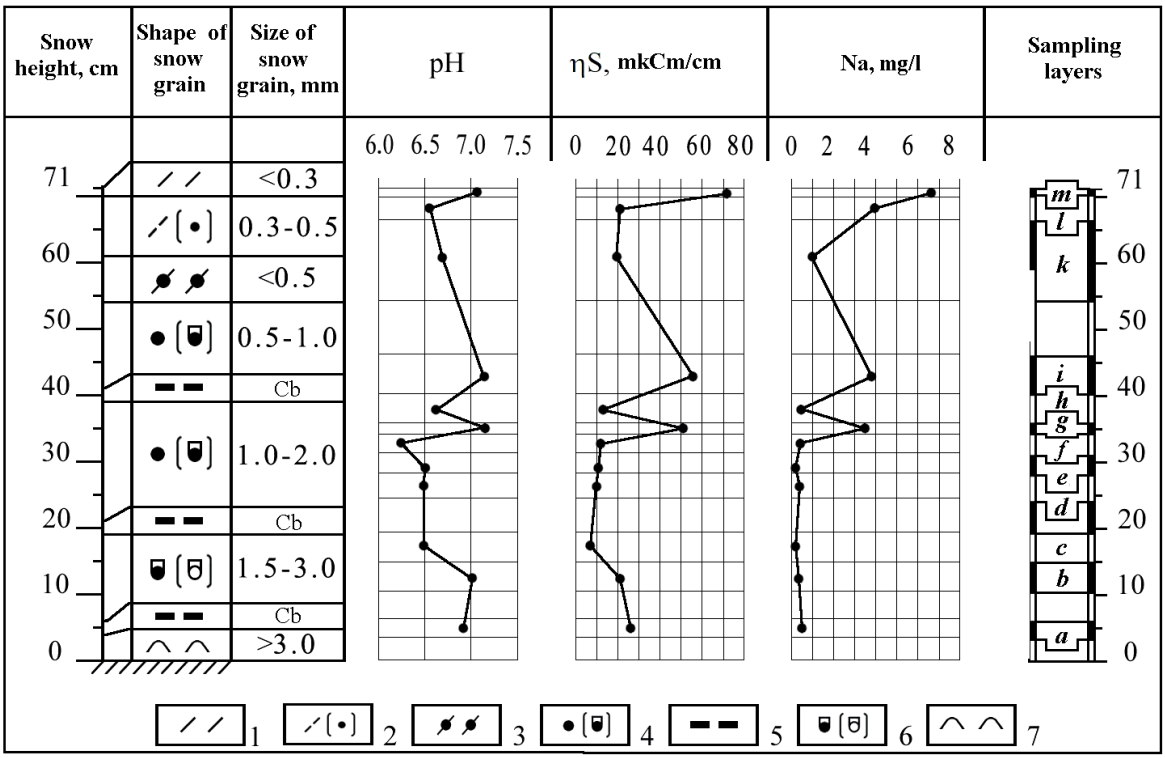


Рис. 3. Послойное распределение интегральных показателей геохимической активности снежного покрова: водородный показатель (*pH*), электропроводность (ηS, мкСм/см). Услов. обозн.: 1 — свежевыпавший снег (иней) (PP); 2 — недавно отложенный снег (DFbk) с округлыми зернами (RGsr); 3 — ветровая упаковка мелкозернистых частиц снега (RGwp); 4 — округлые снежные зерна и округлые частицы с гранями (RGlr/RGxf); 5 — горизонтальный оледенелый слой из агрегатов крупных снежных зерен (IFil), осуществляющий функции капиллярного геохимического барьера (Кб); 6 — округлые частицы с гранями и округляющиеся снежные зерна с гранями (RGxf/FCxr); 7 — глубинная изморозь (DHxr) (классификация форм зерен дана по [33])

Fig. 3. Layer-by-layer integral indicators of the snow cover geochemical activity: hydrogen index (*pH*), electrical conductivity (ηS, мкСм/см). Legend: 1 — new-fallen snow (hoarfrost) (PP); 2 — recently deposited snow (DFbk) with rounded grains (RGsr); 3 — wind packing of fine-grained snow particles (RGwp); 4 — rounded snow grains and rounded particles with edges (RGlr/RGxf); 5 — horizontal glaciated layer of large snow aggregate grains (IFil), acting as a capillary geochemical barrier (Cb); 6 — rounded particles with edges and rounded snow grains with edges (RGxf/FCxr); 7 — deep frost (DHxr) (classification of grain shapes (F) is given according to [33])

препаратов. Возможно, что их осаждение на поверхность снега совместно с аэрозолями увеличивает содержание легкогидролизуемых соединений. Участие данных соединений в реакциях низкотемпературного (криогенного) комплексообразования инициирует увеличение концентрации свободных ионов и усиление электропроводности в зоне геохимических барьеров. Вместе с тем измерение электропроводимости в средней части снежной толщи выявило малопонятный факт — наличие между слоями с высоким значениями электропроводимости слой с низкими показателями измеренного параметра. Такое контрастное снижение электропроводимости в зоне капиллярного барьера возможно при наличии разнонаправленной миграции аэрозольного вещества в составе поровой капиллярной влаги. Но данное предположение требует дополнительной проверки.

Концентрирование элементов-примесей на геохимических барьерах на поверхности снега и снежной толще

По данным количественного масс-спектрального анализа были построены графики послойного распределения содержаний химических элементов в снежном профиле (рис. 4). Из данного рисунка следует, что в снежной толще выделяются три зоны накопления элементов-примесей.

Первая зона фиксируется в слое *m* и характеризуется широким спектром элементов-примесей (табл. 1), накапливающихся на поверхностном термодиффузионном геохимическом барьере (рис. 4). Его проявление в зоне контакта «снег – атмосфера» обусловлено зимними особенностями осаждения сухих аэрозолей. Снежный покров в любых условиях, даже при самой низкой температуре, излучает длинноволновую радиацию (собственное тепло), а также имеет высокую способность отражать солнечную радиацию. Последнее способствует сильному выхолаживанию снежного покрова и возникновению инверсии температур («снеговая инверсия» [27]. Кроме того, поверхность снежного покрова не только характеризуется высокой отражательной и излучательной способностью [22], но и оказывает иссушающее влияние на приземный слой воздуха [22]. В условиях наличия градиента температур и влажности снежный покров, вбирая в себя из приземного слоя воздуха избыток влаги, инициирует нисходящую миграцию воздуха. В результате формируется устойчивый массоперенос водяных паров по направлению к снежному покрову. Данное обстоятельство вызывает сток аэрозольного вещества из призем-

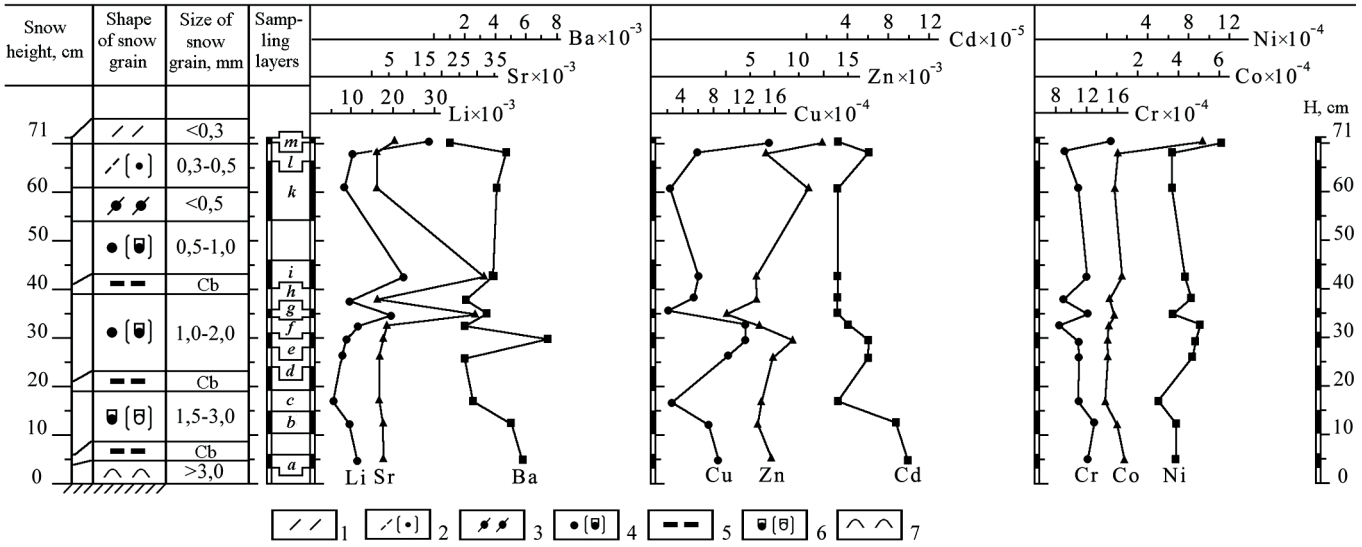


Рис. 4. Накопление элементов-примесей на геохимических барьерах в сезонном снежном покрове (снегомерная площадка во внутреннем сквере Института геологии им. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, разрез 27). Услов. обозн.: 1 — свежевыпавший снег (иней) (PP); 2 — недавно отложенный снег (DFbk) с округлыми зернами (RGsr); 3 — ветровая упаковка мелкозернистых частиц снега (RGwp); 4 — округлые снежные зерна и округлые частицы с гранями (RGlr/RGxf); 5 — горизонтальный оледенелый слой из агрегатов крупных снежных зерен (IFil), осуществляющий функции капиллярного геохимического барьера (Кб); 6 — округлые частицы с гранями и округляющиеся снежные зерна с гранями (RGxf/FCxr); 7 — глубинная изморозь (DHxr) (классификация форм зерен дана по [43])

Fig. 4. Accumulation of impurity elements on geochemical barriers in the seasonal snow cover (snow measuring site was located in the inner park of the Institute of Geology named after N. P. Yushkin, FRC Komi Science Center, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, section 27). Symbols: 1 — freshly fallen snow (hoarfrost) (PP); 2 — recently deposited snow (DFbk) with rounded grains (RGsr); 3 — wind packing of fine-grained snow particles (RGwp); 4 — rounded snow grains and rounded particles with edges (RGlr/RGxf); 5 — horizontal glaciated layer of aggregates of large snow grains (IFil), acting as a capillary geochemical barrier (Cb); 6 — rounded particles with faces and rounded snow grains with faces (RGxf/FCxr); 7 — deep frost (DHxr) (classification of grain shapes is given according to [43])

ной атмосферы. Процесс сопровождается увеличением концентрации элементов-примесей в верхней части снежного разреза (рис. 4).

Вторая зона накопления элементов-примесей совпадает со слоями *e, f, g, h* и по своему положению находится в средней части снежного профиля. В пределах данной зоны выделяется механический капиллярный барьер, который, в свою очередь, сформировался в оледенелом прослое снега, образовавшегося во время оттепелей. В снежной толще его положение индицируется наличием комплексной геохимической аномалии. Заметим, что правильность определения положения аномалии коррелировалась совпадением пиков элементов-примесей, образующих парагенную геохимическую ассоциацию, что отражает реальные снегохимические процессы, обеспечивающие особенности внутриснежной концентрации элементов-примесей на механическом капиллярном геохимическом барьере.

Предполагается, что механизм образования внутриснежных аномалий элементов-примесей связан с образованием клатратов. Известно, что переход воды из жидкого в кристаллическое состояние происходит при строго определенной температуре — при 0 °С. Однако присутствие растворенного вещества понижает точку замерзания воды. Точка замерзания в соответствии с законом Рауля снижается пропорционально молярной концентрации растворенного вещества. Охлаждение разбавленного раствора при температуре ниже 0 °С вызовет кристаллизацию льда и фазовое разделение. При дальнейшем снижении температуры количество объемного льда увеличивается, а остаточный раствор становится более концентрированным, пока не будет достигнута эвтектическая концентрация и температура. В данной точке растворенное вещество и остальной растворитель кристаллизуются и выпадают в осадок в виде взаимопроникающих областей растворенного вещества и льда, т. е. образуют клатратное соединение [14]. Известно, что при его образовании определяющую роль играет не реакционная способность компонентов, а пространственное соответствие областей окристаллизованного растворённого вещества и чистого объёмного льда (комплементарность). Предполагается, что их оптическая плотность различна. Поэтому на микрофотографиях эти взаимопроникающие области окристаллизованного растворённого вещества и чистого объёмного льда на поверхности граней ледяных кристаллов в отражённом свете образуют чередование полосок, так называемую штриховку Фореля (рис. 5 *a*, *b*). Такая штриховка чаще всего фиксируется на пирамидальных кристаллах. Это преимущественная форма кристаллов глубинной изморози, и она возникает в условиях ускоренного роста, когда фронт кристаллизации локализуется вдоль ребер или вершин кристаллов (рис. 5 *c, d*).

Заметим, что в гляциологическом словаре (http://www.slovopedia.com/26/216/1661801.html) штриховка Фореля описывается как «тонкая прямолинейная ребристость на поверхностях ледяных кристаллов, связанная с выходами базисных плоскостей. Возникает

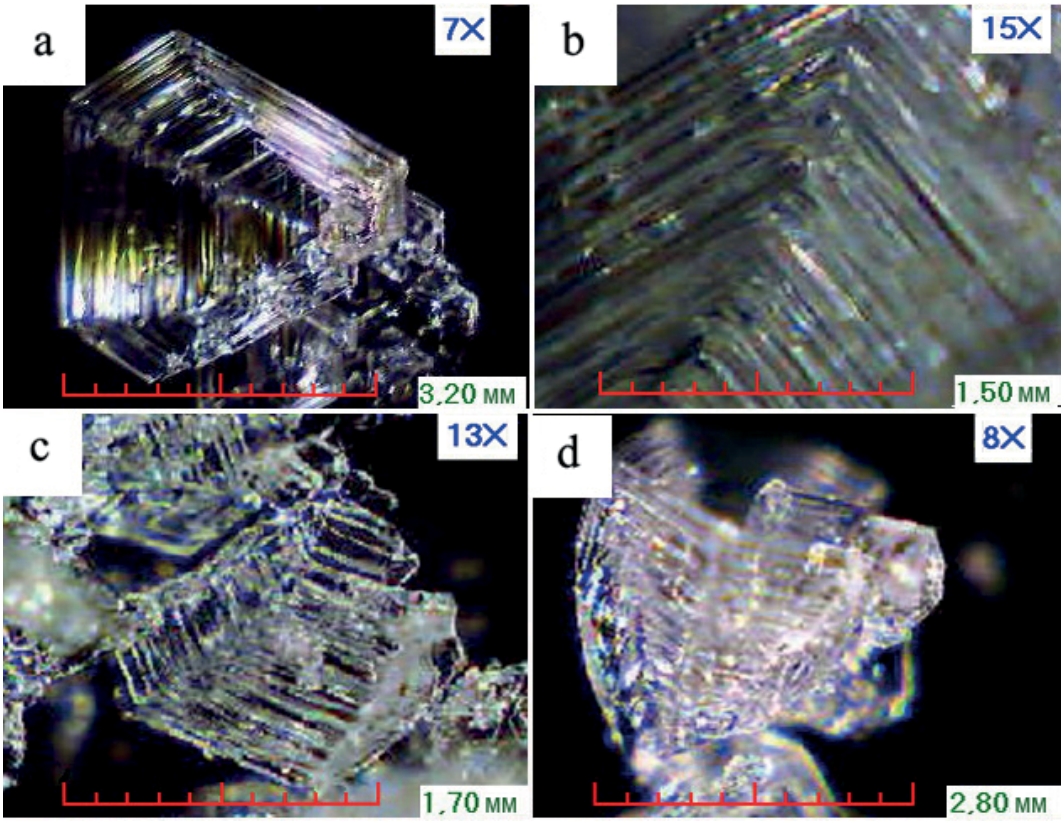


Рис. 5. Штриховка Фореля на кристаллах глубинной изморози в припочвенном слое снега: a, b — «закладка» штриховки Фореля на гранях растущего пирамидального кристалла; c, d — пирамидальные кристаллы глубинной изморози со штриховкой Фореля (микрофотографии М. П. Тентюкова — съемка 11.12.2012 г.)

Fig. 5. Forel hatching on crystals of deep hoarfrost in the subsoil layer of snow: a, b — «bookmark» of Forel hatching on the faces of a growing pyramidal crystal, c, d — pyramidal crystals of deep hoarfrost with Forel hatching. (Microphotographs by M. P. Tentyukov, taken on December 11, 2012)

при возгонке льда или в условиях слабого таяния с немедленным испарением талой воды, отражая разницу в скорости таяния и возгонки льда в пределах базисных плоскостей и в промежутках между ними. Ш. Ф. наблюдается на кристаллах льда любого генезиса, однако ярче всего выступает при кристаллизации воды, богатой растворимыми примесями. Впервые зарисована Л. Агассисом в 1847 г.; названа именем Ф. Фореля, снявшего со штриховки оттиск на воск». Однако в таком контексте невозможно объяснить наличие штриховки у воронкообразных антискелетных форм кристаллов глубинной изморози (см. рис. 5). Такие кристаллы образуются, когда гранные формы роста опережают разрастание вершинных и реберных форм роста. Данная разновидность скелетных кристаллов формируется в условиях, когда вещество в результате влияния внешней среды, в частности резкой разницы скоростей роста по различным направлениям, заполняет не все тело многогранника, а только часть его.

Поэтому мы считаем, что штриховка Фореля отражает не столько разницу в скорости таяния и возгонки льда в пределах базисных плоскостей и в промежутках между ними, сколько процесс образования клатратов при росте ледяных кристаллов глубинной изморози. Процесс сопровождается внутриснежным концентрированием элементов-примесей.

Третья зона накопления элементов-примесей фиксируется в слое *a,* приуроченном к нижней части снежного разреза, и так же, как и во второй зоне, накопление элементов-примесей происходит на капиллярном геохимическом барьере. Однако механизм его формирования отличается. Так, известно, что плотность почвы и, следовательно, её объемная теплоемкость в несколько раз больше аналогичных показателей для снега [15]. Это приводит к тому, что в зоне контакта, «снег — почва» температура припочвенного слоя снега ниже, чем в вышележащих снежных слоях. Подобное усиление контрастности температурного градиента в нижней части снежной толщи вызывает приток субохлажденных поровых почвенных растворов, что, в свою очередь, вызывает перекристаллизацию ранее выпавших снежных зерен и формирование кристаллов глубинной изморози. Их дальнейший рост происходит в результате неоднократной перекристаллизации, поддерживаемой постоянным диффузионным массопереносом почвенной влаги.

Следовательно, в нижней части сезонной снежной толщи существует своеобразная кристаллообразующая среда, для которой характерно наличие определенных параметров, обеспечивающих генерирование условий для зарождения и роста кристаллов глубинной изморози. К ним относится изменение термодинамических и физико-химических параметров среды. К наиболее информативным можно отнести показатели кислотности и электропроводимости, а также плотность снежного слоя в приконтактной зоне (рис. 2). А поскольку наибольшая диффузия пара и самые высокие температуры снега фиксируются, как правило, в нижней части снежной толщи [20], то именно в приконтактном слое снега с относительно невысокой плот-

ностью происходит ускоренный рост и перекристаллизация ледяных кристаллов глубинной изморози с образованием клатратов, процесс сопровождается активным накоплением элементов-примесей в этой части снежного профиля (рис. 4).

Следовательно, барьерообразование и относительное увеличение содержания элементов-примесей в нижней части сезонной снежной толщи обеспечиваются существованием в этой переходной зоне особой кристаллообразующей среды. При этом поступление элементов-примесей в эту зону из сезоннопромерзающих почв обеспечивается за счет диффузиофореза почвенной влаги, обусловленной различиями в теплоемкости сезоннопромерзающих почв и снежного покрова [15]. Необходимо отметить, что интенсивность и направление диффузиофореза почвенной влаги в зимний период контролируется физическими свойствами сезонного снежного покрова. Они обеспечивают существование в самой снежной толще и в верхней части снежного разреза не только градиента упругости водяного пара, но и температурного градиента. Синергизм последних двух поддерживает вертикальную миграцию легкорастворимых солей металлов в сезоннопромерзающих почвах, в отличие от сезонноталых мерзлотных почв [32]*, в течение всей зимы. В итоге в приповерхностной части сезоннопромерзающих почв формируется криогенный солевой ореол из легкорастворимых форм элементов-примесей за счет их диффузионного переноса в составе паров почвенной влаги в приконтактный слой снега. Именно с данным процессом связано элементное обогащение кристаллов глубинной изморози.

Заключение

Особенности накопления элементов-примесей на геохимических барьерах в снежном покрове обусловлены поступлением вещества как сверху, так и снизу. При этом образование поверхностных аномалий связано с осаждением аэрозольного вещества, а нижних аномалий — поступлением растворимых форм элементов-примесей в результате термодиффузиофореза с участием почвенной влаги.

Механизм геохимического барьерообразования контролируется физическими свойствами снежного покрова. Из-за аблимации (возгонки) снежных зерен температура поверхности снега всегда ниже температуры приснежного слоя воздуха. В результате снеговой инверсии температур в приземном слое воздуха по направлению к снежному покрову формируется устойчивый массоперенос водяных паров и сосаждение аэрозолей. Процесс сопровождается формированием поверхностного термодиффузионного геохимического барьера, который индицируется повышенным содержанием элементов-примесей в этой части снежного профиля. Вместе с тем накопление элементов-примесей в средней части снежного разреза приурочено к механическому капиллярному барьеру, который, в свою очередь, сформировался в оледенелом прослое снега, образовавшемся во время оттепелей. В то же время в нижней части снежной толщи из-за разной теплоемкости снежного покрова и сезоннопромерзающих почв в зоне контакта «снег — почва» возникает устойчивый термодиффузиофорез растворимых форм элементов-примесей в составе паров почвенной влаги, в результате которого формируется криогенный термодиффузионный геохимический барьер, обусловливающий накопление в ледяных кристаллах глубинной изморози легкораство-римых форм элементов-примесей. Их диффузионный перенос в сезоннопромерзающих почвах в составе паров почвенной влаги в приконтактный слой глубинной изморози, в отличие от сезонноталых мерзлотных почв, обеспечивает устойчивость геохимического барьера в течение всей зимы, что позволяет рекомендовать глубинную изморозь в качестве объекта опробования при геохимических поисках по солевым криогенным ореолам.

Предполагается, что появление внутриснежных геохимических аномалий связано с образованием клатратов, которые в ледяных кристаллах представляют собой осадок в виде взаимопроникающих областей растворенного вещества и льда. При этом оптическая плотность окристаллизованного растворённого вещества и чистого объёмного льда неодинаковы. И на поверхности граней пирамидальных ледяных кристаллов данные области в отражённом свете образуют чередование полосок, так называемую штриховку Фореля. Она чаще всего фиксируется на пирамидальных кристаллах. Такая преимущественная форма кристаллов глубинной изморози, когда фронт кристаллизации локализуется вдоль ребер или вершин кристаллов, свидетельствует о наличии в приконтактном слое снега условий ускоренного роста ледяных кристаллов.

Таким образом, представлен обзор физических свойств сезонного снежного покрова, контролирующих условия геохимического барьерообразования в снежной толще. Особенности формирования глубинной изморози позволяют рекомендовать её в качестве объекта геохимического опробования при проведении зимних геохимических поисков для выявления солевых криогенных ореолов.

Литература

1. *Беликова Т. В. Василенко В. Н., Назаров И. М.* Характеристика фонового загрязнения сульфатами снежного покрова на территории СССР // Метеорология и гидрология. 1984. № 9. С. 47–55.

2. *Бреслав Е. И. Черногаева Г. М., Василенко В. Н., Назаров И. М., Фридман Ш. Д.* Роль снежного покрова в загрязнении сульфатами поверхностных вод // Метеорология и гидрология. 1985. № 5. С. 108–111.

3. *Буторин Г. Т., Скрипов В. П.* Кристаллизация переохлажденной воды // Кристаллография. 1974. Т. 19. № 3. С. 613–618.

4. *Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д.* Изучение сульфатного загрязнения территории ЕТС // Метеорология и гидрология. 1983. № 9. С. 64–71.

5. *Василенко В. Н., Назаров И. М., Фридман Ш. Д.* Исследование дальнего переноса сульфатов в Советской Арктике

*В указанной работе отмечается, что для почв, развивающихся в зоне многолетней мерзлоты, отмечается два оптимальных периода активизации вертикальной миграции легкорастворимых солей металлов –осенний периодический и весенний постоянный.

по загрязнению снежного покрова // Метеорология и гидрология. 1985. № 4. С. 114–117.

6. *Вашков В. И., Постников П. А., Симонов В. И.* Определение загрязнения местности промышленными отходами по исследованию снежного покрова // Гигиена и санитария. 1936. № 9. С. 18–27.

7. *Вейнберг Б. П.* Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. М.-Л.: Гос. издательство технико-теорет. лит. 1940. 522 с.

8. *Влодавец В. И.* Заметки о навеянном минеральном осадке на льдах // Труды Арктического научно-исследовательского института. Вып. 33. Л., 1936. С. 24–32.

9. Вода и водные растворы при температурах ниже 0 °С / Пер. с англ. под ред. Ф. Франкса. Киев: Наукова думка, 1985. Р. 338 с.

10. *Воейков А. И.* Влияние снеговой поверхности на климат: Избр. сочинения. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 2. 531 с.

11. *Вышемирский В. С., Шугуров В. Ф.* Газовая съемка по снегу на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 17–22.

12. *Глазовская М. А.* Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках Терской-Алатау // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1952. Вып. 49. С. 18–22.

13. *Глазовский Н. Ф. Злобина А. И., Учватов В. П.* Химический состав снежного покрова некоторых районов Верхнеокского бассейна // Региональный экологический мониторинг (на примере Верхнеокского бассейна). М.: Наука, 1983, с. 67–86.

14. *Глинка Н. Л.* Общая химия: Учеб. пособие для вузов. Л.: Химия, 1987. 704 с.

15. *Гуртовая Е. Е.* Некоторые вопросы температурного режима снежного покрова. Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 121–131.

16. *Дерягин Б. В., Киселева О. А., Соболев В. Д., Чураев Н. В.* Течение незамерзающей воды в пористых телах. Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. С. 101–116.

17. *Елпатьевский П. В.* Химический состав снеговых вод и его изменение техногенными факторами // Геохимия зоны гипергенеза и техническая деятельность человека. Владивосток, 1976. С. 45–63.

18. *Касимов Н. С., Власов Д. В., Кошелева Н. Е., Никифорова Е. М.* Геохимия ландшафтов Восточной Москвы. М.: АПР, 2016. 276 с.

19. *Квиливидзе В. И., Киселев В. Ф., Ушакова Л. А.* О существовании квазижидкой пленки на поверхности льда // Доклады АН СССР. 1970. Т. 191. № 5. С. 1125–1127.

20. *Коломыц Э. Г. Теория* эволюции в структурном снеговедении. М.: Геос. 2013. 482 с.

21. *Колотов Б. А., Киселева Е. А., Рубейкин В. З.* К вопросу о вторичном рассеянии рудных месторождений // Геохимия. 1965. № 7. С. 878–880.

22. *Кузьмин П. П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.

23. *Московченко Д. В., Пожитков Р. Ю., Соромотин А. В.* Геохимическая характеристика снежного покрова г. Тобольск // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 5. С. 156–169. DOI: 10.18799/24131830/2021/05/3195.

24. *Окуджава А. М.* Теплопроводность влажного снега. Снег и талые воды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 22–30.

25. Патент № 2411487 Российская Федерация, МПК8 G01N1/04 (2006.01). (2011) Снегоотборник Тентюкова / Тентюков М. П.; заявитель и патентообладатель: Институт биологии Коми НЦ УрО РАН — № 2009131266/05; заявл. 17.08.2009; опубл. 10.02.2011; *Бюл.* № 4. 10 с. URL: https://ib.komisc.ru/files/innov/2411487.pdf. (дата обращения 19.02.2022).

26. *Погребняк Ю. Ф., Татьянкина Э. М., Толочко В. В.* Ореолы рассеяния золота в снежном покрове на поверхности рудопроявления // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 953–955.

27. *Рихтер Г. Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Труды Института географии АН СССР. Вып. 40. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1948. 171 с.

28. *Савицкий А. Н.* Замерзание и плавление воды в стеклянных капиллярах // Коллоидный журнал. 1968. Т. 30. № 1. С. 119–123.

29. *Стадник Е. В., Могилевский Г. А., Богданова В. М., Телегина З. П., Юрин Г. А., Тон М. С., Оборин А. А., Лапчинская Л. В., Либерман Г. И., Седых Л. А.* Нефтегазопоисковая газобиохимическая съемка по снежному покрову // Известия высших учебных заведений: Геология и разведка. 1978. № 3. С. 81–92.

30. *Степанов И. Н.* Снежный покров и формирование почв // Почвоведение. 1962. № 3. С. 44–51.

31. *Федосеева В. И., Федосеев Н. Ф.* Сорбция молибдат-анионов квазижидкой пленкой на поверхности дисперсного льда // Коллоидный журнал. 2010. Т. 72. № 4. С. 574–576.

32. *Федосеева В. И.* Физико-химические закономерности миграции химических элементов в мерзлых грунтах и снеге. Якутск: Ин-т мерзловедения СО РАН, 2003. 138 с.

33. *Фирц Ш., Армстронг Р. Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д. М., Нишимура К., Сатьявали П. К., Сократов С. А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // Материалы гляциологических исследований. 2012. № 2. 80 с.

34. *Hobbs P.V.* Ice physics. Oxford: University Press. 1974. 495 p.

35. *Salo H., Berisha A. K., Mäkinen J.* Seasonal comparison of moss bag technique against vertical snow samples for monitoring atmospheric pollution. Journal of Environmental Sciences. 2016. T. 41. C. 128–137. URL: https://doi.org/10.1016/j.jes.2015.04.021 (дата обращения: 18.11.2021).

36. Sobolev *I. S., Gavrilov R. Yu., Isupova A. A., Khvashchevskaya A. A., Tolkachev O. S., Baranovskaya N. V., Soboleva N. P.* Geochemical studies of snow over mineral accumulations under conditions of their overlap by sedimentary rocks of the platform cover // Journal of Geochemical Exploration. 2022. V. 234. N 3. 106940. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106940.

37. Taivalkoski A., *Sarala P., Lahaye Y., Lukkari S., Sutherland D.* Snow in mineral exploration — Examples and practices in glaciated terrain // Journal of Geochemical Exploration. 2019. V. 200. N 5. P. 1-12. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.01.006.

References

1. Belikova T. V., Vasilenko V. N., Nazarov I. M. *Harakteristika fonovogo zagryazneniya sul'fatami snezhnogo pokrova na territorii SSSR* (Characteristics of background sulfate pollution of snow cover on the territory of the USSR). Meteorology and hydrology. 1984, No. 9, pp. 47–55.

2. Breslav E. I. Chernogaeva G. M., Vasilenko V. N., Nazarov I. M., Fridman S. D. *Rol' snezhnogo pokrova v zagryaznenii sul'fatami poverhnostnyh vod* (The role of snow cover in sulfate pollution of surface waters). Meteorology and hydrology, 1985, No. 5. pp. 108–111.

3. Butorin G. T., Skripov V. P. *Kristallizaciya pereohlazhdennoj vody* (Crystallization of supercooled water). Soviet Physics. Crystallography, 1974, V. 19, No. 3. pp. 613–618.

4. Vasilenko V. N., Nazarov I. M., Fridman Sh. D. *Izuchenie sul'fatnogo zagryazneniya territorii ETS* (Study of sulfate pollution of the ETS territory. Meteorology and hydrology, 1983, No. 9, pp. 64–71.

5. Vasilenko V. N., Nazarov I. M., Fridman Sh. D. *Issledovanie dal'nego perenosa sul'fatov v Sovetskoj Arktike po zagryazneniyu snezhnogo pokrova* (Investigation of long-range transport of sulfates in the Soviet Arctic by pollution of the snow cover). Meteorology and hydrology, 1985, No. 4, pp. 114–117.

6. Vashkov V. I., Postnikov P. A., Simonov V. I. *Issledovanie dal'nego perenosa sul'fatov v Sovetskoj Arktike po zagryazneniyu snezhnogo pokrova* (Determination of pollution of the area by industrial waste from the study of snow cover). Hygiene and sanitation, 1936, No. 9, pp. 18–27.

7. Weinberg B. P. *Svojstva, vozniknovenie i ischeznovenie l'da.Led* (Properties, appearance and disappearance of ice). Moscow-Leningrad, State publishing house of technical and theoretical literature, 1940, 522 p.

8. Vlodavets V. I. *Zametki o naveyannom mineral'nom osadke na l'dah* (Notes on inspired mineral deposits on ices). Proceedings of the Arctic Research Institute. Issue 33, Leningrad: 1936, pp. 24–32.

9. *Voda i vodnye rastvory pri temperaturah nizhe 0 °C* (Water and aqueous solutions at temperatures below 0 °C). Kyiv: Science thought, 1985, R. 338 p.

10. Voeikov A.I. *Vliyanie snegovoj poverhnosti na klimat* (Influence of the snow surface on the climate: fav. essays. T. 2). Leningrad-Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1949, 531 p.

11. Vyshemirsky V. S., Shugurov V. F. *Gazovaya s"emka po snegu na yuge Zapadnoj Sibiri* (Gas survey in the snow in the south of Western Siberia). Geology and Geophysics, 1987, No. 6, pp. 17–22.

12. Glazovskaya, M. A. *Eolovye melkozemistye nakopleniya na lednikah Terskej-Alatau* (Eolian fine-earth accumulations on the Terskey-Alatau glaciers), Proceedings of Institute of Geography of the Academy of Sciences of the USSR, 1952, Issue 49, pp. 18–22.

13. Glazovsky N. F. Zlobina A. I., Uchvatov V. P. *Himicheskij sostav snezhnogo pokrova nekotoryh rajonov Verhneokskogo bassejna* (Chemical composition of snow cover in some areas of the Upper Oka basin), Regional environmental monitoring (on the example of the Upper Oka basin). Moscow: Nauka. 1983, pp. 67–86.

14. Glinka N. L. *Obshchaya himiya: uchebnoe posobie dlya vuzov* (General chemistry: textbook. allowance for universities). Leningrad: Chemistry, 1987, 704 p.

15. Gurtovaya E. E. *Nekotorye voprosy temperaturnogo rezhima snezhnogo pokrova. Rol' snezhnogo pokrova v prirodnyh processah* (Some questions of the temperature regime of the snow cover. The role of snow cover in natural processes). Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1961, pp. 121–131.

16. Deryagin B. V., Kiseleva O. A., Sobolev V. D., Churaev N. V. *Techenie nezamerzayushchej vody v poristyh telah. Voda v dispersnyh sistemah* (The flow of non-freezing water in porous bodies. Water in disperse systems). Moscow: Chemistry, 1989, pp. 101–116.

17. Elpatievskiy P. V. *Himicheskij sostav snegovyh vod i ego izmenenie tekhnogennymi faktorami* (Chemical composition of snow waters and its change by technogenic factors), Geochemistry of the hypergenesis zone and human technical activity. Vladivostok, 1976, pp. 45–63.

18. Kasimov N. S., Vlasov D. V., Kosheleva N. E., Nikiforova E. M. *Geohimiya landshaftov Vostochnoj Moskvy* (Geochemistry of landscapes of Eastern Moscow). Moscow: APR, 2016, 276 p.

19. Kvilividze V. I., Kiselev V. F., Ushakova L. A. *O sushchestvovanii kvazizhidkoj plenki na poverhnosti l'da* (On the existence of a quasi-liquid film on the surface of ice), Reports of the Academy of Sciences of the USSR. 1970, V. 191, No. 5, pp. 1125–1127.

20. Kolomyts E. G. *Teoriya evolyucii v strukturnom snegovedenii* (The theory of evolution in structural snow science). Moscow: Geos, 2013, 482 p.

21. Kolotov B. A., Kiseleva E. A., Rubeykin V. Z. *K voprosu o vtorichnom rasseyanii rudnyh mestorozhdenij* (On the issue of secondary dispersion of ore deposits), Geochemistry. 1965, No. 7, pp. 878–880.

22. Kuzmin P. P. *Fizicheskie svojstva snezhnogo pokrova* (Physical properties of snow cover). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957, 179 p.

23. Moskovchenko D. V., Pozhitkov R. Yu., Soromotin A. V. *Geohimicheskaya harakteristika snezhnogo pokrova g. Tobol'sk* (Geochemical characteristics of the snow cover in Tobolsk town). Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources. 2021, V. 332, No. 5, pp. 156–169. DOI 10.18799/24131830/2021/05/3195.

24. Okudzhava A. M. *Teploprovodnost' vlazhnogo snega. Sneg i talye vody* (Thermal conductivity of wet snow. Snow and melt water). Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1956, pp. 22–30.

25. Patent 2411487 Russian Federation, MPK8 G01N1/04 (2006.01). (2011) *Snegootbornik Tentyukova* (Snow blower Tentyukov) / Tentyukov M.P.; applicant and patent holder Institute of Biology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences — No. 2009131266/05; dec. 08.17.2009; publ. 02.10.2011; Bull. No.4. 10 p. URL: https://ib.komisc.ru/files/innov/2411487.pdf. (date of access: 19.02.2022).

26. Pogrebnyak Yu. F., Tatyankina E. M., Tolochko V. V. *Oreoly rasseyaniya zolota v snezhnom pokrove na poverhnosti rudoproyavleniya* (Halos of gold dispersion in snow cover on the surface of an ore occurrence). Report. Academy of Sciences of the USSR, 1979, V. 245, No. 4, pp. 953–955.

27. Richter G. D. *Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskom processe* (The role of snow cover in the physical and geographical process). Proceedings of the Institute of Geography of the Academy of Sciences of the USSR. Issue. 40. Moscow-Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1948, 171 p.

28. Savitsky A. N. *Zamerzanie i plavlenie vody v steklyannyh kapillyarah* (Freezing and melting of water in glass capillaries). colloid magazine, 1968, V. 30, No. 1, pp. 119–123.

29. Stadnik E. V., Mogilevsky G. A., Bogdanova V. M., Telegina Z. P., Yurin G. A., Ton M. S., Oborin A. A., Lapchinskaya L. V., Lieberman G. .I., Sedykh L. A. *Neftegazopoiskovaya gazobiohimicheskaya s"emka po snezhnomu pokrovu* (Oil and gas prospecting gas-biochemical survey on the snow cover). News of higher educational institutions: Geology and exploration, 1978, No. 3, pp. 81–92.

30. Stepanov, I. N. *Snezhnyj pokrov i formirovanie pochv* (Snow cover and soil formation). Eurasian Soil Science. 1962, No. 3, pp. 44–51.

31. Fedoseeva V. I., Fedoseev N. F. *Sorbciya molibdat-anionov kvazizhidkoj plenkoj na poverhnosti dispersnogo l'da*

(Sorption of molybdate anions by a quasi-liquid film on the surface of dispersed ice). Colloid magazine, 2010, V. 72, No. 4, pp. 574–576.

32. Fedoseeva V. I. *Fiziko-khimicheskiye zakonomernosti migratsii khimicheskikh elementov v merzlykh gruntakh i snege* (Physical and chemical regularities of migration of chemical elements in frozen soils and snow). Yakutsk: Publishing House of the Institute of Permafrost Science of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2003, 138 p.

33. Firtz S., Armstrong R. L., Duran I., Ethevy P., Greene I., McClung D. M., Nishimura K., Satyawali P. K., Sokratov S. A. *Mezhdunarodnaya klassifikaciya dlya sezonno-vypadayushchego snega (rukovodstvo k opisaniyu snezhnoj tolshchi i snezhnogo pokrova)* (International Classification for Seasonally Falling Snow (Guidelines for Describing Snow Thickness and Snow Cover)). Materials of glaciological studies, 2012, No. 2, 80 p.

34. Hobbs P.V. Ice physics. Oxford: University Press, 1974, 495 p.

35. Salo H., Berisha A. K., Mäkinen J. Seasonal comparison of moss bag technique against vertical snow samples for monitoring atmospheric pollution. Journal of Environmental Sciences, 2016, V. 41, P. 128–137. URL: https://doi.org/10.1016/j.jes.2015.04.021 (Date of access: 11.18.2021).

36. Sobolev I. S., Gavrilov R. Yu., Isupova A. A., Khvashchevskaya A. A., Tolkachev O. S., Baranovskaya N. V., Soboleva N. P. Geochemical studies of snow over mineral accumulations under conditions of their overlap by sedimentary rocks of the platform cover. Journal of Geochemical Exploration, 2022, V. 234, N 3. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106940.

37. Taivalkoski A., Sarala P., Lahaye Y., Lukkari S., Sutherland D. Snow in mineral exploration — Examples and practices in glaciated terrain. Journal of Geochemical Exploration, 2019, V. 200, N 5, P. 1–12. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.01.006.

Поступила в редакцию / Received 04.04.2022

Юшкинские чтения — 2022

Сыктывкар — значимая точка для минералогической карты всего мира

Yushkin Readings — 2022

Syktyvkar — a significant point for mineralogical world map

The Russian conference with international participation «Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy» (Yushkin Readings — 2022) was held on the basis of the Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin Komi SC UB RAS from May 18 to May 20, 2022

Российская конференция с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения—2022) проходила на базе Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН с 18 по 20 мая 2022 года.

За годы проведения Юшкинских чтений конференция стала традиционным местом обсуждения современных проблем минералогии «во всем пространстве этого слова». Программа конференции охватывает темы от теоретических и экспериментальных основ до применения принципов науки для решения прикладных задач, стоящих перед современной геологией, географией, материаловедением, физикохимией твердого тела, микробиологией и биоминерализацией.



Открыли конференцию приветственными словами академик А. М. Асхабов, президент Российского минералогического общества член-корр. С. В. Кривовичев, и.о. директора ФИЦ Коми НЦ УрО РАН А. Г. Шеломенцев, директор Института геологии И. Н. Бурцев, научный руководитель ВИМС, председатель Российского геологического общества Г. А. Машковцев, заместитель начальника Департамента по недропользованию по Северо-Западному федеральному округу, на континентальном шельфе и в Мировом океане по Республике Коми М. Б. Тарбаев. Профессор Б. И. Пирогов и д. г.-м. н. В. А. Попов передали онлайн-привет участникам, отметив широкую постановку предмета научного дискурса и ее междисциплинарность, и пожелали всем крепкого «минералогического» здоровья.

Научная часть конференции началась с пленарных докладов. Ее открыл академик А. М. Асхабов, который рассказал о роли академика Н. П. Юшкина в становлении концепции неклассического роста кристаллов, а также уделил внимание своим идеям, в частности, кватаронной концепции неклассического роста кристаллов. Член-корр. РАН С. В. Кривовичев сделал обобщающий доклад в области кристаллохимии силикатов, представив возможные варианты сочетаний 6-, 5- и 4-координированного кремния. Эстафета была передана д. г.-м. н. В. И. Ракину, специалисту в области экспериментального моделирования, представившего доклад о флуктуационной модели роста кристаллов. Вторая часть утреннего заседания началась с доклада профессора Г. А. Машковцева «Проблемы и перспективы освоения редкометалльных месторождений». Далее выступали: профессор В. В. Щипцов с соавторами (ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск) — «К истории исследований и освоения графитовых руд Фенноскандинавского щита»; профессор Ю. Л. Войтеховский (Горный университет, Санкт-Петербург) — «Неожиданная методологическая параллель»; член-корр. РАН В. Л. Яковлев (ИГД УрО РАН, Екатеринбург) — «О необходимости проведения междисциплинарных исследований по оценке минерально-сырьевых ресурсов Республики Коми и разработке стратегии их освоения». Нужно отметить, что после временной изоляции, связанной с пандемией, всем участникам хотелось представить результаты и пообщаться лично, что приводило к увеличению времени доклада. Председатели секций шли навстречу и давали им такую возможность.



Очное участие в работе конференции приняло более 120 специалистов из академических организаций, отраслевых научно-исследовательских институтов и высших учебных заведений, производственных орга-



низаций Сыктывкара, Москвы, Санкт-Петербурга, Черноголовки, Петрозаводска, Апатитов, Махачкалы, Ухты, Казани, Перми, Миасса, Екатеринбурга, Томска, Иркутска, Благовещенска и Ташкента (Узбекистан). За три дня конференции было заслушано 58 докладов, в том числе 8 докладов онлайн. Также работала стендовая сессия, в которой было продемонстрировано 26 докладов. Заочное участие приняли более трехсот специалистов из России, Индии, Таджикистана, Белоруссии, Венгрии, Узбекистана, Китая. Сборник материалов включил более 160 докладов, которые в электронном виде доступны на сайте Института геологии по ссылке https://geo.komisc.ru/science_results/scientific-publication/proceedingof meetings/meetings/2022-2/987-yushkinskie-chteniya-2022. Конференция также транслировалась в интернете, запись конференции доступна на ресурсе https://www.youtube.com/watch?v=9VCLSrfv0j0.

На третий день в рамках конференции была организована культурная программа. Гостям предложили пешую экскурсию по Сыктывкару. Интерес к Сыктывкару пересилил даже погоду, которая в тот день «порадовала» холодом и снегом. После прогулки гости отогрелись в стенах Института геологии на экскурсии по Геологическому музею им. А. А. Чернова. Ирина Сергеевна Астахова, руководитель музея, оказала радушный прием и провела презентацию действующих экспозиций. Экскурсия по музею была настолько обширной, что отведенного часа было мало. Председателю конференции Асхабу Магомедовичу Асхабову пришлось выделить дополнительное время и дать четкие указания: «Через 30 минут и ни минутой позже мы начинаем наше вечернее заседание».

Послеобеденная часть последнего дня конференции была отведена пленарным докладам. Доклад д. г.-м. н. С. К. Кузнецова, к. г.-м. н. И. Н. Бурцева (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), к. г.-м. н. М. Б. Тарбаева затронул острые дискуссионные вопросы запасов минерально-сырьевых ресурсов рудных полезных ископаемых Российского Севера, и в первую очередь воспроизводства минерально-сырьевой базы, соотношения запасов, объемов добычи и прироста запасов. Был подчеркнут вывод о недостаточном внимании, уделяемом разведке новых месторождений. Доклад интернационального коллектива авторов (соавторы Shiyoung Sun, E. Kurovics), представленный д. г.-м. н. О. Б. Котовой (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), был посвящен созданию материалов из минерального сырья на примере минералов глин, принципам выбора эффективных технологий в рамках развития минералогического геоматериаловедения, сформулированного академиком Н. П. Юшкиным как новое научное направление в 2010 году на Всероссийском минералогическом семинаре. Д. г.-м. н. Е. А. Голубев подробно рассмотрел физико-химические особенности природного sp2-аморфного углерода и перспективы исследований. Была отмечена необходимость быть предельно внимательным в интерпретации результатов рамановской спектроскопии в отношении шунгитоподобных sp2-разупорядоченных форм углерода.

Во время конференции был подписан меморандум (соглашение о научно-техническом сотрудничестве) между Федеральным исследовательским центром «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» и Университетом геологических наук (Республика Узбекистан, г. Ташкент).

В рамках конференции также прошло заседание бюро Комиссии по технологической минералогии РМО, на котором были утверждены время и место проведения IX Российского семинара по технологической минералогии. Семинар состоится 17–18 мая 2023 года в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск).

В завершение конференции был показан фильм «Путь длиною в жизнь», созданный на основе кино- и фотодокументов из архива академика Н. П. Юшкина. В итоговой дискуссии участниками совещания был отмечен высокий уровень «Юшкинских чтений — 2022» и необходимость дальнейшего проведения мероприятий аналогичного научного уровня в Сыктывкаре.

Ученый секретарь конференции
к. г.-м. н. И. А. Перовский
Фото А. В. Понарядова

«Минералогия во всем пространстве сего слова»
«Mineralogy in all the space of this word»

On April 5—6, 2022, the 14th Russian seminar «Technological mineralogy in assessing the quality of natural and technogenic mineral raw materials» was held at VIMS, organized by the Commission for Technological Mineralogy of the Russian Mineralogical Society, the Fedorovsky All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Raw and the Institute of Geology of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences.

5–6 апреля 2022 года в ФГБУ «ВИМС» прошел XIV Российский семинар «Технологическая минералогия в оценке качества минерального сырья природного и техногенного происхождения», организованный комиссией по технологической минералогии Российского минералогического общества, Всероссийским научно-исследовательским институтом минерального сырья им. Н. М. Федоровского и Институтом геологии Карельского научного центра РАН.

В работе семинара приняли участие более 80 человек — специалисты организаций Роснедра, институтов и научных центров РАН, высших учебных заведений, коммерческих компаний из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Сыктывкара, Екатеринбурга, Уфы, Красноярска, Иркутска.

Научная программа семинара включала три основных направления: технологическую минералогию в решении проблем комплексной и экологически безопасной переработки минерального сырья; использование современных методов и подходов в исследованиях минерального состава твердых полезных ископаемых и перспективы интенсификации технологии обогащения минерального сырья и минералого-технологическую оценку нетрадиционных полезных ископаемых, по которым было сделано 29 устных докладов, в том числе 6 докладов в режиме ВКС и 3 стендовых доклада.

В пленарных докладах было показано современное состояние прикладных минералогических исследований при переработке твердых полезных ископаемых, освещены проблемы, с которыми сегодня сталкиваются минералоги. Уделено внимание минералого-технологическим особенностям различных видов полезных ископаемых, в том числе техногенного происхождения, определяющим технологии их переработки. В современных условиях, основываясь на достоверных максимально полных минералогических данных, необходимо создавать экологически безопасные технологии комплексной переработки труднообогатимого минерального сырья на основе комбинирования эффективных методов обогащения с пиро- и гидрометаллургией.

На семинаре прозвучали доклады по минералогическому материаловедению и экологической минералогии, направлениям технологической минералогии, которые сегодня интенсивно развиваются. Рассмотрены вопросы экологической безопасности и утилизации горнопромышленных отходов, представляющих серьезную угрозу природным экосистемам.



Практический интерес представляли доклады молодых ученых, посвященные минералогическим вопросам исследования руд конкретных объектов. Сложность морфоструктурного состава современных полезных ископаемых требует новых подходов к их минералогическому изучению, комплексированию физических методов анализа, что также нашло отражение в докладах.

Полные тексты статей будут опубликованы в сборнике статей XIV Российского семинара по технологической минералогии.

Председатели семинара:
д. г.-м. н. В. В. Щипцов,
д. г.-м. н. Е. Г. Ожогина

Редакторы издательства:
О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:
Р. А. Шуктомов

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 29.06.2022. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 5. Тираж 140. Заказ 1185. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). *Редакция, издательство, типография:* издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. *Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта:* vestnik@geo.komisc.ru
На обложке использованы фото А. Соболевой, Ю. Глухова, В. Салдина, К. Романова.