

Vestnik of Geosciences
Вестник геонаук

Октябрь
October
2022,
№ 10 (334)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
The journal is published under the research and methodological guidance of the RAS Department of Earth Sciences

Главный редактор *А. М. Асхабов*

Зам. главного редактора *И. Н. Бурцев*

Зам. главного редактора *О. Б. Котова*

Ответственный секретарь *И. В. Козырева*

Редакционный совет

Л. Н. Андреичева, Сыктывкар, Россия
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, Апатиты Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
В. А. Жемчугова, Москва, Россия
А. В. Журавлев, Сыктывкар, Россия
В. А. Каширцев, Новосибирск, 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
Д. В. Пономарев, Сыктывкар, 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

L. N. Andreicheva, Syktyvkar, Russia
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, Apatity, Russia
A. D. Gvishiani, Moscow, Russia
V. A. Zhemchugova, Moscow, Russia
A. V. Zhuravlev, Syktyvkar, Russia
V. A. Kashirtcev, Novosibirsk, 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. V. Osovetsky, Perm, Russia
Yu. F. Patrakov, Kemerovo, Rassia
I. V. Pekov, Moscow, Russia
D. V. Ponomarev, Syktyvkar, Russia
V. N. Puchkov, Yekaterinburg, Rassia
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 (2021) – **0.414**

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 (2021) — **0.414**

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание

Content

Научные статьи

Scientific articles

Геолого-плотностные модели глубинного строения в районе локальных гравитационных аномалий севера Волго-Уральской антеклизы
Н. В. Конанова 3

Углеводороды-биомаркеры и палинологическая характеристика торфа Мезенско-Вычегодской равнины
Н. С. Бурдельная, Ю. В. Голубева, Д. А. Бушнев 11

Эволюция источников золота в процессе формирования золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии)
А. В. Кокин, Р. В. Кравцов 23

Палеогеографические обстановки осадконакопления в родионовское межледниковье в верхнем течении р. Сейды (по данным палинологического и диатомового методов)
Т. И. Марченко-Вагапова 36

Проблема асбеста с позиции прикладной минералогии
В. Е. Жукова, Ю. М. Астахова, Н. А. Сычева, Ю. Н. Шувалова, О. А. Якушина 42

Геохимическая активность снега и послойная изменчивость изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) в снежной толще в условиях разной запыленности приземной атмосферы
М. П. Тентюков, Б. Д. Белан, В. П. Лютоев, К. А. Шукуров, Г. А. Ивлев, Д. В. Симоненков, М. Ю. Аршинов, А. В. Фофонов, В. И. Михайлов, В. С. Бучельников 49

Deep structure geo-density models in the area of local gravitational anomalies in the north of the Volga-Ural Anteclise
N. V. Konanova 3

Hydrocarbons-biomarkers and palynological characteristics of peat of the Mezen-Vychegda plain
N. S. Burdelnaya, Y. V. Golubeva, D. A. Bushnev 11

Evolution of gold sources in the process of formation of gold deposits (evidence from Eastern Yakutia)
A. V. Kokin, R. V. Kravtsov 23

Paleogeographic conditions of sedimentation in the Rodionov interglacial period in the upper reaches of the Seyda River (according to palynological and diatom methods)
T. I. Marchenko-Vagapova 36

The problem of asbestos from the standpoint of applied mineralogy
V. E. Zhukova, Yu. M. Astakhova, N. A. Sycheva, Yu. N. Shuvalova, O. A. Yakushina 42

Geochemical activity of snow and layer-by-layer variability of the isotope ratio ($\delta^{18}O$) in the snow mass under conditions of the different surface atmosphere dustiness
M. P. Tentyukov, B. D. Belan, V. P. Lyutoev, K. A. Shukurov, G. A. Ivlev, D. V. Simonenkov, M. Yu. Arshinov, A. V. Fofonov, V. I. Mikhailov, V. S. Buchelnikov 49

Хроника, события, факты. История науки

Chronicle, events, facts. History of Science

Фотографии А. А. Чернова и В. А. Варсанофьевой в архиве Д. П. Григорьева 63

XXXVI Черновские чтения 64

The photos of A. A. Chernov and V. A. Varsanofyeva in the archive of D. P. Grigoriev 63

The 36th Chernov Readings 64

Правила оформления статей

Vestnik article Formatting

geo.komisc.ru/vestnik/authors

УДК 550.83 DOI:10.19110/geov.2022.10.1

Геолого-плотностные модели глубинного строения в районе локальных гравитационных аномалий севера Волго-Уральской антеклизы

Н. В. Конанова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *konanova@geo.komisc.ru*

При проведении детализационных геолого-геофизических исследований на юге Республики Коми обнаружены интенсивные локальные гравиметрические аномалии (Фроловская, Четдинская, Локчимская, Кынмемтыла и другие), перспективные на предмет обнаружения тел основного (ультраосновного?) состава [8, 9].

В пределах этих аномалий создана база данных XYZ (снятых и экстраполированных) в условных единицах поля силы тяжести и их прямоугольных координат в программе Microsoft EXCEL, насчитывающая более 1600 значений, а создание по ним файлов в формате grid составило основу для проведения расчетов в программе Golden Software SURFER с целью построения моделей глубинного строения. В результате интерпретации поля силы тяжести построены геолого-геофизические модели глубинного строения Фроловской, Четдинской и Локчимской локальных гравитационных аномалий повышенной интенсивности разного знака.

Ключевые слова: *аномальное поле силы тяжести, глубинное строение, ортогональные разломные зоны.*

Deep structure geo-density models in the area of local gravitational anomalies in the north of the Volga-Ural Anteclise

N. V. Konanova

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

Detailed geological and geophysical studies discovered intensive local gravimetric anomalies (Frolovskaya, Chetdinskaya, Lokchimskaya, Kynmemtila and others) in the south of the Komi Republic, which were promising for the discovery of bodies of the basic (ultrabasic ?) composition in the production of geological and geophysical works [8, 9].

Within them, a database of XYZ (recorded and extrapolated) in arbitrary units of the gravity field and their rectangular coordinates was created in the Microsoft EXCEL program, with more than 1600 values, and formed grid files, based on them, formed the basis for calculations in the Golden Software SURFER program for constructing models of the deep structure. As a result of the interpretation of the gravity field, geological and geophysical models of the deep structure of the Frolovskaya, Chetdinskaya and Lokchimskaya local gravity anomalies of increased intensity of different signs were built.

Keywords: *anomalous gravity field, deep structure, orthogonal fault zones.*

Введение

На северо-восточной окраине Русской плиты в результате интерпретации карт потенциальных полей различных масштабов, космогеологических карт, карт разломной тектоники, а также при изучении особенностей глубинного строения консолидированной коры, литосферной и подлитосферной верхней мантии по геологическим и геофизическим данным идентифицированы две системы глубинных ортогональных разломов — меридионально-широтная (С-Ю, З-В) и диагональная (СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ) [8]. Максимально интенсивно в геолого-геофизических полях проявляется диагональная Зимнебережно-Красновишерская линейная система глубинных разломов СВ-ЮЗ простирания, в пределах которой выявлены узлы пересечения ортогональных систем разломов: Зимнего Берега, Вашкинского и Зимстанского (рис. 1), возможно обладающих близкими минерагеническими характеристиками.

Интенсивные локальные гравитационные аномалии (Фроловская, Четдинская, Локчимская, Кынмемтыла и другие) обнаружены вблизи Зимстанского узла пересечения ортогональных разломов в области тройного сочленения структур первого порядка Кировско-Кажимского прогиба, Коми-Пермяцкого свода и Вычегодского прогиба [10, 11, 15], осложненных присутствием высоконамагниченных пород Локчимского «траппового» поля [2, 16]. Локальные гравитационные аномалии могут быть перспективны на предмет обнаружения тел основного (щелочно-ультраосновного ?) состава при производстве геолого-геофизических работ в этом регионе (рис. 2).

Нами были проведены полевые рекогносцировочные геолого-геофизические работы и шлиховое опробование на выявленной Фроловской локальной аномалии поля силы тяжести. В результате проведенных исследований обнаружен куст локальных магнитных аномалий, обогащенный неокатанными хромшпинелидами идеального октаэдрического габитуса, содержание Cr_2O_3 в некоторых из них превышает 64 % [9, 12]. А на периферии интенсивной Четдинской гравитационной аномалии в результате рекогносцировочных полевых геолого-геофизических изысканий открыта Четдинская радоновая аномальная область, со-

Для цитирования: Конанова Н. В. Геолого-плотностные модели глубинного строения в районе локальных гравитационных аномалий севера Волго-Уральской антеклизы // Вестник геонаук. 2022. 10(334). С. 3–10. DOI: 10.19110/geov.2022.10.1

For citation: Konanova N. V. Deep structure geo-density models in the area of local gravitational anomalies in the north of the Volga-Ural Anteclise. 2022, 10(334), pp. 3–10, doi: 10.19110/geov.2022.10.1

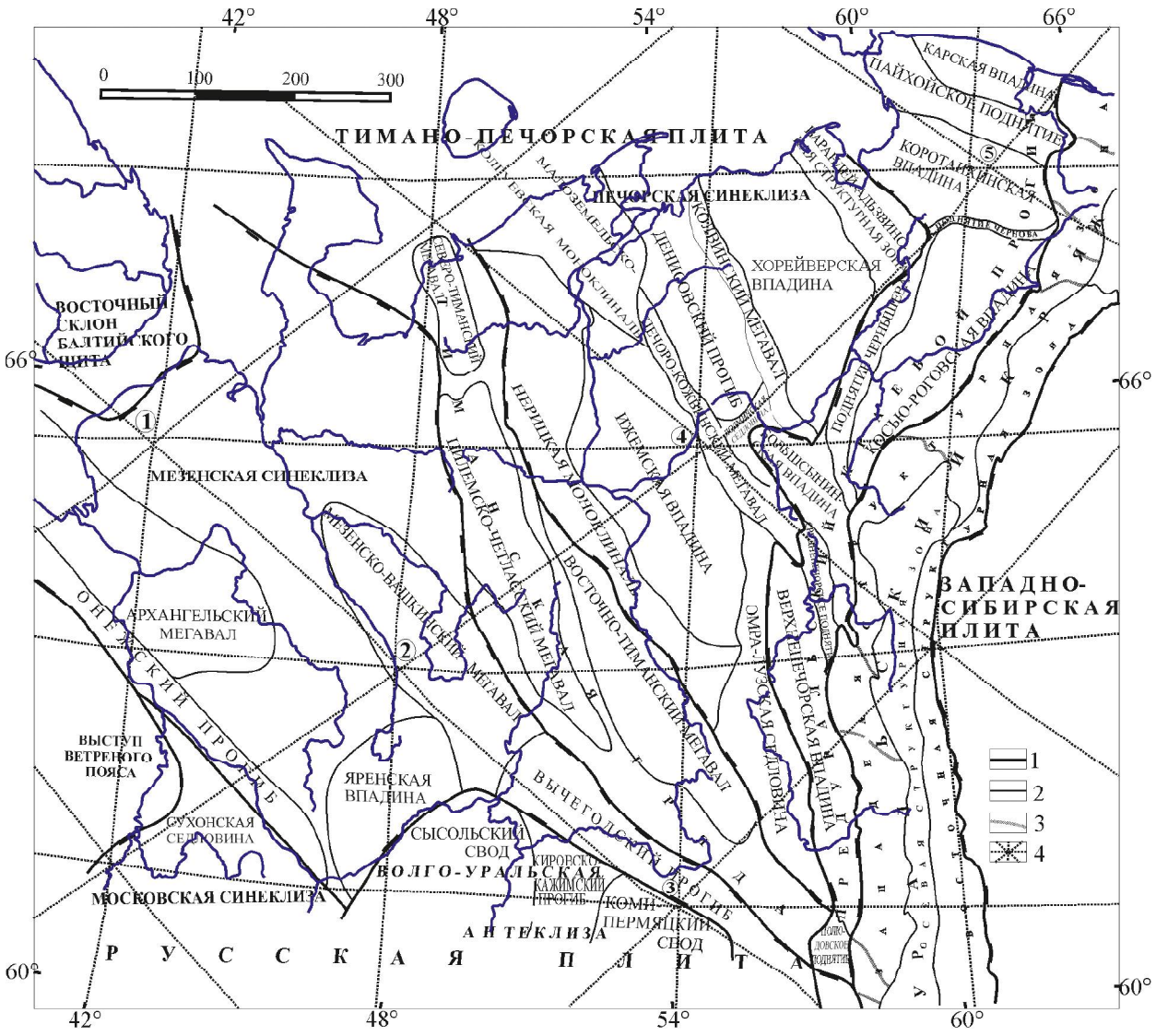


Рис. 1. Глубинные системы разломных зон и узлы их пересечения на Европейском Севере России [4—8, 10, 11, 13 и др].

Условные обозначения: тектонические границы структур: 1 — надпорядковых; 2 — I порядка; 3 — поперечных структур Урала; 4 — разломные зоны и узлы их пересечений (цифры в кружках): 1 — Зимнебрежный, 2 — Вашкинский, 3 — Зимстанский, 4 — Ижма-Печорский, 5 — Коротаихинский

Fig. 1. Deep systems of fault zones and nodes of their intersection in the European north of Russia [4—8, 10, 11, 13, etc.].

Legend: tectonic boundaries of structures: 1 — supra-order; 2 — I order; 3 — transverse Urals; 4 — fault zones and nodes of their intersections (numerals in circles): 1 — Zimnebrezhny, 2 — Vashkinsky, 3 — Zimstansky, 4 — Izhma-Pechora, 5 — Korotaikhinsky

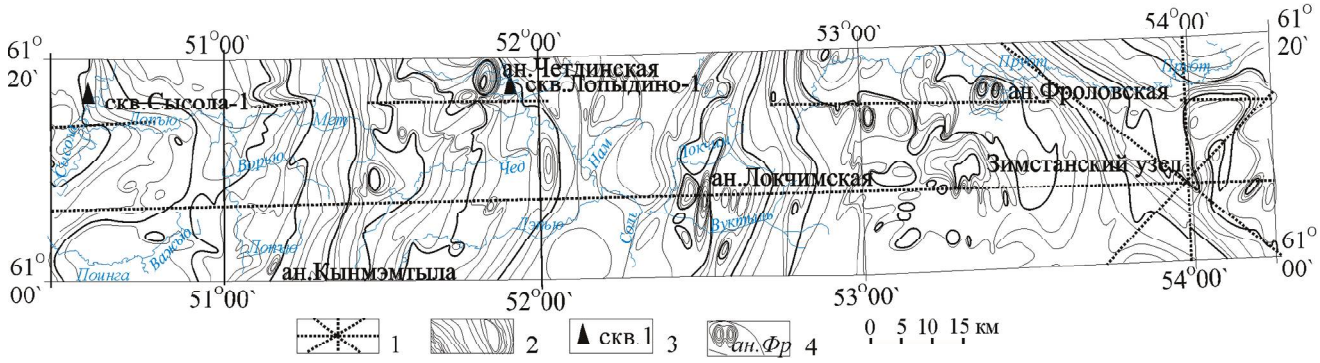


Рис. 2. Схема размещения локальных гравитационных аномалий на юге Республики Коми.

Условные обозначения: 1 — глубинные разломы и узел их пересечений; 2 — гравитационные аномалии [3]; 3 — параметрические скважины; 4 — локальные аномалии гравиметрического поля

Fig. 2. Scheme of location of local anomalies of the gravity field in the south of the Komi Republic.

Legend: 1 — faults and node of their intersections; 2 — gravity field anomalies [3]; 3 — parametric wells; 4 — local anomalies of the gravimetric field

поставимая с данными по объемной активности радона в пределах известного радиевого промысла пос. Водный Ухтинского района Республики Коми [14].

Совершенно очевидно, что северная часть Волго-Уральской антеклизы Русской плиты в условиях практически полного отсутствия сейсмических профилей требует проведения специализированных комплексных научно-исследовательских работ и детальных геолого-геофизических изысканий. Преимущество проведения исследований по переинтерпретации гравиметрических данных состоит в том, что с их помощью можно предварительно, перед производством геолого-разведочных работ, извлекать важную геологическую информацию о глубинных структурах в тех регионах, где отсутствуют и не планируется проведение сейсмических профилей. Поэтому нами была предпринята попытка гравитационного зондирования путем последовательного исключения аномальных составляющих из наблюденного поля с целью построения глубинных плотностных разрезов.

Методика исследований

При интерпретации гравитационных данных использовались гравиметрические карты в редукции Буге (поле силы тяжести V_z) 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 масштабов [3], по которым решались задачи обнаружения плотностных неоднородностей в осадочном чехле и верхах консолидированной земной коры, а также структурно-тектонического районирования исследуемой территории. Рациональная методика интерпретации гравитационного поля заключалась в создании системы взаимодополняющих вычислительных функций в программе Golden Software SURFER, применение которых приводит к извлечению максимума информации об особенностях глубинного строения региона исследований в виде геолого-плотностного разреза при минимуме исходных априорных данных (поле силы тяжести V_z).

В первую очередь применялась операция простого среднеарифметического осреднения с шагом 1 км в скользящем окне 11×11 или 15×15 в центре палетки для вычисления регионального фона ($V_{z\ рф}$). Размер окна палетки определялся размерами объектов исследований. Далее вычислялись локальные гравитационные аномалии ($V_{zлок}$) путем исключения региональной составляющей из исходного наблюденного поля. Разница между наблюденным значением поля в центре палетки и региональным фоном и есть локальная аномалия, которая применялась при построении плотностного разреза. В дальнейшем остаточные и региональные аномалии вновь подвергались компьютерной обработке и использовались для изучения более глубоких горизонтов. Увеличение глубины исследований происходило за счет проведения операций с остаточными аномалиями путем проведения аналогичных расчетов по вычислению регионального фона и локальных аномалий на уровне в 1—10 км, по которым построены сечения аномальных объектов и произведено районирование территории. Таким образом автором осуществлялся принцип последовательного исключения аномальных составляющих из наблюденного (остаточного) поля при интерпретации гравитационного поля при помощи математического аппарата программы Golden Software SURFER.

Вертикальные и горизонтальные производные первого (V_{zz} и V_{zx}) и второго порядков (V_{zzz} и V_{zxx}) рассчитывались для оконтуривания блоков с различными значениями плотности пород по площади и в разрезе, что позволило более корректно интерпретировать гравиметрические данные при районировании территории. Известно, что точки перехода через ноль вторых производных и экстремумы первых производных отражают границы блоков и разломные зоны. Проводилось построение плотностных границ по градиентам первого и второго порядков, а также по вычисленным локальным аномалиям, обусловленным влиянием аномальных масс с повышенными и пониженными значениями плотности.

Результаты исследований и обсуждение

В геологическом строении северо-восточной окраины Волго-Уральской антеклизы и примыкающей к ней юго-западной части Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы участвуют два структурно-формационных этажа. Нижний структурно-формационный этаж кристаллического фундамента Русской плиты сложен метаморфизованными породами архея и нижнего протерозоя. AR-PR_1 фундамент на Волго-Уральской антеклизе залегает на глубине 1.8—3.5 км, а в соседнем Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы — 3.5—4.5 км и более. Верхний структурно-формационный этаж представлен породами осадочного чехла рифейско-вендского, девонского, каменноугольного и пермского возрастов, перекрытыми четвертичными отложениями [1, 10, 11, 15]. При построении геолого-плотностных разрезов наиболее явственно проявляется граница AR-PR_1 кристаллического фундамента, обладающая повышенными значениями аномальной плотности, а в осадочном чехле не менее отчетливо прослеживаются еще две границы, связанные с кровлей R—V и пермских (?) отложений.

Ранее нами проводилась детализация поля силы тяжести в редукции Буге вдоль простирания широтного разлома и локализация месторасположения Зимстанского узла. Субширотный разлом достаточно уверенно трассируется по геофизическим данным потенциальных полей, но наиболее четко данный разлом прослеживается по космогеологической карте. На детализационной полосе были обнаружены Фроловская, Четдинская, Локчимская, Кынмемтыла и другие интенсивные локальные гравитационные аномалии разного знака, имеющие небольшие размеры в поперечнике (2—4 км) [8]. В пределах аномалий произведена интерпретация поля силы тяжести, результаты интерпретации приведены в данной статье.

Фроловская локальная гравитационная аномалия располагается вблизи Зимстанского узла пересечения систем ортогональных глубинных разломов. Именно здесь фиксируется область тройного сочленения структур Кировско-Кажимского прогиба и Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, которая еще более усложняется присутствием высокомагнитных пород Локчимского траппового поля. В блоковой структуре архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента Русской плиты площадь участка расположена в зоне краевых дислокаций северо-восточной окраины

Волго-Уральской антеклизы. По структурам осадочного чехла она приурочена к юго-восточному крылу Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы, располагаясь на северо-восточном борту Кировско-Кажимского прогиба или на склоне Коми-Пермяцкого свода (рис. 1).

Форма Фроловской аномалии напоминает вид подковы (3×3.5 км) с двумя интенсивными, до 24 мГал, максимумами (1×2 км). Разломы в пределах аномальной зоны представлены субширотными, субмеридиональными и диагональной (СЗ-ЮВ) системами разрывных нарушений (рис. 3, a), полученными в результате комплексной интерпретации производных первого и второго порядков. Плотностной разрез (рис. 3, b) пересекает два эпицентра подковообразной аномалии с максимальными значениями поля силы тяжести строго с запада на восток. Длина его составляет 16 км, а глубина исследований достигает 7 км. Расчеты показали, что Фроловская гравиметрическая аномалия расположена между двух систем разломов глубокого заложения субвертикального простирания.

Удалось идентифицировать и проследить вдоль профиля поведение поверхности кристаллического AR-PR_1фундамента, который залегает здесь на глубине от 2.1 до 3.5 км. В зоне восточной системы разломов наблюдается потеря корреляции границы фундамента, вероятно, математический аппарат расчетов производных не справился со сложными геологическими условиями на этом участке профиля, поскольку именно здесь располагается зона краевых дислокаций Волго-Уральской антеклизы и ее сочленение с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы.

Аномалеобразующие объекты Фроловской локальной аномалии поля силы тяжести располагаются в пределах осадочного чехла, ограничиваются вертикальными разломами корового заложения и поверхностями двух выявленных геоплотностных границ внутри осадочного чехла, связанных с кровлей R—V и, вероятно, пермских отложений. Но их инверсионный характер простирания в разрезе и незначительные, до 800 м, мощности в эпицентре двух интенсивных положительных гравитационных аномалий против 1700 м в центральной части «подковы» с пониженными значениями поля позволяют сделать вывод о том, что осадочные породы внутри этого интервала разреза, вероятно, содержат элементы пород основного (ультраосновного) состава.

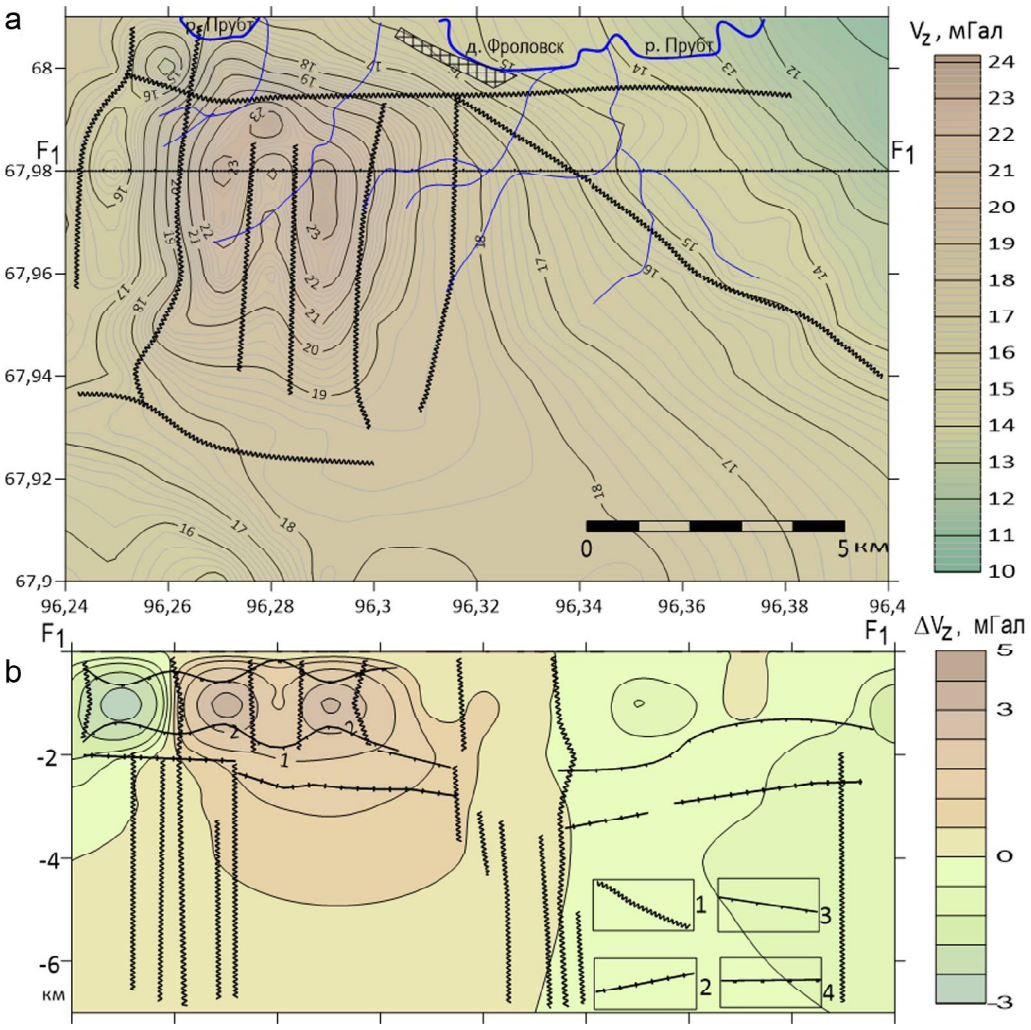


Рис. 3. Результаты интерпретации поля V_z, Фроловский участок (a); геоплотностной разрез по линии профиля F_1 (b).
Условные обозначения: 1 — разломы, 2 — кровля AR-PR_1 фундамента, 3 — кровля R—V-отложений, 4 — кровля P_2 (?) комплекса

Fig. 3. Results of interpretation of the V_z field, Frolovsk area (a); b — geodensity section along the F_1 profile line (b).
Legend: 1 — faults, 2 — top of the AR-PR_1 basement, 3 — top of the R—V-deposits, 4 — top of the P_2(?) complex

Видимо, домезозойский внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы, выявленный ранее по результатам высокоточной аэромагнитной съемки [2, 16], находит отражение и по результатам интерпретации гравиметрического поля Фроловской локальной аномалии в зоне тройного сочленения тектонических структур.

Четдинская локальная изометричная аномалия поля силы тяжести расположена в пределах восточного борта Кировско-Кажимского прогиба в поле развития полосовых аномалий гравитационного поля (рис. 1, 2), вытянутых в меридиональном направлении. Аномалия в плане имеет грушевидную форму (4×4 км) с одним интенсивным максимумом (1.5×1.5 км). Разломы по гравиметрическим данным в пределах аномальной зоны представлены субширотными и субмеридиональными системами разрывных нарушений (рис. 4, a).

Плотностной разрез (рис. 4, b) пересекает аномалию с юго-запада на северо-восток. Длина его составляет 18.5 км, а глубина исследований — 10 км. Поверхность кристаллического AR—PR_1-фундамента залегает здесь, по гравиметрическим данным, на глубине от 2.2 до 2.8 км. Удалось идентифицировать и проследить вдоль профиля еще две плотностные границы внутри осадочного чехла, связанные с кровлей R—V и, вероятно, пермских отложений. В зоне юго-западной системы разломов наблюдается потеря корреляции этих гравиактивных границ в верхней части разреза.

Аномалеобразующие объекты располагаются здесь глубже, чем в районе Фроловской аномалии, в поле развития рифейско-вендских отложений осадочного чехла, ограничиваются вертикальными разломами глубинного заложения. Именно здесь, в области наиболь-

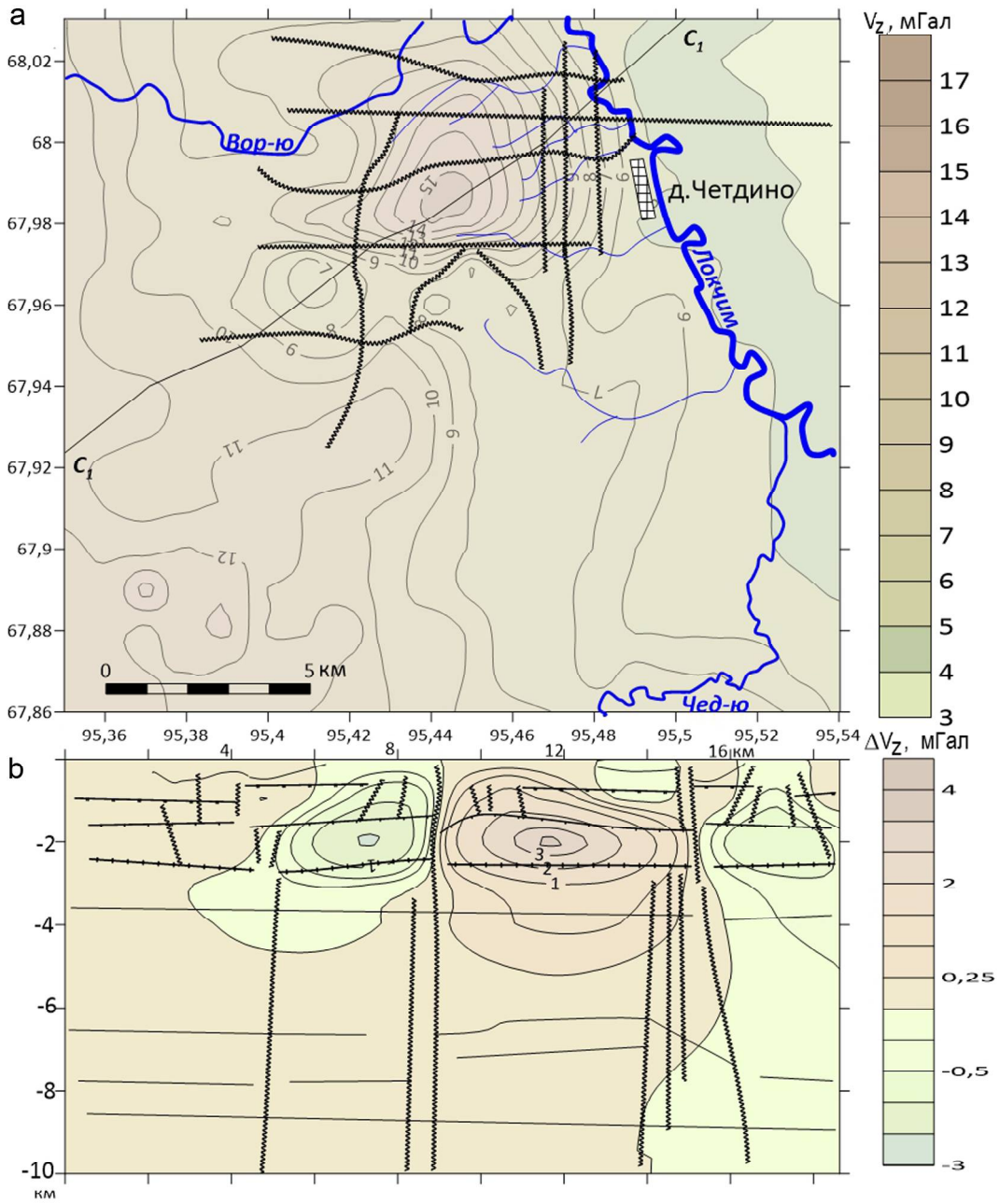


Рис. 4. Результаты интерпретации поля V_z, Четдинский участок (a); геоплотностной разрез по линии профиля C_1 (b). *Условные обозначения* — на рис. 3

Fig. 4. Results of interpretation of the V_z field, Chetdin area (a); geodensity section along the C_1 profile line (b). *Legend* — in Fig. 3

шей погруженности кровли консолидированного фундамента (2.5—2.7 км), в зоне высокого градиента гравиметрического поля находится система разломов глубокого заложения субвертикального простирания, которая и определяет, вероятно, тектонические подвижки в данном регионе. Удивительно, но и в верхней части разреза, в зоне распространения пород верхнего структурного этажа (V_3 — P_2), по гравитационным данным отчетливо выявляются вертикальные разломы протяженностью до 1 км, затрудняя трассирование основных структурно-формационных этажей. По этим разломам, вероятно, можно предполагать проникновение различного рода флюидизатов с элементами основных и ультраосновных пород из высокоплотного резервуара в приповерхностные части геологического разреза в данном регионе. Вероятно, при своем продвижении наверх они ретушируют до исчезновения самую верхнюю гравиактивную границу (рис. 4, b), которая достаточно четко фиксируется по гравитационным данным на соседних участках.

Локчимская система локальных гравиметрических аномалий располагается на широтном разломе, пересекающем Зимстанский узел пересечения глубинных разломов, и состоит из двух близко расположенных интенсивных локальных аномалий разного знака. В блоковой структуре архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента Русской плиты площадь участка расположена в области сочленения Кировско-Кажимского прогиба и Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы. В структуре осадочного чехла она приурочена к зоне перехода от Намской ступени Кировско-Кажимского прогиба к Локчимскому поднятию Коми-Пермяцкого свода.

Аномалия повышенных значений поля силы тяжести менее интенсивная и более изометричная (2×4 км), аномалия пониженных значений гравитационного поля (2×6 км) — градиентная и локально вытянутая в меридиональном направлении. Разломы в пределах аномальной зоны представлены широтными и меридиональными системами разрывных нарушений (рис. 5, a). Плотностной разрез (рис. 5, b) пересекает два эпицентра с максимальными и минимальными значениями поля силы тяжести строго с запада на восток. Длина его составляет 14.5 км, а глубина исследований — 10 км. Расчеты показали, что гравиметрическая аномалия расположена между двумя системами разломов глубокого заложения.

Удалось идентифицировать и проследить вдоль профиля поведение поверхности кристаллического AR-PR_1фундамента, который залегает здесь на глубине от 1.7 до 1.9 км. В зоне разломов наблюдается потеря корреляции границы фундамента; вероятно, он подвергался переработке во время сложных геологических процессов на этом участке профиля. Скорее всего, именно здесь располагается зона краевых дислокаций и подвижек со стороны Коми-Пермяцкого свода и его сочленение с Кировско-Кажимским прогибом Волго-Уральской антеклизы.

Аномалеобразующие объекты Локчимской локальной аномалии поля силы тяжести с пониженными значениями плотности располагаются в пределах осадочного чехла, ограничиваются разломами корового заложения и поверхностями двух выявленных геоплотностных границ внутри осадочного чехла, связанных с кровлей AR-PR_1 фундамента и, вероятно, пермских отложений. Вследствие маломощности рифейско-вендских отложений или их полного отсутствия на данном участке исследований по гравиметрическим данным R—V-граница на Локчимском участке не поддается идентификации.

Однако наличие в верхней части разреза нарушений сплошности распространения границ структурно-формационных зон вблизи разрывных нарушений, характер простирания в разрезе и незначительные, до 1500 м, мощности указывают на то, что осадочные породы внутри этого интервала разреза могут содержать элементы пород с очень низкими значениями плотности (дефлюидизатов, туффизитов и др.).

Выводы

В результате проведенных детализационных работ на северо-восточной окраине Русской плиты (юг Республики Коми) локализовано местоположение Зимстанского узла пересечения глубинных разломов и выявлены в его окрестностях интенсивные Фроловская, Четдинская, Локчимская и другие локальные гравиметрические аномалии. В их пределах проведены интерпретация гравиметрических данных, расчеты горизонтальных и вертикальных производных первого и второго порядков, локальных, региональных и остаточных аномалий. При реализации интерпретации происходит последовательное исключение аномальных составляющих из наблюденного гравиметрического поля и увеличивается глубина исследований. Это позволило при минимуме априорных данных (поле силы тяжести) построить геоплотностные разрезы до глубины 10 км и извлечь информацию об особенностях глубинного строения слабоизученных объектов.

Источником Локчимской аномалии является гравиактивное тело с дефицитом плотности на глубине в 1 км, корни которого уходят на глубину до 10 км в поле развития разуплотненных пород. Четдинская и Фроловская гравиметрические аномалии обусловлены гравиактивными объектами с избыточными значениями плотности, расположенными в пределах осадочного чехла на глубине в 1 и 2 км соответственно в поле развития относительно плотных пород, корни которых распространяются на глубину до 10 км и более.

Мирагеническая специфика Четдинского объекта по результатам интерпретации поля силы тяжести, скорее всего, связана с особенностями формирования R—V-пород Кировско-Кажимского прогиба Волго-Уральской антеклизы, Фроловского — вероятно, с домезозойским магматизмом (?) в районе краевых дислокаций северной оконечности Волго-Уральской антеклизы, в области сочленения с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, а Локчимского — с продуктами дефлюидизации разуплотненных пород в зоне ответственности крутого западного борта Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы.

Литература

1. *Богацкий В. И., Богданов Б. П.* Уточнение геологического строения и перспектив нефтегазоносности Казанско-Кажимского авлакогена и его обрамления. Ухта: ТП НИЦ-2, 2003.

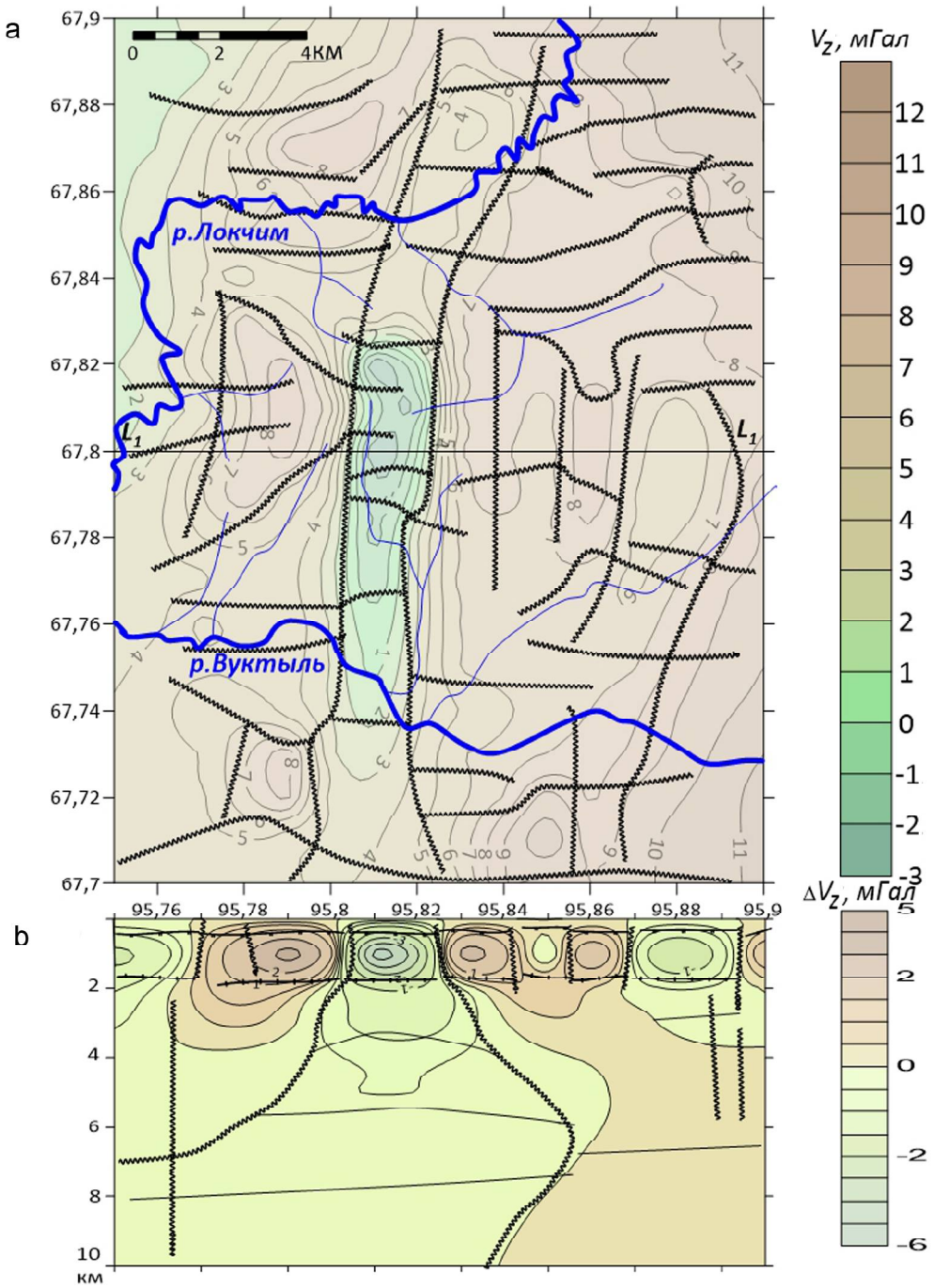


Рис. 5. Результаты интерпретации поля V_z, Локчимский участок (а); геоплотностной разрез по линии профиля L_1 (b). *Условные обозначения* — на рис. 3

Fig. 5. Results of the interpretation of the V_z field, Lokchim area (a); geodensity section along the L_1 profile line (b). *Legend* — in Fig. 3

2. *Буш В. А., Калмыков Б. А.* Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы / Геотектоника. 2015. № 5. С. 43—61. DOI: 10.7868/S0016853X15050021

3. *Гравиметрическая* карта России, увязанная с картами по территории стран СНГ. М: 1:1000 000 / Гл. ред. О. В. Петров / Федеральное агентство по недропользованию. Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»). СПб., 2008.

4. *Конанова Н. В, Удоратин В. В.* Районирование кристаллического фундамента Тимано-Североуральского сегмента литосферы и сопредельных территорий по геофизическим данным / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 6. С. 3—7.

5. *Конанова Н. В.* Глубинное строение Пай-Хоя и сопредельных территорий. Сыктывкар, 1997. 96 с.

6. *Конанова Н. В.* Объемные модели гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 9. С. 3—5.

7. *Конанова Н. В.* Плотностные неоднородности литосферы Тимано-Североуральского региона // Отечественная геология. 2007. № 6. С. 28—33.

8. *Конанова Н. В.* Узлы пересечения ортогональных разломов Европейского Севера России по геофизическим данным // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 7. С. 8—14. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-7-8-14

9. *Конанова Н. В., Удоратин В. В., Магомедова А. Ш.* Магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной

части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 12. С. 25—30. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-12-25-30

10. *Структура* платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.

11. *Тектоническая* карта Печорской плиты / В. А. Дедеев, В. И. Юдин, В. И. Богацкий и др. // Коми филиал АН СССР. Сыктывкар, 1985.

12. *Типоморфные* особенности золота аллювиальных отложений Фроловского участка (Усть-Куломский район, Республика Коми) / Н. С. Ковальчук, С. И. Исаенко, Н. В. Конанова, Т. Г. Шумилова, Ю. В. Данилова // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 1. С. 35—43. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-01-35-43

13. *Удоратин В. В., Конанова Н. В.* Глубинное строение литосферы по профилю MEZTIMPECH // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 15—23.

14. *Удоратин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш.* Радоновая съемка для картирования разломных зон Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 2021. 153 с. DOI: 10.19110/89606-020

15. *Фундамент* Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л. Т. Белякова, В. И. Богацкий, Б. П. Богданов, Е. Г. Довжикова, В. М. Ласкин. Киров: Кировская областная типография, 2008. 288 с.

16. *Цыганов В. А.* Новые данные о геологическом строении территории Мезенской синеклизы и ее перспективах на углеводороды (по результатам высокоточной аэромагнитной съемки) // Георесурсы. 2006. № 1(18). С. 26—35.

References

1. Bogackij V. I., Bogdanov B. P. *Utochnenie geologicheskogo stroeniya i perspektiv neftegazonosnosti Kazansko Kazhimskogo avlakogena i ego obramleniya* (Refinement of the geological structure and prospects for the oil and gas potential of the Kazan-Kazhimsky aulacogen and its framing). Ukhta: TP NIC-2, 2003.

2. Bush V. A., Kalmykov B. A. *Novye dannye po domezozojskomu vnutriplitnomu magmatizmu Vostochno Evropejskoj platformy* (New data on pre-Mesozoic intraplate magmatism of the East European Platform). GEOTEKTONIKA, 5, 2015, pp. 43—61. DOI: 10.7868/S0016853X15050021

3. G*ravimetricheskaya karta Rossii uvyazannaya s kartami po territorii stran SNG* (Gravimetric map of Russia linked to maps for the territory of the CIS countries. Scale 1: 1000000). Ed. O. V. Petrov. Federal Agency for Subsoil Use. Federal State Unitary Enterprise "All-Russian Scientific Research Geological Institute named after A.P. Karpinsky", 2008.

4. Konanova N. V., Udoratin V. V. R*ajonirovanie kristallicheskogo fundamenta Timano Severokralskogo segmenta litosfery i sopredelnyh territorij po geofizicheskim dannym* (Zoning of the crystalline basement of the Timan-Northern Ural segment of the lithosphere and adjacent territories according to geophysical data). Vestnik IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar, 2014, 6, pp. 3—7.

5. Konanova N. V. *Glubinnoe stroenie Paj Hoya i sopredelnyh territorij* (Deep structure of Pay-Khoy and adjacent territories), Syktyvkar, 1997, 96 p.

6. Konanova N. V. *Obemnye modeli gravimetricheskogo polya Timano Severouralskogo regiona i sopredelnyh territorij* (Volumetric models of the gravimetric field of the Timan-Northern Ural region and adjacent territories). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2010, 9, pp. 3—5.

7. Konanova N. V. *Plotnostnye neodnorodnosti litosfery Timano Severouralskogo regiona* (Density inhomogeneities of the lithosphere of the Timan-Northern Ural region). Otechestvennaya geologiya, 6, 2007, pp. 28—33.

8. Konanova N. V. *Uzly peresecheniya ortogonalnyh razlomov evropejskogo severa Rossii po geofizicheskim dannym* (Crossing nodes of orthogonal faults of the European North of Russia according to geophysical data). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 7, Syktyvkar, 2019, pp. 8—14. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-7-8-14

9. Konanova N. V., Udoratin V. V., Magomedova A. Sh. *Magnitnye anomalii zony sochleneniya severo vostochnoj chasti Volgo Uralskoj anteklizy i Vychegodskogo progiba* (Magnetic anomalies of the junction zone of the northeastern part of the Volga-Ural anteclise and the Vychegodsk trough). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 12, Syktyvkar, 2017, pp. 25—30. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-12-25-30

10. *Struktura platformennogo chekhla Evropejskogo Severa SSSR* (Structure of the Platform Cover of the European North of the USSR). Ed. V. A. Dedeev. Leningrad: Nauka, 1982, 200 p.

11. *Tektonicheskaya karta Pechorskoj plity* (Tectonic map of the Pechora plate). Dedeev V. A., Yudin V. I., Bogackij V. I., et al. Komi Branch AS USSR, Syktyvkar, 1985.

12. *Tipomorfnye osobennosti zolota allyuvialnyh otlozhenij Frolovskogo uchastka Ust Kulomskij rajon* (Typomorphic features of alluvial gold from Frolovsky area in Ust-Kulom region). N. S. Kovalchuk, S. I. Isaenko, N. V. Konanova, T. G. Shumilova, Yu. V. Danilova. Vestnik IG Komi SC UB RAS, 1, 2019, pp. 35—43. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-01-35-43

13. Udoratin V. V. Konanova N. V. *Glubinnoe stroenie litosfery po profilyu MEZTIMPECH* (Deep structure of the lithosphere along the MEZTIMPECH profile). Otechestvennaya geologiya, 1, 2000, pp. 15—23.

14. Udoratin V. V., Ezimova Yu. E., Magomedova A. Sh. *Radonovaya semka dlya kartirovaniya razlomnyh zon Timano Severouralskogo regiona* (Radon survey for mapping the fault zones of the Timan-Northern Ural region). Syktyvkar, 2021, 153 p. DOI: 10.19110/89606-020

15. *Fundament Timano Pechorskogo neftegazonosnogo bassejna* (Basement of the Timan-Pechora oil and gas basin). L. T. Belyakova, V. I. Bogackij, B. P. Bogdanov, E. G. Dovzhikova, V. M. Laskin. Kirov Publishing House, 2008, 288 p.

16. Cyganov V. A. *Novye dannye o geologicheskom stroenii territorii Mezenskoj sineklizy i ee per spektivah na uglevodorody po rezultatam vysokotochnoj aehromagnitnoj semki* (New data on the geological structure of the territory of the Mezen syneclise and its prospects for hydrocarbons (according to the results of high-precision aeromagnetic survey)). Georesursy, 2006, 1, 18, pp. 26—35.

Поступила в редакцию / Received 11.08.2022

УДК 551.89(551.797)+553.97+550.47 DOI:10.19110/geov.2022.10.2

Углеводороды-биомаркеры и палинологическая характеристика торфа Мезенско-Вычегодской равнины

Н. С. Бурдельная, Ю. В. Голубева, Д. А. Бушнев

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
burdelnaya@geo.komisc.ru, yvgolubeva@geo.komisc.ru, boushnev@geo.komisc.ru

Торф разреза Черный Яр на р. Вычегде исследован палинологическим и геохимическим методами. Установлено, что среди алифатических углеводородов битумоида максимальные концентрации характерны для нечетных *н*-алканов с преобладанием гомологов C_{27}-C_{31}, а также 18-норабиетана. Ароматические углеводороды представлены преимущественно структурами, образующимися при фоссилизации дитерпеноидов и тритерпеноидов высшей растительности. Среди ароматических дитерпеноидов присутствуют 18-норабиета-8,11,13-триен, 18-норсимонеллит и ретен, являющиеся маркерами хвойных, как и 18-норабиетан алифатической фракции. Среди ароматических тритерпеноидов определены многочисленные продукты преобразования характерных для покрытосеменной растительности соединений с углеродным скелетом лупана, олеанана и урсана. Например, диноролеана(урса)-1,3,5(10),13(18)-тетраен, диноролеана(урса)-1,3,5(10)-триен, пентаноролеана-1,3,5(10),6,8,11,13,17(18)-октаен и другие. Данные о составе углеводородов подтверждают палинологические данные о присутствии в составе торфа пыльцы хвойных и лиственных пород. Изменение состава углеводородов по разрезу подтверждает диагностируемую по микрофоссилиям смену видового состава растительности изучаемой территории. Сопоставление состава углеводородов-биомаркеров торфа с палинологическими данными выявило их согласованность между собой и возможность сопряженного использования этих методов при палеогеографических реконструкциях.

Ключевые слова: *углеводороды-биомаркеры, торф, средняя Вычегда, н-алканы в торфах, ароматические терпеноиды, палинология, палеогеографические реконструкции.*

Hydrocarbons-biomarkers and palynological characteristics of peat of the Mezen-Vychegda plain

N. S. Burdelnaya, Y. V. Golubeva, D. A. Bushnev

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The peat from the Cherny Yar section at the Vychegda river was studied by a complex of palynological and geochemical methods. We determined that among the aliphatic hydrocarbons of bitumen, the maximum concentrations were characteristic for odd *n*-alkanes with a predominance of C_{27}-C_{31} homologues, as well as 18-norabietane. Aromatic hydrocarbons are mainly represented by structures formed during the fossilization of diterpenoids and triterpenoids of higher vegetation. Among the aromatic diterpenoids, there are 18-norabieta-8,11,13-triene, 18-norsimonellite and retene, which are markers of conifers, as well as 18-norabietane of the aliphatic fraction. Among the aromatic triterpenoids, numerous transformation products of compounds with the carbon skeleton of lupan, oleanan, and ursane, characteristic of angiosperms, have been identified. For example, dinorolean(ursa)-1,3,5(10),13(18)-tetraene, dinorolean(ursa)-1,3,5(10)-triene, pentanoroleana-1,3,5(10), 6,8,11,13,17(18)-octaene and others. The data on the composition of hydrocarbons confirm the palynological data about the presence of coniferous and hardwood pollen in the composition of peat. The change in the composition of hydrocarbons along the section confirms the change in the species composition of vegetation in the study area, diagnosed by microfossils. The comparison of the composition of peat biomarker hydrocarbons with palynological data revealed their consistency with each other and possibility of conjugated use of these methods in paleogeographic reconstructions.

Keywords: *biomarker-hydrocarbons, peat, Middle Vychegda, n-alkanes in peat, aromatic terpenoids, palynology, paleogeographic reconstructions.*

Введение

Установление углеводородного состава экстракта торфа наряду с проведением литологических и палеонтологических исследований представляется весьма полезным при воссоздании палеогеографических условий осадконакопления, обеспечивая комплексный подход [29, 35]. В изучении геохимии органического вещества (ОВ) торфов важное значение имеет подтверждение основных видов торфообразующей растительности молодых торфов и, как следствие, установление условий, при которых происходило его формирование [24]. В случае сильно гумифицированного (более древнего) торфа, как и для бурого угля, где идентификация макрофоссилий осложнена, биомаркерный подход является более универсальным [31].

Полученные на основе анализа углеводородов-биомаркеров сведения о вкладе определённых видов растений-торфообразователей дают дополнительную характеристику, подтверждающую данные палинологического анализа. В тех случаях, когда определение

Для цитирования: Бурдельная Н. С., Голубева Ю. В., Бушнев Д. А. Углеводороды-биомаркеры и палинологическая характеристика торфа Мезенско-Вычегодской равнины // Вестник геонаук. 2022. 10(334). С. 11–22. DOI: 10.19110/geov.2022.10.2

For citation: Burdelnaya N. S., Golubeva Y. V., Bushnev D. A. Hydrocarbons-biomarkers and palynological characteristics of peat of the Mezen-Vychegda plain. 2022, 10(334), pp. 11–22, doi: 10.19110/geov.2022.10.2

видов, пыльца которых плохо сохраняется вследствие полного или частичного разрушения в процессе фоссилизации (например, лиственницы Larix sp., осины Populus sp., можжевельника Juniperus sp.), затруднено и может быть не учтено при характеристике растительного покрова, геохимический анализ экстракта торфа позволит уточнить состав палеорастительности. Совместное использование палинологического и геохимического анализов будет способствовать решению и некоторых других методических проблем спорово-пыльцевого анализа [12, 13, 15]. Несоответствие состава спорово-пыльцевого спектра реальному соотношению древесных пород диктует необходимость поиска дополнительных критериев их количественной оценки. Причинами такого несоответствия являются различный объем пыльцевой продукции и различная летучесть пыльцы [2, 11, 14]. При палинологическом анализе для устранения таких искажений учитывают поправочные коэффициенты и данные изучения поверхностных пыльцевых спектров, характерных для той или иной растительной зоны [8, 9, 17 и др.].

Целью данной работы является изучение углеводородного состава экстракта торфов на примере торфяника разреза Черный Яр на юге Мезенско-Вычегодской равнины и сопоставление полученных данных с результатами палинологических исследований.

Материалы и методы исследования

Изучен торфяник, расположенный на правом берегу р. Вычегды, у дер. Черный Яр, в 6 км от с. Усть-Вымь вниз по течению реки (рис. 1). Объект относится к подрайону средних торфяных месторождений Печоро-Вычегодской равнины с повышенной заторфованностью [16]. Территория подрайона представляет собой плоскую равнину, сложенную песчаными толщами. Торфяные месторождения приурочены преимущественно к речным долинам.

Торфяные осадки вскрыты в береговом обнажении, являющемся объектом геологического наследия, так как представляет собой классический разрез аллювия [1, 5]. В обнажении протяженностью 500—600 м и высотой 7 м можно наблюдать полный набор фаций аллювия, так называемую циклотему. Л. Н. Андреичевой проведены литологические исследования разрезов руслового и старичного аллювия и их фациальное расчленение [1]. Нами были изучены торфяные отложения из разреза старичного аллювия, в котором они залегают на слоях среднезернистого светло-серого песка и серой глины. Слой торфа мощностью 1.9 м имеет следующее строение: в подошве слоя торф темно-коричневого, черного цвета, хорошо разложившийся, переходящий в средней части слоя в среднеразложившийся, с растительными остатками и плохо разложившийся, сфагновый, с большим количеством растительных остатков. По всему слою встречаются ветки, стволы деревьев.

Для анализа были апробированы слои из верхней (интервал отбора 4.6—5.3 м — проба 1) и нижней (интервал отбора 4.2—4.5 м — проба 2) частей торфяной толщи (рис. 1, 2). Навеску предварительно высушенного, измельченного торфа экстрагировали хлороформом в аппарате Сокслета в течение 40 часов. Полученный экс-

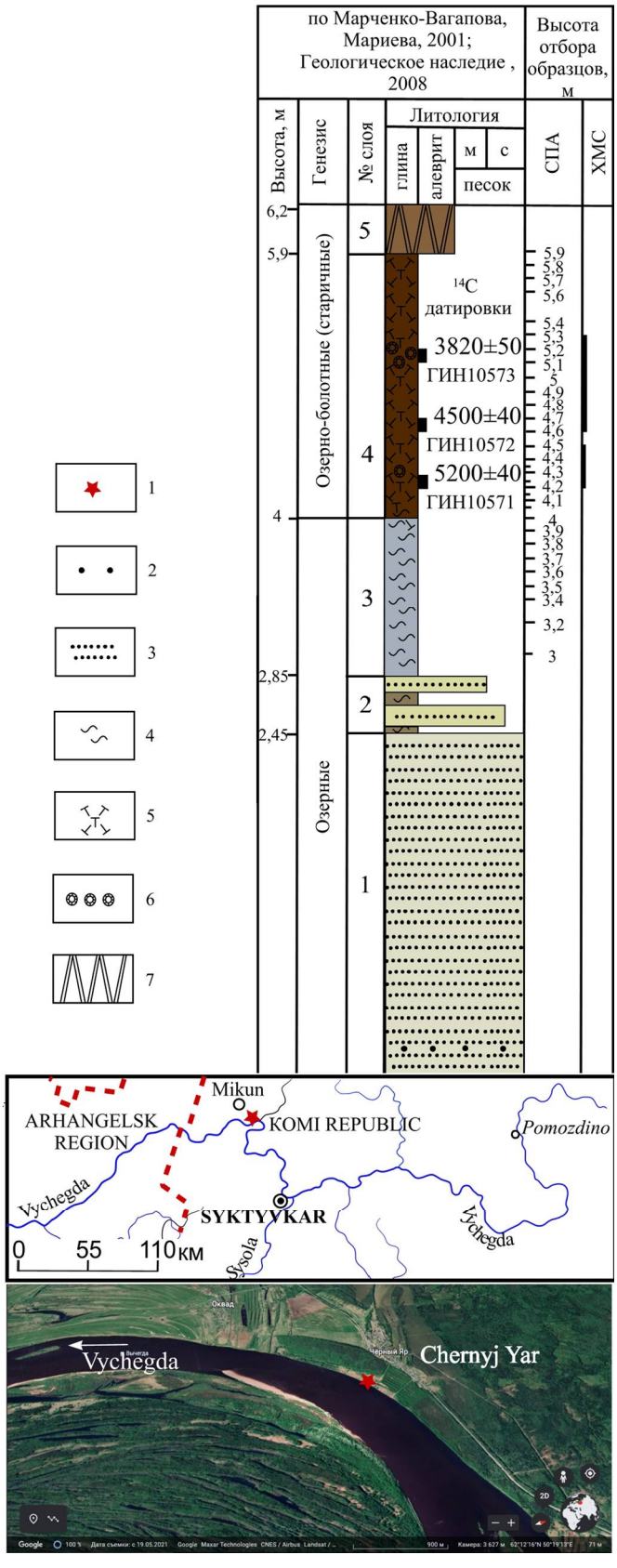


Рис. 1. Расположение и строение разреза 209-1: СПА — спорово-пыльцевой анализ; ХМС — хромато-масс-спектральный анализ; 1 — обн. 209-1; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — глина; 5 — торф; 6 — остатки стволов деревьев; 7 — почвенно-растительный слой

Fig. 1. Location and structure of section 209-1: СПА — spore-pollen analysis; ХМС — gas chromatography/mass spectrometry; 1 — outcrop 209-1; 2 — gravel; 3 — sand; 4 — clay; 5 — peat; 6 — remains of tree trunks; 7 — soil-vegetative layer

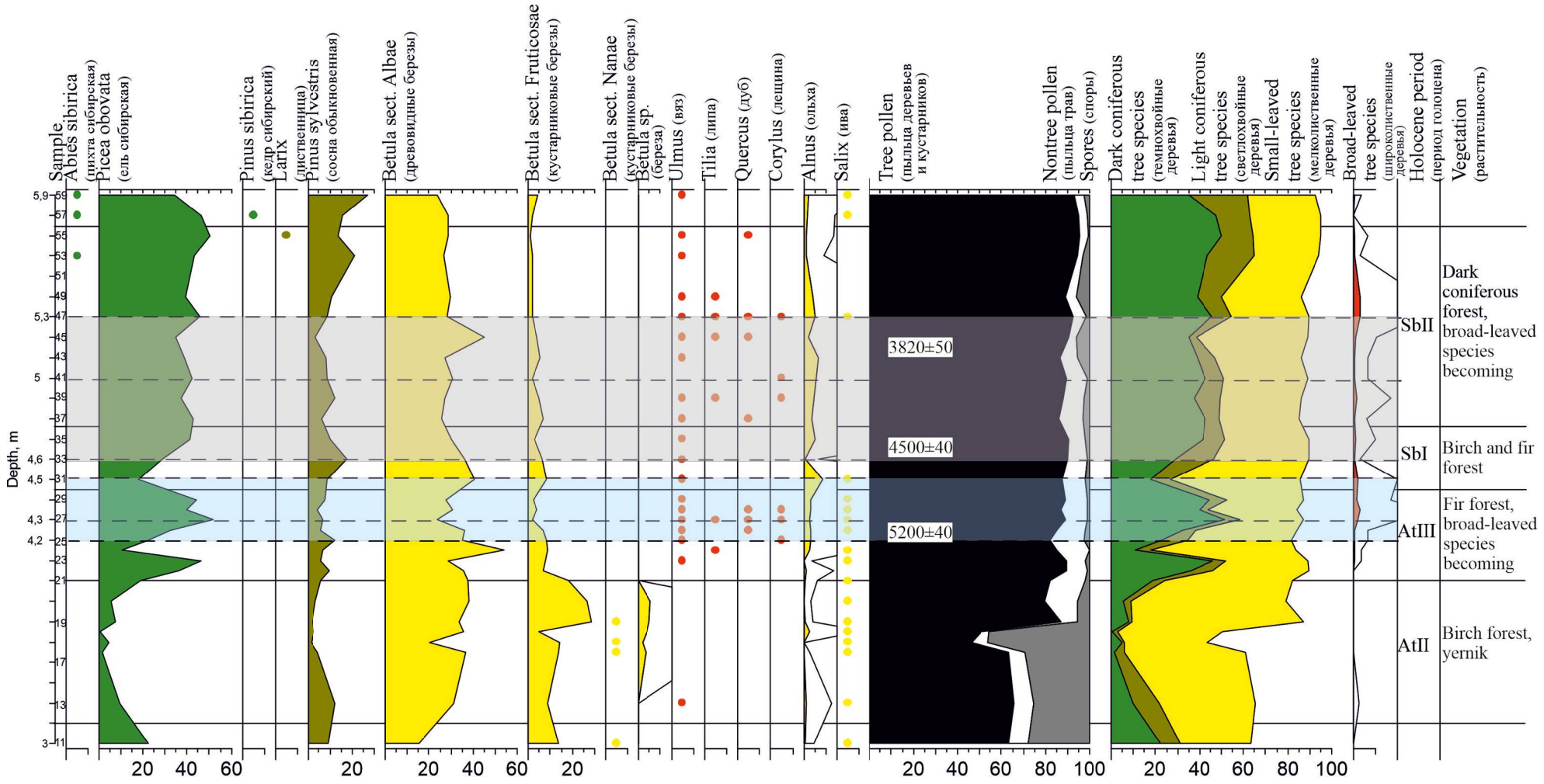


Рис. 2. Сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу 209-1

Fig. 2. Short spore-pollen diagram for section 209-1

тракт упаривали и пропускали через колонку, заполненную силикагелем (Fluka). Для выделения алифатической фракции в качестве элюента был использован *н*-гексан, для ароматической фракции — бензол. Анализ алифатической фракции осуществлялся методом газовой хроматографии (ГХ) и хромато-масс-спектрометрии (ХМС), ароматической — методом ХМС.

ГХ-анализ выполнялся на приборе «Кристалл-2000М». Колонка HP-5, 30 м × 0.25 мм, толщина слоя неподвижной фазы 0.25 мкм. Температура программировалась от 110 до 300 °С со скоростью 5 °С/мин. Температура инжектора и детектора 300 °С.

ХМС-анализ выполнялся на приборе фирмы Shimadzu QP2010 Ultra. Колонка HP-5, 30 м × 0.25 мм, толщина слоя неподвижной фазы 0.1 мкм. Температура программировалась от 110 до 300 °С со скоростью 5 °С/мин. Температура инжектора 300 °С, интерфейса — 250 °С, ионного источника — 200 °С.

Лабораторную обработку и спорово-пыльцевой анализ образцов под микроскопом проводили по стандартным методикам [6]. Палиноморфы изучались под микроскопами «БИОЛАМ» И и Motic BA210 при увеличениях ×400 и ×600. Спорово-пыльцевая диаграмма построена с помощью компьютерной программы TILIA [27]. Процентные соотношения спор и пыльцы были подсчитаны от общей суммы палиноморф. При построении спорово-пыльцевой диаграммы, выделении и характеристике спорово-пыльцевых комплексов использовались определения Н. А. Мариевой [10] и Ю. В. Голубевой.

Датирование торфа радиоуглеродным методом проводилось в Геологическом институте РАН Л. Д. Сулержицким.

Палеогеографические обстановки осадконакопления

Изучение палиноморф и диатомей из глинистых и торфяных осадков (слои 3 и 4 на рис. 1) Н. Н. Мариевой и Т. И. Марченко-Вагаповой [10] позволили реконструировать смену четырех ландшафтно-климатических этапов и стадии болотообразования на протяжении атлантического и суббореального периодов голоцена. Накопление глинистого слоя происходило в средней атлантике (~7—6 тыс. ^{14}С л.н.) в условиях мелководного болотистого слабоминерализованного водоема (озера или старицы). В растительном покрове на средней Вычегде доминировали березовые леса, были развиты заросли из кустарниковых берез. Конец озерной стадии осадконакопления и возникновение болота приходится на позднеатлантическое время (~6—5 тыс. ^{14}С л.н.). В результате зарастания озера в нем снизилась минерализация. В составе лесов значительно увеличилась доля еловых древостоев. Появление в спектрах пыльцы широколиственных пород (вяза, липы, дуба и лещины), современный ареал которых расположен южнее, указывает на более теплые условия по сравнению с настоящим временем. Формирование торфяной толщи продолжалось вплоть до среднего суббореала (до ~3.2 тыс. ^{14}С л.н.). В начале суббореального периода (~5—4.3 тыс. ^{14}С л.н.) увеличились площади, занятые березняками, сократилось участие ельников, выпали из состава древостоев термофильные породы, что было вызвано похолоданием. В среднем суббореале (~4.3—3.2 тыс. ^{14}С л.н.) седиментация происходила в мелководном болотистом слабоминерализованном водоеме. Растительный покров включал в себя темнохвойные еловые леса, вновь появились широколиственные породы (вяз, липа, дуб и лещина) вследствие значительного потепления климата.

Результаты и их обсуждение

Исследованию подверглись две группы образцов, соответствующие спорово-пыльцевому комплексу (СПК)-1 (инт. высот 4.2—4.5 м) и СПК-2 (инт. высот 4.6—5.3 м) (рис. 1, 2). В нижней части, до уровня 5.2 м, торф среднеразложившийся с большим количеством растительных остатков (веток, стволов деревьев), наибольшее скопление которых встречено в интервале 5.2—5.45 м. Выше торф становится плохо разложившимся, с растительными остатками. По образцам торфа получены три радиоуглеродные даты: 5200 ± ± 40 ^{14}С л.н. (ГИН 10571) с интервалом 4.2—4.5 м, 4500 ± 40 ^{14}С л.н. (ГИН 10572) с инт. 4.6—4.7 м и 3820 ± 50 ^{14}С л.н. (ГИН 10573) с интервалом 5.1—5.2 м.

Характеристика СПК

В общем составе спектров СПК-1 пыльца древесных пород значительно преобладает и составляет 82—89 %. Среди лесообразующих пород деревьев доминируют ель и береза, образуя пики на диаграмме до 51 (30 $\%_{ср}$) и 40 (33 $\%_{ср}$) от общей суммы пыльцы соответственно. Среднее процентное содержание пыльцы мелколиственных деревьев (45 $\%_{ср}$) в СПК превышает доли пыльцы темнохвойных (30 $\%_{ср}$) и светлохвойных деревьев (9 $\%_{ср}$). В небольших количествах присутствует пыльца сосны (7—12 %) и широколиственных пород (вяз, липа, дуб и лещина, суммарно 2 %). В группе пыльцы трав (10—15 % от общей суммы) преобладает пыльца семейств Cyperaceae (осоковых) и Rosaceae (розоцветных), отмечено незначительное содержание пыльцы прочего разнотравья и единичные зерна водных растений — кубышки и рогоза. Споры папоротников и хвощей встречены единично (табл. 1).

СПК-1 отражает развитие на территории исследований еловых и березовых лесов. Более теплые климатические условия, чем сейчас, способствовали распространению по пойме широколиственных пород.

Для СПК-2 характерны схожие с предыдущим СПК процентные соотношения в общем составе между группами пыльцы деревьев, трав и спор. В группе пыльцы древесных растений несколько увеличивается участие пыльцы темнохвойных (39 $\%_{ср}$), представленных елью, за счет сокращения количества пыльцы представителей мелколиственных пород (39 $\%_{ср}$): древовидной и кустарниковой березы, ольхи и ивы. Процентные содержания и видовой состав пыльцы светлохвойных и широколиственных деревьев сохраняются. Группы пыльцы трав и спор немногочисленны, составляют 5—9 % и единичные экземпляры соответственно. Среди пыльцы трав встречены осоковые, розоцветные, лютиковые и др. Из споровых наряду с папоротниками и хвощами обнаружены плауны и сфагнум.

Таблица 1. Состав пыльцы и спор в торфе обн. 209: I $\%_{ср}$ — среднее процентное содержание пыльцы для СПК-1 из нижней части слоя, II $\%_{ср}$ — среднее процентное содержание пыльцы для СПК-2 из верхней части слоя

Table 1. Composition of pollen and spores in peat of outcrop 209: I $\%_{av}$ — average percentage of pollen for SPC-1 from the bottom of the layer, II $\%_{av}$ — average percentage of pollen for SPC-2 from the top of the layer

Глубина, м / Depth, m	5.3	5	4.6	II $\%_{ср}$ II $\%_{av}$	4.5	4.3	4.2	I $\%_{ср}$ I $\%_{av}$
Образец / Sample Таксон / Taxon	47	41	33		31	27	25	
Picea obovata	45.8	42.3	29	**39**	17.9	51.5	22.6	**30.7**
Pinus sylvestris	8.5	8.7	17.5	**11.6**	8.6	6.7	12.1	**9.1**
Betula sect. Albae	28.1	30.7	36	**31.6**	40.4	23.7	35.4	**33.2**
Betula sect. Fruticosae	2	1.7	6.4	**3.4**	8.3	1.7	8.3	**6.1**
Ulmus	1	0	0.3	**0.4**	2	0.7	0.3	**1**
Tilia	0.3	0	0	**0.1**	0	0.3	0	**0.1**
Quercus	1.3	0	0	**0.4**	0	0.3	0	**0.1**
Corylus	0.3	0.7	0	**0.3**	0	0.7	0.3	**0.3**
Alnus	4.9	5.7	0.6	**3.7**	8.6	2.7	3.2	**4.8**
Salix	0.3	0	0	**0.1**	2	0.7	0	**0.9**
Juniperus	0	0	0.3	**0.1**	0	0	0	**0**
Typhaceae	0	0	0	**0**	0	0.7	0.3	**0.3**
Nuphar	0	0	0.3	**0.1**	0.3	0	0	**0.1**
Cyperaceae	0.7	1	1.3	**1**	2.3	4.3	4.1	**3.6**
Poaceae	0	0	1.3	**0.4**	1.7	0.7	0	**0.8**
Thalictrum	0	0.3	0	**0.1**	0	0	0.3	**0.1**
Ranunculaceae	1	0	1.9	**1**	1	0.3	2.2	**1.2**
Asteraceae	0.3	0	0	**0.1**	0	0	0	**0**
Polygonaceae	0.3	0	0	**0.1**	0	0.3	0	**0.1**
Apiaceae	0	0	0.3	**0.1**	0.3	0	0.3	**0.2**
Fabaceae	0	0.3	1.3	**0.5**	0	0	0.6	**0.2**
Rubiaceae	0	0	0.3	**0.1**	0	0	0	**0**
Rosaceae	2	3.7	0.6	**2.1**	3.6	2	4.8	**3.5**
Chenopodiaceae	0.3	0.3	0.3	**0.3**	0	0	0	**0**
Artemisia	0	0.7	0	**0.2**	0	0	0	**0**
Varia	1.3	3	1.3	**1.9**	1	1.3	2.5	**1.6**
Polypodiaceae	0.3	0.3	0.6	**0.4**	1	0.3	1.9	**1.1**
Lycopodium sp.	0.3	0	0	**0.1**	0	0	0	**0**
Lycopodium annotinum	0.7	0	0	**0.2**	0	0	0	**0**
Lycopodium complanatum	0.3	0.3	0	**0.2**	0	0	0	**0**
Sphagnum	0	0.3	0	**0.1**	0	0	0	**0**
Equesetum	0	0	0.3	**0.1**	1	1	0.6	**0.9**
AP	92.5	89.7	89.8	**90.7**	87.7	89	82.2	**86.3**
NAP	5.9	9.3	9.2	**8.1**	10.3	9.7	15.3	**11.8**
Spores	1.6	1	1	**1.2**	2	1.3	2.5	**1.9**
Total pollen amount	306	300	314		302	299	314	
Dark coniferous	45.8	42.3	29	**39**	17.9	51.5	22.6	**30.7**
Light coniferous	8.5	8.7	17.5	**11.6**	8.6	6.7	12.1	**9.1**
Small-leaved species	35.3	38	43	**38.8**	59.3	28.8	46.8	**45**
Broad-leaved species	2.9	0.7	0.3	1.3	2	2	0.6	**1.5**

СПК-2 указывает на произрастание темнохвойных еловых лесов с примесью березы и незначительной долей широколиственных пород.

Углеводородный состав экстракта торфов

Алифатическая фракция

Одними из важных в качественном и количественном плане углеводородов-биомаркеров, входящих в состав ОВ торфов, являются длинноцепочечные *н*-алканы [31]. Соединения с *н*-алкильным углеродным скелетом в виде *н*-алканов, жирных кислот, кетонов и восков синтезируются высшими (сосудистыми) растениями и мхами и составляют основную часть эпикутикулярных восков, локализующихся на поверхности листьев, где главная их функция заключается в предохранении растения от потери влаги [25, 31]. Довольно часто распределение и соотношение *н*-алканов используется для определения различий относительной доли растительных таксонов, а также реконструкции климатических условий, влияющих на изменения видового состава [19, 32]. В последнем случае наибольшее значение имеет анализ изменений изотопного состава *н*-алканов [31]. Основными показателями, широко используемыми в интерпретации углеводородного состава торфов, являются индекс нечетности *н*-алканов (CPI), показатели соотношения высшей растительности и макрофитов (P_{aq}, P_{wax}), а также индекс средней длины *н*-алкановой цепи (ALC).

Анализ алифатической фракции показал, что в изученных пробах доминируют высокомолекулярные *н*-алканы состава C_{21} — C_{33} (рис. 3). Индекс CPI (The Carbon Preference Index), отражающий степень преобладания длинноцепочечных *н*-алканов с нечетным числом атомов углерода над четными [20], равен 14.8 и 12.5 соответственно (табл. 2), что подтверждает вывод о низкой преобразованности ОВ. Как правило, диапазон CPI для «свежего» растительного ОВ изменяется от 4 до 40 [22] и снижается в ходе диагенеза и микробиальной активности. Например, в изученных ранее низкозрелых бурых углях Неченского месторождения Печорского угольного бассейна коэффициент нечетности варьирует в интервале от 2 до 5 [4]. В более метаморфизированных углях, например юрских углях Республики Тыва, значения данного индекса не превышают 1.8 [3]. CPI экстрактов более гумифицированных торфов, отобранных из торфяного разреза болота Тёмное, изменялся от 3.4 до 6.6 [7]. В нашем случае незначительные изменения в значениях CPI от менее глубокой части разреза к более глубокой свидетельствует о протекании слабой гумификации в процессе торфообразования.

В молекулярно-массовом распределении *н*-алканов в первой пробе наблюдаем, что максимум приходится на *н*-алкан состава C_{27}, во второй — на C_{29}. Известно, что в составе листьев наземных (высших) растений и хвое, как правило, преобладают *н*-алканы состава от C_{25} до C_{35} [24, 25]. Водные макрофиты, а также мхи и другие растения биосинтезируют преимущественно *н*-алканы средней длины цепи [31]. В частности, доминирование *н*-алканов состава C_{23} и C_{25} можно рассматривать как показатель вклада сфагнума, формирующего так называемые сфанговые болота [7, 26, 35].

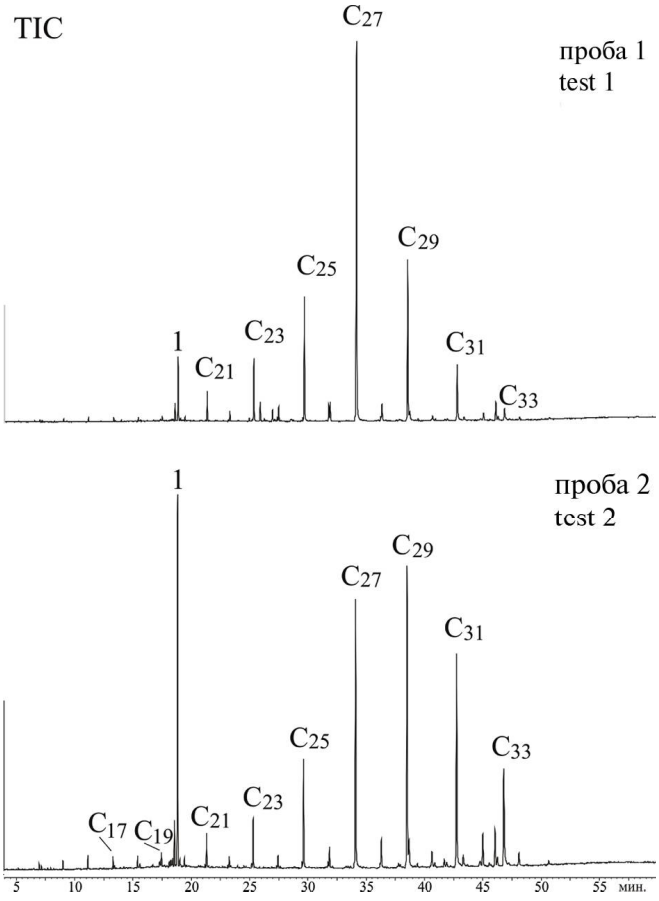


Рис. 3. Молекулярно-массовое распределение *н*-алканов углеводородной фракции торфов. С (число) — *н*-алканы, 1 — 18-норабиетан

Fig. 3. Molecular weight distribution of *n*-alkanes in the hydrocarbon fraction of peat. C (number) — *n*-alkanes, 1 — 18-norabietane

Таким образом, используя индексы соотношений высшей растительности и макрофитов или озёрной растительности P_{aq} и P_{wax}, можно оценить вклад основных источников растений-торфообразователей в состав ОВ торфов:

P_{aq} = (C23 + C25)/(C23 + C25 + C29 + C31);

P_{wax} = (C27 + C29 + C31)/(C23 + C25 + C27 + C29 + C31).

Полученные значения (табл. 2) свидетельствуют о выраженном вкладе высшей растительности в состав исходного ОВ торфов — наблюдаемые значения P_{wax} выше P_{aq} [18, 26], при этом вклад погруженных макрофитов либо сфагнума снижается вниз по разрезу, что может указывать на изменение влажности в процессе торфообразования или уровня воды в торфянниках [38]. Низкие значения P_{aq} дают основание предполагать, что в условиях пониженной влажности микробиальная переработка торфа минимизирована.

Одним из характерных показателей климатических условий, в которых протекало торфообразование, является средняя длина цепи высокомолекулярных *н*-алканов (ACL — Average Chain Length) [32, 36]. Данный показатель используют для реконструкции палеоклиматических условий существования торфообразующей растительности [18, 31]. В более теплых климатических условиях высшие растения начинают биосинтезировать соединения с более длин-

Таблица 2. Показатели, рассчитанные по составу нормальных алканов

Table 2. Indicators calculated from the composition of normal alkanes

Показатель Index	Проба 1 / Sample 1 СПК-2 / SPC-2 (33 + 41 + 47)	Проба 2 / Sample 2 СПК-1 / SPC-1 (25 + 27 + 31)
CPI	14.8	12.5
P_{aq}	0.46	0.24
P_{wax}	0.77	0.83
ACL	27.9	28.8

$$CPI = \frac{½\times((C25 + C27 + C29 + C31 + C33)/(C24 + C26 + C28 + C30 + C32))}{((C25 + C27 + C29 + C31 + C33)/(C26 + C28 + C30 + C32 + C34))}$$

P_{aq} = (C23+C25)/(C23+C25+C29+C31);

P_{wax} = (C27+C29+C31)/(C23+C25+C27+C29+C31);

ACL = Σ ((27×C27) + (29×C29) + (31×C31))/ Σ (C27 + C29 + C31)

ной *н*-алкильной цепью, что объясняется усилением защитных функций растений, чтобы свести к минимуму испарения воды. Можно предположить, что низкие значения ACL в нашем случае (табл. 2) могут указывать на относительно холодный климат, близкий современным условиям на территории исследований.

В целом молекулярно-массовое распределение *н*-алканов не даёт однозначного ответа о конкретном виде растительности, участвующем в торфообразовании, поскольку их состав отражает совокупность углеводородного состава всей растительности. В изученных пробах наиболее доминирующими гомологами являются C_{27} и C_{29} *н*-алканы соответственно (рис. 3). Мономодальность распределения может указывать на вклад однотипных торфообразующих растений (доминирует один из видов растений), либо на вклад нескольких видов растений, но с одинаковым составом *н*-алканов. Высокие содержания *н*-алкана состава C_{27} иногда связывают с многочисленностью микрофоссилий берёзы [18, 37]. Согласно данным [23], содержание длинноцепочечных *н*-алканов в хвойных значительно ниже, чем в покрытосеменных растениях. Хвойные, как правило, характеризуются высоким содержанием дитерпеноидов [34]. Так, присутствие хвойной растительности в составе торфа, установленной споро-пыльцевым анализом, подтверждается идентификацией 18-норабиетана, представляющего продукт преобразования абиетиновой кислоты, находящейся в составе смол хвойных растений [33] (рис. 4, структура 1). В пробе 2 его концентрация превышает содержание *н*-алкана C_{29}. В верхнем слое (проба 1) содержание 18-норабиетана существенно ниже, что говорит о более низком вкладе хвойной растительности в составе данной пробы.

Ароматическая фракция

Сопоставление состава ароматических фракций исследуемых слоёв торфов показало незначительные вариации ароматических компонентов. И в том и другом случае в незначительных концентрациях присутствуют дитерпеноиды абиетанового типа — это 18-норабиета-8,11,13-триен, норсимонеллит и ретен (рис. 5, структуры 2, 3 и 4 соответственно). Учитывая тот факт, что концентрация 18-норабиетана

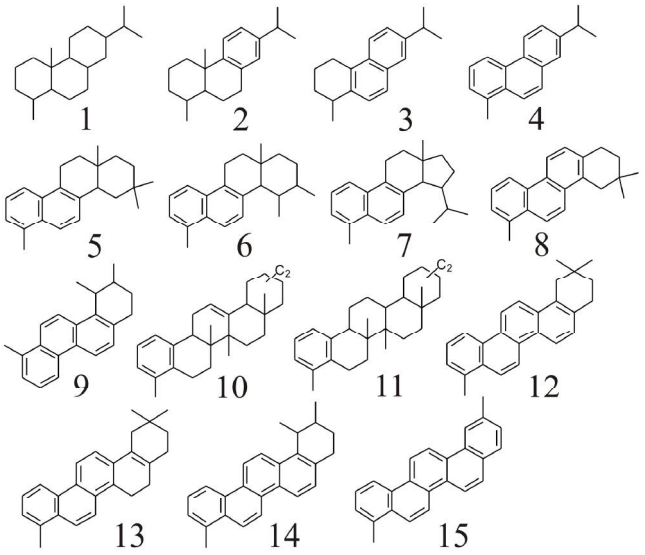


Рис. 4. Основные типы структур, идентифицируемые в составе ОВ экстракта торфа:

1 — 18-норабиетан; 2 — 18-норсимонеллит; 3 — 18-норабиета-8,11,13-триен; 4 — ретен; 5 — des-A-динороleана-5,7,9,11,13-пентаен; 6 — des-A-динорурса--5,7,9,11,13-пентаен; 7 — des-A-динорлупа-5,7,9,11,13--пентаен; 8 — des-A-тринорурса-5,7,9,11,13,15,17-гептаен; 9 — des-A-триноролеана-5,7,9,11,13,15,17-гептаен; 10 — динор-олеана(урса)-1,3,5(10),13(18)-тетраен; 11 — динор-олеана(урса)-1,3,5(10)-триен; 12 — пентанор--олеана-1,3,5(10),6,8,11,13,17(18)-октаен; 13 — пентанор--олеана-1,3,5(10),6,8,11,13,15,17(18)-нонаен; 14 — пентанор--урса-1,3,5(10),6,8,11,13,15,17(18)-нотаен; 15 — гексанор--олеана-ундекаен [28]

Fig. 4. Main types of structures identified in the composition of the peat extract OM:

1 — 18-norabietan; 2 — norsimonellite; 3 — 18-norabieta--8,11,13-triene; 4 — retene; 5 — des-A-dinorolean-5,7,9,11,13--pentaene; 6 — des-A-dinorursa-5,7,9,11,13-pentaene; 7 — des-A-dinorloop-5,7,9,11,13-pentaene; 8 — des-A--trinorursa-5,7,9,11,13,15,17-heptaene; 9 — des-A-trinorolean--5,7,9,11,13,15,17-heptaene; 10 — dinor-olean(ursa)--1,3,5(10),13(18)-tetraene; 11 — dinor-olean(ursa)-1,3,5(10)--triene; 12 — pentanor-oleane-1,3,5(10),6,8,11,13,17(18)--octaene; 13 — pentanor-oleane-1,3,5(10),6,8,11,13,15,17(18)--nonaene; 14 — pentanor-ursa-1,3,5(10),6,8,11,13,15,17(18)--notaene; 15 — hexanor-oleane-undecaene [28]

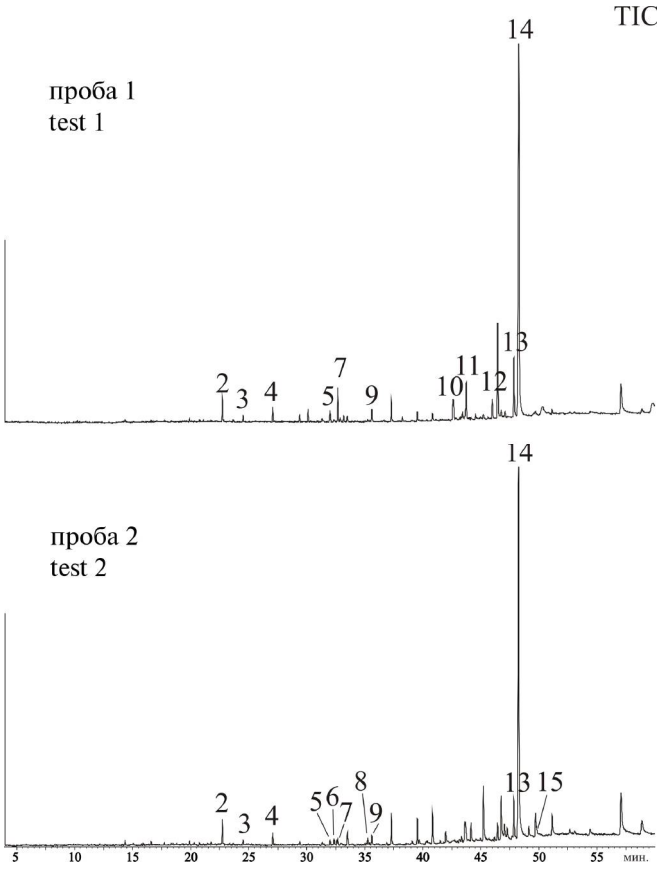


Рис. 5. Хроматограммы ароматической фракции экстракта торфа, построенные по TIC. Номера пиков соответствуют номеру структуры на рисунке 4

Fig. 5. Chromatograms of the aromatic fraction of the peat extract, built according to TIC. The peak numbers correspond to the structure number in Figure 4

в верхнем слое существенно выше, можно говорить о большем вкладе голосеменных (хвойных) растений в процесс накопления нижнего слоя торфа. Низкие концентрации ароматических производных могут свидетельствовать о низкой степени преобразования ОВ торфа. Это подтверждается полным отсутствием «традиционных» полиароматических углеводородов типа нафталина и его метилзамещенных производных, фенантрена и его производных и т. д.

Среди доминирующих компонентов исследуемой фракции отмечаются ароматические тритерпеноиды — производные тритерпеноидов высших растений с олеананового, урсанового и лупанового типами углеродного скелета (рис. 5), входящие в состав восков покрытосеменных растений. Производные тритерпеноидов образуются при трансформации в осадках соединений типа бетуллина, α- и β-амирина, являющихся липидными компонентами покрытосеменных.

Идентификация данных соединений производилась по масс-спектрам и сопоставлению с уже имеющимися литературными данными [21, 28, 30]. Масс-спектры представителей тритерпеноидного ряда с олеананового, урсанового и лупанового типами углеродного скелета соответственно представлены на рис. 6. В масс-спектрах основным является молекулярный ион, дальнейшая фрагментация происходит с распадом насыщенных циклов.

Распределение ароматических тритерпеноидов практически идентично в обеих пробах, что является следствием как однотипности исходной растительности, так и условий, при которых протекала трансформация данных соединений. Максимальная концентрация для обеих проб характерна для пентанор-урса-1,3,5(10),6,8,11,13,15,17(18)-нотаена состава $C_{25}H_{24}$ (структура 14, рис. 4, 5). В работе [28] было показано, что соотношение три- и тетраароматических тритерпенов положительно коррелирует с изменением палеоклимата. Так, например, при сухом или теплом климате тетраароматические тритерпены становятся преобладающими над их триароматическими производными. Во влажные или холодные периоды, наоборот, триароматические тритерпены становятся доминирующими.

Заключение

Выполнено исследование состава углеводородов битумоида двух проб торфа, отобранных из обнажения Чёрный Яр в среднем течении р. Вычегды. Согласно данным палинологических исследований, изученные пробы характеризуются в целом схожим составом палиноморф.

Среди компонентов алифатической фракции фиксируется присутствие высокомолекулярных нечетных *н*-алканов как основных компонентов, а также значительного по высоте пика 18-норабиетана. Концентрация этого дитерпеноида — производного абиетиновой кислоты, характерного для хвойных соединений, превышает концентрацию нормальных алканов в пробе торфа, содержащего споро-пыльцевой комплекс темнохвойного леса. Ароматические фракции битумоидов содержат многочисленные компоненты, являющиеся производными тритерпеноидов с лупановым, олеананновым и урсановым углеродным скелетом, а также ароматические производные дитерпеноидов с абиетановым углеродным скелетом. Производные тритерпеноидов образуются при трансформации в осадках соединений типа бетуллина, α- и β-амирина, являющихся липидными компонентами покрытосеменных.

По данным палинологических исследований в изученном участке разреза торфяника выделяются споропыльцевые комплексы (СПК-1 и СПК-2), характеризующиеся присутствием пыльцы хвойных и покрытосеменных деревьев. Наличие в спектрах преимущественно пыльцы ели и берёзы отражает развитие на территории исследований еловых и березовых лесов. В нижней части процентное содержание пыльцы хвойных пород ели и сосны имеет более широкий интервал вариации и изменяется от 26 до 58 %, составляя в среднем 40 $\%_{ср}$, а в верхней их доля увеличивается (46—54 %; 51 $\%_{ср}$). Углеводородный состав изученных экстрактов торфов, соответствующий СПК-1 и СПК-2, подтверждает существенный вклад определённых видов покрытосеменных растений при участии хвойной растительности в процессе торфообразования. Для обеспечения корректности исследований для выявления вертикального распределения углеводородов-биомаркеров и состава палиноморф в торфяных толщах изменения видового состава необходим более детальный (узкий) отбор проб, что даёт основание для дальнейшего, более

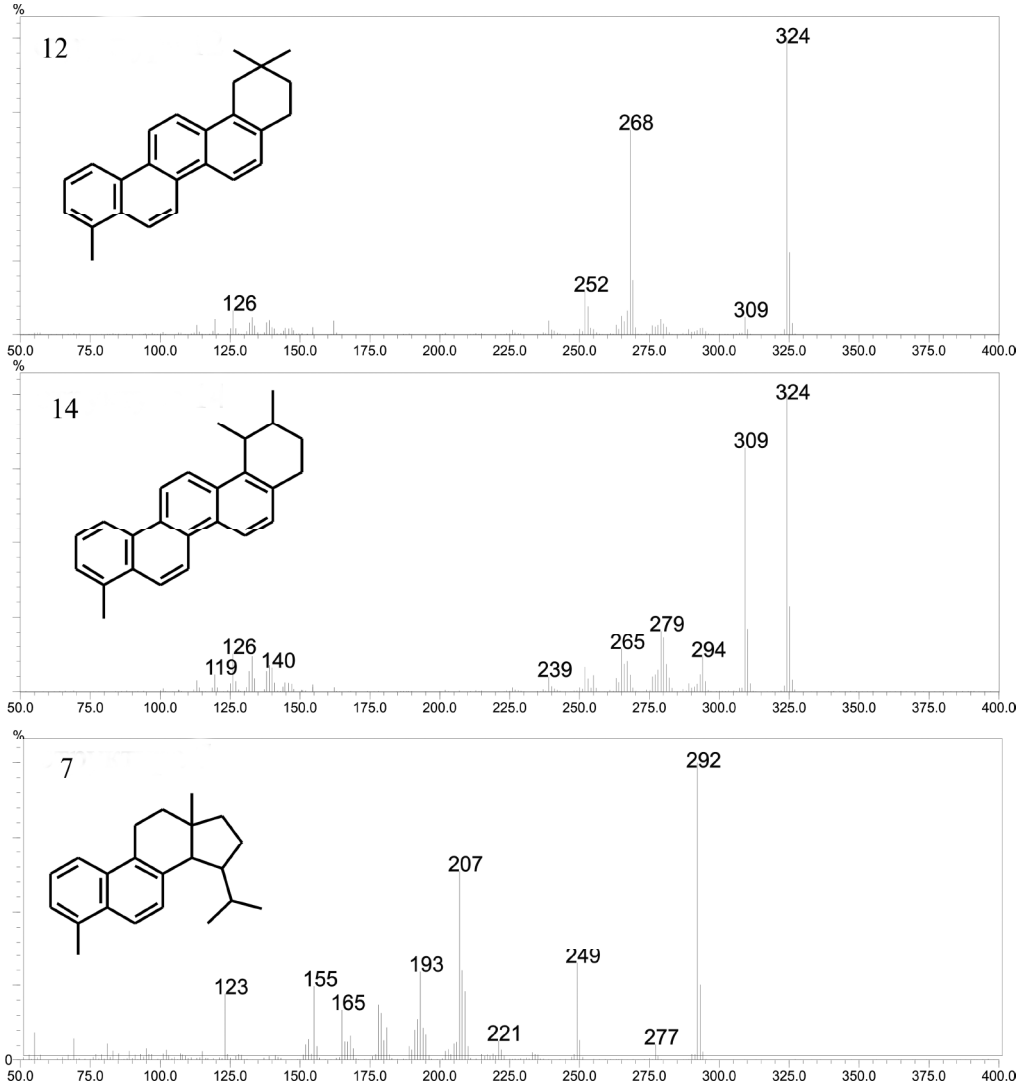


Рис. 6. Масс-спектры ряда компонентов ароматической фракции экстракта торфа. Номер структуры соответствует номеру на рисунке 4

Fig. 6. Mass spectra of a number of components of the aromatic fraction of the peat extract. The structure number corresponds to the number in Figure 4

углублённого изучения и сопоставления углеводородного состава с палинологическимим данными.

Таким образом, проведённые исследования позволили установить качественный состав экстракта торфа Вычегодского бассейна, образовавшегося 5200—4500 лет назад, и показать сопоставимость геохимических данных с результатами палинологических исследований. Показаны возможности диагностики по составу углеводородов вклада различных групп высших растений в состав торфов, а значит и определения особенностей древних биотопов.

Литература

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 103.

2. *Болиховская Н. С.* Палинология лессов и погребенных почв Русской равнины // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 257—277.

3. *Бушнев Д. А., Ондар С. А., Бурдельная Н. С.* Геохимия органического вещества углей Улуг-Хемского бассейна // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1499—1510. DOI: 10.15372/GiG2020156

4. *Валяева О. В., Бушнев Д. А., Бурцев И. Н.* Геохимия углей Неченского месторождения // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 8 (212). С. 2—5.

5. *Геологическое* наследие Республики Коми: Монография / П. П. Юхтанов и др.; Отв. ред. А. И. Антошкина, В. С. Цыганко. Россия. Сыктывкар, 2008. С. 45—48.

6. *Гричук В. П., Заклинская Е. Д.* Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ ГЕОГРАФГИЗ, 1948. 223 с.

7. *Дучко М. А., Гулая Е. В., Серебренникова О. В., Стрельникова Е. Б., Прейс Ю. И.* Распределение *н*-алканов, стероидов и тритерпеноидов в торфе и растениях болота Тёмное // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323. № 1: Науки о Земле. С. 40—44.

8. *Кабайлене М. В.* Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности // Труды Ин-та геологии. Вып. 11. Вильнюс, 1969. С. 125—148.

9. *Лаптева Е. Г., Янковска В., Панова Н. К.* Количественные взаимоотношения между субфоссильными палино-

спектрами и современной растительностью Полярного Урала // Проблемы современной палинологии: Материалы XIII Рос. палинолог. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. Т. 2. С. 263—266.

10. *Марченко-Вагапова Т. И., Мариева Н. А.* Палинологическая и диатомовая характеристики природной среды в голоцене района средней Вычегды // Вестник Института геологии. 2001. № 10. С. 6—9.

11. *Новенко Е. Ю., Чепурная А. А.* База данных спорово-пыльцевых спектров территории России и сопредельных стран как инструмент палеоэкологических исследований // Изв. РАН. Сер. геог. 2015. № 1. С. 119—128.

12. *Пыльцевой* анализ. М.: Гос. изд-во геолог. литер., 1950. 571 с.

13. *Солоневич К. И.* Метод и техника пыльцевого анализа // Советская ботаника. 1939. № 3. С. 35—49.

14. *Спиридонова Е. А.* Опыт восстановления палеоландшафтов верхнего плейстоцена по данным палинологического анализа // Естественно-научные методы в археологии. М.: Наука, 1989. С. 176—201.

15. *Спиридонова Е. А., Алешинская А. С., Кочанова М. Д.* Некоторые аспекты применения палинологического анализа при изучении археологических памятников // Человек, адаптация, культура. М., 2008. С. 162—172.

16. *Торфяные* ресурсы Республики Коми. Сыктывкар, 2000. С. 28—44.

17. *Филимонова Л. В.* Отражение состава современной растительности в палиноспектрах средней тайги Карелии // Биоразнообразие, охрана и рациональное использование растительных ресурсов Севера: Материалы XI Перфильевских научных чтений, посвященных 125-летию со дня рождения И. А. Перфильева. 2007. Ч. 1. С. 278—282.

18. *Andersson R. A., Kuhry P., Meyers P., Zebühr Y., Crill P., Mörth M.* Impacts of paleohydrological changes on *n*-alkane biomarker compositions of a Holocene peat sequence in the eastern European Russian Arctic // Organic Geochemistry, 2011. V. 42. P. 1065—1075.

19. *Barber K. E., Chambers F. M., Maddy D., Stoneman R., Brew J.S.* A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England // The Holocene, 1994. V. 4. P. 198—205.

20. *Bray E. E., Evans E. D.* Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds // Geochim. Cosmochim. Acta, 1961. V. 22. P. 2—15. URL: https://doi.org/10.1016/0016-7037(61)90069-2

21. *Chaffee A. L., Fookes C. J. R.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in Australian coals—III. Structural elucidation by proton nuclear magnetic resonance spectroscopy // Org. Geochem., 1988. V. 12. No. 3. P. 261—271.

22. *Collister, J. W., Rieley, G., Stern, B., Eglinton, G., Fry, B.* Compound-specific [delta] ^{13}C analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms // Org. Geochem., 1994. V. 21. P. 619—627. URL: https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90008-6

23. *Diefendorf A. F., Leslie A. B., Wing S. L.* Leaf wax composition and carbon isotopes vary among major conifer groups // Geochim. Cosmochim. Acta, 2015. V. 170. P. 145—156. URL: https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.018

24. *Diefendorf, A. F., Freimuth, E. J.* Extracting the most from terrestrial plant-derived *n*-alkyl lipids and their carbon isotopes from the sedimentary record: A review // Org. Geochem., 2017. V. 103. P. 1—21. URL: https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2016.10.016

25. *Eglinton G., Hamilton R. J.* Leaf epicuticular waxes // Science, 1967. V. 156. P. 1322—1335. URL: https://doi.org/10.1126/science.156.3780.1322

26. *Ficken K. J., Li B., Swain D. L., Eglinton G.* An *n*-alkane proxy for sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes // Organic Geochemistry, 2000. V. 31. P. 745—749.

27. *Grimm E. C.* TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA. Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter, 1990. V. 4 . P. 5—7.

28. *Huang X., Xue J., Wang X., Meyers P.A., Huang J., Xie S.* Paleoclimate influence on early diagenesis of plant triterpenes in the Dajiuhu peatland, central China // Geochim. Cosmochim. Acta, 2013. V. 123. P. 106—119.

29. *Inglis G. N., Collinson M. E., Riegel W., Wilde V., Robson B. E., Lenz O. K., Pancost R. D.* Ecological and biogeochemical change in an early Paleogene peat-forming environment: Linking biomarkers and palynology // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015. V. 438. P. 245—255. URL: http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.001

30. *Laflamme R. E., Hites R. A.* Tetra- and pentacyclic, naturally-occurring, aromatic hydrocarbons in recent sediments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1979. V. 43. P. 1687—1691.

31. *Naafs B. D. A., Inglisa G. N., Blewett J., McClymont E. L., Lauretano V., Xied S., Evershed R.P., Pancost R. D.* The potential of biomarker proxies to trace climate, vegetation, and biogeochemical processes in peat: A review // Global and Planetary Change, 2019. V. 179. P. 57—79. URL: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.006

32. *Nott C. J., Xie S., Avsejs L. A., Maddy D., Chambers F. M., Evershed R. P. n*-Alkane distributions in ombrotrophic mires as indicators of vegetation change related to climatic variation // Org. Geochem., 2000. V. 31. P. 231—235. PII: S0146-6380(99)00153-9

33. *Otto A., Simoneit B. R. T.* Biomarkers of Holocene buried conifer logs from Bella Coola and north Vancouver, British Columbia, Canada // Org. Geochem., 2002. V. 33. P. 1241—1251.

34. *Otto A., Simoneit B. R. T., Rember W. C.* Conifer and angiosperm biomarkers in clay sediments and fossil plants from the Miocene Clarkia Formation, Idaho, USA // Org. Geochem., 2005. V. 36. P. 907—922. doi:10.1016/j.orggeochem.2004.12.004

35. *Pancost R. D., Baas M., Van Geel B., Sinninghe Damste J. S.* Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a subboreal ombrotrophic bog // Org. Geochem., 2002. № 33. P. 675—690. PII: S0146-6380(02)00048-7

36. *Poynter J. G., Farrimond P., Robinson N., Eglinton G.* Aeolian-derived higherplant lipids in the marine sedimentary record: links with paleoclimate // In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds.), Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmosphere Transport. Kluwer Academic Publishers, 1989. P. 435—462.

37. *Sachse D., Radke J., Gleixner G.* DD values of individual *n*-alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient — implications for the sedimentary biomarker record. Org. Geochem., 2006. V. 37. P. 469—483.

38. *Zhou W., Xie S., Meyers P. A., Zheng Y.* Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence // Org. Geochem., 2005. V. 36. P. 1272—1284.

References

1. Andreicheva L. N. *Pleystotsen yevropeyskogo Severo-Vostoka* (Pleistocene of the European Northeast). Ekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2002, p. 103.

2. Bolikhovskaya N. S. *Palinologiya lessov i pogrebennykh pochv Russkoy ravniny* (Palynology of loesses and buried soils of the Russian Plain). Problems of General Physical Geography and Paleogeography. Moscow: Publishing House of Moscow State University, 1976, pp. 257—277.

3. D. A. Bushnev, S. A. Ondar, and N. S. Burdelnaya *Geokhimiya organicheskogo veshchestva ugley Ulug-Khemskogo basseyna* (Geochemistry of the organic matter of coals in the Ulug-Khem basin). Geology and geophysics, 2021, V. 62, No. 11, pp. 1499—1510. DOI: 10.15372/GiG2020156

4. O. V. Valyaeva, D. A. Bushnev, and I. N. Burtsev *Geokhimiya ugley Nechenskogo mestorozhdeniya* (Geochemistry of coals of the Nechenskoye deposit). Vestnik of Institute of geology Komi SC U RAS, 2012, No. 8 (212), pp. 2—5.

5. *Geologicheskoye naslediye Respubliki Komi* (Geological heritage of the Komi Republic). Syktyvkar, 2008, pp. 45—48.

6. Grichuk V. P., Zaklinskaya E. D. *Analiz iskopayemykh pyltsy i spor i yego primeneniye v paleogeografii* (Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography). Moscow: OGIZ GEOGRAFGIZ, 1948, 223 p.

7. Duchko M.A., Gulay E.V., Serebrennikova O. V., Strelnikova E. B., Preis Yu. *Raspredeleniye n-alkanov, steroidov i triterpenoidov v torfe i rasteniyakh bolota Tomnoye* (Distribution of *n*-alkanov, steroids and triterpenoids in peat and plants of the dark swamp). News of the Tomsk Polytechnic University, 2013, V. 323, No. 1, Earth science, pp. 40—44.

8. M. V. Kabailene *Formirovaniye pyltsevykh spektrov i metody vosstanovleniya paleorastitelnosti* (Formation of pollen spectra and methods for restoring paleovegetation). Proceedings of Institute of geology, 11, Vilnius, 1969, pp. 125—148.

9. E. G. Lapteva, V. Yankovska, and N. K. Panova *Kolichestvennyye vzaimootnosheniya mezhdu subfossil'nymi palinospektrami i sovremennoy rastitelnostyu Polyarnogo Urala* (Quantitative relationships between subfossil palynospectra and modern vegetation of the Polar Urals). Problems of Modern Palynology: Proc. XIII Russian Palynological Conf., V. 2. Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2011, pp. 263—266.

10. Marchenko-Vagapova T.I., Marieva N. A. *Palinologicheskaya i diatomovaya kharakteristiki prirodnoy sredy v golotsene rayona sredney Vychegdy* (Palinological and diatomic characteristics of the natural environment in the head of the Middle Prochigda region). Vestnik of the Institute of Geology, 2001, No. 10, pp. 6—9.

11. Novenko E. Yu., Chepurnaya A. A. *Baza dannykh sporovo-pyltsevykh spektrov territorii Rossii i sopredelnykh stran kak instrument paleoekologicheskikh issledovaniy* (Database of spore-pollen spectra of the territory of Russia and neighboring countries as a tool for paleoecological research). Proc. RAS, ser. geog., 2015, No. 1, pp. 119—128.

12. *Pyltsevoy analiz* (Pollen analysis). Moscow: State publishing house of geological literature, 1950, 571 p.

13. K. I. Solonevich *Metod i tekhnika pyltsevogo analiza* (Method and technique of pollen analysis). Soviet Botany, 1939, No. 3, pp. 35—49.

14. Spiridonova E. A. *Opyt vosstanovleniya paleolandshaftov verkhnego pleystotsena po dannym palinologicheskogo analiza* (The experience of restoring paleolandscapes of the Upper Pleistocene according to palynological analysis). Natural Science Methods in Archeology. Moscow: Nauka, 1989, pp. 176—201.

15. Spiridonova E. A., Aleshinskaya A. S., Kochanova M. D. *Nekotoryye aspekty primeneniya palinologicheskogo analiza pri izuchenii arkheologicheskikh pamyatnikov* (Some aspects of the application of palynological analysis in the study of archaeological sites). Man, adaptation, culture. Moscow, 2008, pp. 162—172.

16. *Torfyanyye resursy Respubliki Komi* (Peat resources of the Komi Republic). Syktyvkar, 2000, pp. 28—44.

17. Filimonova L. V. *Otrazheniye sostava sovremennoy rastitel'nosti v palinospektrakh sredney taygi Karelii* (Reflection of the composition of modern vegetation in the palynospectra of the middle taiga of Karelia). Biodiversity, protection and rational use of plant resources of the North. Proceedings of the 11th Perfiliev scientific readings dedicated to the 125th anniversary of the birth of I. A. Perfiliev. Part 1, 2007, pp. 278—282.

18. Andersson R. A., Kuhry P., Meyers P., Zebühr Y., Crill P., Mörth M. Impacts of paleohydrological changes on n-alkane biomarker compositions of a Holocene peat sequence in the eastern European Russian Arctic. Organic Geochemistry, 2011, V. 42, pp. 1065—1075.

19. Barber, K. E., Chambers, F. M., Maddy, D., Stoneman, R., Brew, J.S., 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. The Holocene, 1994, V. 4, pp. 198—205.

20. Bray, E. E., Evans, E. D. Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds. Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, V. 22, pp. 2—15. URL: https://doi.org/10.1016/0016-7037(61) 90069-2

21. Chaffee A. L., Fookes C. J. R. Polycyclic aromatic hydrocarbons in Australian coals—III. Structural elucidation by proton nuclear magnetic resonance spectroscopy. Org. Geochem., 1988, V. 12, No. 3, pp. 261—271.

22. Collister J. W., Rieley G., Stern B., Eglinton G., Fry B. Compound-specific [delta] ^{13}C analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms. Org. Geochem., 1994, V. 21, pp. 619—627. URL: https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90008-6

23. Diefendorf A. F., Leslie A. B., Wing S. L. Leaf wax composition and carbon isotopes vary among major conifer groups. Geochim. Cosmochim. Acta, 2015, V. 170, pp. 145—156. URL: https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.018

24. Diefendorf A. F., Freimuth E. J. Extracting the most from terrestrial plant-derived *n*-alkyl lipids and their carbon isotopes from the sedimentary record: A review. Org. Geochem., 2017, V. 103, pp. 1—21. URL: https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2016.10.016

25. Eglinton G., Hamilton R. J. Leaf epicuticular waxes. Science, 1967, V. 156, pp. 1322—1335. URL:https://doi.org/10.1126/science.156.3780.1322

26. Ficken K. J., Li B., Swain D. L., Eglinton G. An *n*-alkane proxy for sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. Organic Geochemistry, 2000, V. 31, pp. 745—749.

27. Grimm E. C. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA. Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter, 1990, V. 4, pp. 5—7.

28. Huang X., Xue J., Wang X., Meyers P. A., Huang J., Xie S. Paleoclimate influence on early diagenesis of plant triterpenes in the Dajiuhu peatland, central China. Geochim. Cosmochim. Acta, 2013, V. 123, pp. 106—119.

29. Inglis G. N., Collinson M. E., Riegel W., Wilde V., Robson B. E., Lenz O. K., Pancost R. D. Ecological and biogeochemical change in an early Paleogene peat-forming environment:

Linking biomarkers and palynology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, V. 438, pp. 245—255. URL: http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.001

30. Laflamme R. E., Hites R. A. Tetra- and pentacyclic, naturally-occurring, aromatic hydrocarbons in recent sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, V. 43, pp. 1687—1691.

31. Naafs B. D. A., Inglisa G. N., Blewett J., McClymont E. L., Lauretano V., Xied S., Evershed R. P., Pancost R. D. The potential of biomarker proxies to trace climate, vegetation, and biogeochemical processes in peat: A review. Global and Planetary Change, 2019, V. 179, pp. 57—79. URL: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.006

32. Nott C. J., Xie S., Avsejs L. A., Maddy D., Chambers F. M., Evershed R. P. *n*-Alkane distributions in ombrotrophic mires as indicators of vegetation change related to climatic variation. Org. Geochem., 2000, V. 31, pp. 231—235. PII: S0146-6380(99)00153-9

33. Otto A., Simoneit B. R. T. Biomarkers of Holocene buried conifer logs from Bella Coola and north Vancouver, British Columbia, Canada. Org. Geochem., 2002, V. 33, pp. 1241—1251.

34. Otto A., Simoneit B. R. T., Rember W. C. Conifer and angiosperm biomarkers in clay sediments and fossil plants from the Miocene Clarkia Formation, Idaho, USA. Org. Geochem., 2005, V. 36, pp. 907—922. doi:10.1016/j.orggeochem.2004.12.004

35. Pancost R. D., Baas M., Van Geel B., Sinninghe Damste J.S. Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a subboreal ombrotrophic bog. Org. Geochem., 2002, No. 33, pp. 675—690. PII: S0146-6380(02)00048-7

36. Poynter J. G., Farrimond P., Robinson N., Eglinton G. Aeolian-derived higherplant lipids in the marine sedimentary record: links with paleoclimate. In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds.), Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmosphere Transport. Kluwer Academic Publishers, 1989, pp. 435—462.

37. Sachse D., Radke J., Gleixner G. DD values of individual *n*-alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient — implications for the sedimentary biomarker record. Org. Geochem., 2006, V. 37, pp. 469—483.

38. Zhou W., Xie S., Meyers P. A., Zheng Y. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. Org. Geochem., 2005, V. 36, pp. 1272—1284.

Поступила в редакцию / Received 08.09.2022

УДК 553.41:550.4 (571.56) DOI:10.19110/geov.2022.10.3

Эволюция источников золота в процессе формирования золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии)

А. В. Кокин[1], Р. В. Кравцов[2]

1Южно-Российский институт управления Российской академии народного хозяйства и государственной службы (РАНХиГС), Ростов-на-Дону, *avkokin.ru*
[2] ООО «СИБ Индустрия» ООО «ФАРТ», Якутск, *kravtru@gmail.com*

В отличие от установившихся представлений о связи золотого оруденения с каким-либо конкретным источником предлагается модель эволюции разных источников при формировании геологических структур восточного обрамления Сибирской платформы. Модель основана на расчёте региональных кларков осадочных, изверженных пород и минералов с выделением стратиграфических уровней первичного обогащения золота в осадочных породах. Устанавливается полиэтапность и полистадийность эволюции источников вследствие перераспределения золота в составе осадочных пород и минералов под влиянием разных эндогенных агентов тепломассопереноса. Главным условием локализации золотого оруденения в регионе является наличие уровней первичных надкларковых концентраций золота в турбидитах R_3, C_3—P_1, T_3 дельтовых фаций подводных склонов. Основными концентраторами золота в осадках являются марказит и пирит. Под влиянием разных агентов тепломассопереноса золото перераспределяется по фронту теплового потока, формируя зоны рассеянной минерализации с высокими его содержаниями в пирите и арсенопирите. Затем в условиях поздних наложенных гидротермально-метасоматических процессов золотоносные пириты и арсенопириты освобождаются от большей части золота, которое появляется в составе руд позднего этапа рудообразования в форме видимых золотин.

Ключевые слова: *Восточная Якутия, эволюция источников золота, региональные кларки пород и минералов-концентраторов золота.*

Evolution of gold sources in the process of formation of gold deposits (evidence from Eastern Yakutia)

A. V. Kokin[1], R. V. Kravtsov[2]

[1] South Russian Institute of Management of the Russian Academy of National Economy and Public Administration (RANEPA), Rostov-on-Don
[2] OOO "SIB Industry" OOO "FART", Yakutsk

In contrast to the established ideas about the relationship of gold mineralization with any specific source, a model is proposed for the evolution of different sources during the formation of geological structures in the eastern framing of the Siberian Platform. The model is based on the calculation of regional clarkes of sedimentary, igneous rocks and minerals with the allocation of stratigraphic levels of primary gold enrichment in sedimentary rocks. The poly-stage and multi-stage nature of the evolution of sources is established through the redistribution of gold in the composition of sedimentary rocks and minerals under the influence of various endogenous heat and mass transfer agents, in particular, under the influence of carbonatites. The main condition for the localization of gold mineralization in the region is the presence of levels of primary supraclarke gold concentrations in turbidites R_3, C_3—P_1, T_3 of the deltaic facies of submarine slopes. The main gold concentrators in sediments are marcasite and pyrite. Under the influence of various heat and mass transfer agents, gold is redistributed along the heat flow front, forming zones of dispersed mineralization with its high contents in pyrite and arsenopyrite. Then, under the conditions of late superimposed hydrothermal-metasomatic processes, gold-bearing pyrites and arsenopyrites are released from most of the gold, which appears in the composition of ores of the late stage of ore formation in the form of visible gold particles.

Keywords: *Eastern Yakutia, evolution of gold sources, regional clarkes of rocks and gold-concentrating minerals.*

Введение

Выяснение источника золота при образовании конкретного золоторудного месторождения — это не столько научная проблема, сколько практическая, позволяющая эффективно направлять поисковые работы и давать оценку перспективы изучаемых рудных объектов. Однако познание природы источников металлов в рудных месторождениях [8, 10, 14, 15] представляет собой именно комплексную научную проблему, охватывающую историю не только геологических структур, но и осадочных, включая углеродистые [1, 4, 7, 11, 12], и изверженных горных пород, метаморфизма, метасоматизма и гидротермальной деятельности. На примере Восточной Якутии авторы поставили задачу исследовать механизмы неоднократного перераспределения золота в породах и минералах в ходе всей истории образования золоторудных месторождений. Тем самым представляется возможность показать эволюционную природу источников золота, охарактеризовать закономерности их изменения во времени в зависимости от состава рудовмещающей среды и наложенных процессов тепломассопереноса.

Для цитирования: Кокин А. В., Кравцов Р. В. Эволюция источников золота в процессе формирования золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии) // Вестник геонаук. 2022. 10(334). С. 23—35. DOI: 10.19110/geov.2022.10.3

For citation: Kokin A. V., Kravtsov R. V. Evolution of gold sources in the process of formation of gold deposits (evidence from Eastern Yakutia). 2022, 10(334), pp. 23—35, doi: 10.19110/geov.2022.10.3

В пределах Юго-Восточной Якутии в геологических структурах (рис. 1) известны следующие минеральные типы золоторудных месторождений, проявлений и точек минерализации: золотопиритовый (зачастую наиболее ранний в полиэтапных и полистадийных месторождениях); золото-пирит-арсенопиритовый; золотосульфотеллуридный (золото-вольфрам-висмутеллуридный); золото-сфалерит-галенитовый; золотосульфоантимонитовый; золотосеребряный. Формирование этих типов традиционно объяснялось генетической связью или с позднедевонскими изверженными породами основного состава (Сетте-Дабанский антиклинорий), или с меловыми (K_1–K_2) магматитами среднекислого состава, залегающими в терригенном и вулканогенном комплексах Южно-Верхоянского синклинория. В последнее время обсуждается связь золотого оруденения с карбонатитами, локализованными в терригенном верхоянском комплексе.

Пространственная зональность распределения минеральных типов месторождений в направлении от кислых интрузий во вмещающие осадочные породы (на примере дифференцированного Дыбинского массива гранодиоритов K_1—K_2) определяется следующей последовательностью: золотосульфотеллуридный → золото-пирит-арсенопиритовый → золото-галенит-сфалеритовый → сульфоантимонитовый. Для Курумского дифференцированного массива гранодиоритов аналогичная последовательность типов имеет вид: золотовольфрамовый → золотосульфотеллуридный → золото-пирит-асренопиритовый. Подобные пространственные неоднородности золоторудной минерализации, сопряженные с с кислым магматизмом, многими геологами однозначно воспринимаются как парагенетические или даже генетические. Хотя некоторые месторождения и рудопроявления золота в чёрносланцевых толщах C_3—P_1 в Аллах-Юньском золотоносном районе, включая стратифицированную малосульфидную золотокварцевую минерализацию на месторождениях Юр, Булар, Бриндакит, Оночахах и др. [7], не имеют даже отдаленной пространственной связи с магматизмом. Не устанавливается также пространственная связь с магматизмом и для золоторудной минерализации в некоторых месторождениях и проявлениях Верхне-Индигирского золотоносного района, локализованных в турбидитах T_3 (месторождение Бадран, Танинское и др.). Золоторудная минерализация на территории Сетте-Дабанского антиклинория связана лишь с меловыми продуктами гидротермально-метасоматических изменений позднедевонских долеритов. С другими магматическими образованиями на рассматриваемой территории, за исключением вулканитов Охотского комплекса, пространственная связь золотого оруденения также не выявлена.

Более поздние исследования, однако, показали, что в случае приуроченности гранитоидов к терригенным толщам C_3—P_1 в Аллах-Юньском или T_3 в Верхне-Индигирском районах, отличающимся от всех других частей разреза верхоянского комплекса надкларковыми содержаниями золота [4, 7, 9], все-таки появляется некоторая пространственная связь (сонахождение) золоторудной минерализации разных минеральных типов с магматитами. Это расценивается нами как парагенетическая связь золотого оруденения с гранитоидами, возникшая здесь вследствие мобилизации зо-

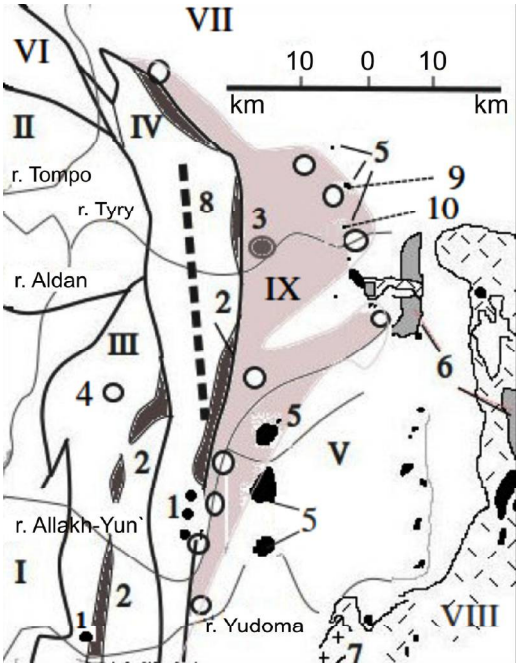


Рис. 1. Геолого-структурная позиция региона: I — Сибирская платформа (СП); II — Предверхоянский краевой прогиб; III — Кыллахское поднятие (КП); IV — Сетте-Дабанский антиклинорий (СДА); V — Южно-Верхоянский синклинорий (ЮВС); VI — Бараинский антиклинорий (БА); VII — Сартанский синклинорий (СС); VIII — Охотский вулканогенный пояс; IX — область развития терригенных пород C_3—P_1 с надкларковыми содержаниями золота: 1 — штоки, массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов €—D_3; 2 — силлы, дайки долеритов D_3; 3 — Амурский карбонатный шток (диапир) K_1; 4 — золоторудное месторождение, локализованное среди черносланцевой толщи пионерской свиты R_3 pn. Подобные значки без номеров на рисунке — золоторудные месторождения, локализованные в терригенном верхоянском комплексе C_3—P_1 с надкларковыми содержаниями золота; 5 — массивы, штоки гранитоидов K_1—K_2; 6 — субвулканы и вулканические купола кислого состава K_1—K_2; 7 — комплексы раннедокембрийского фундамента континентальной земной коры; 8 — гидротермально-метасоматически изменённые золотоносные дайки долеритов D_3; 9 — дифференцированный Дыбинский массив гранодиоритов K_1—K_2; 10 — дифференцированный Курумский массив гранодиоритов

Fig. 1. Geological and structural position of the region: I — Siberian platform (SP); II — Pre-Verkhoyansk marginal trough; III — Kyllakh uplift (KP); IV, Sette-Daban anticlinorium (SDA); V — South Verkhoyansk synclinorium (SWS); VI — Barainsky anticlinorium (BA); VII — Sartan synclinorium (SS); VIII — Okhotsk volcanogenic belt; IX — area of development of C_3–P_1 terrigenous rocks with supraclarke gold grades: 1 — stocks, massifs of ultramafic alkaline rocks and carbonatites €—D_3; 2 — sills, dolerite dikes D_3; 3 — Amur carbonatite stock (diapirs) K_1; 4 — gold deposit localized among the black shale sequence of the Pionerskaya suite R_3 pn. Similar symbols without numbers in the figure are gold deposits localized in C_3—P_1 terrigenous Verkhoyansk complex with supraclarke gold grades; 5 — massifs, stocks of granitoids K_1—K_2; 6 — subvolcanoes and volcanic domes of acid composition K_1—K_2; 7 — complexes of the Early Precambrian basement of the continental crust; 8, hydrothermally-metasomatically altered gold-bearing dolerite dikes D_3; 9 — differentiated Dybinsk massif of granodiorites K_1—K_2; 10 — differentiated Kurum massif of granodiorites

лота из некоторых терригенных пород верхоянского комплекса.

Термин «сонахождение» автор использует сознательно, опираясь на представления академика В. М. Севергина [13] о совместном присутствии минералов, пород и руд в составе различных по составу тел без их генетической привязки к чему-либо конкретному [2]. В таких ситуациях можно говорить лишь о пространственной связи оруденения с вмещающими породами, а вот факт генетической связи надо доказывать. Последняя может оказаться рассредоточенной – детерминированной во времени, т. е. формирующейся постепенно в изменяющейся окружающей геологической среде под влиянием наложенных физико-химических и геохимических процессов с чередованием процессов рассеяния и концентрации золота на уровне как горных пород, так и минералов. Возникающая при этом пространственная связь золотого оруденения с конкретными геологическими субстратами может оказаться вовсе и не связью, а случайным сближением в пространстве – парастерезисом по В. М. Севергину, а не парагенезисом по А. Брейтгаупту [20].

Методика исследований

Методика основана на изучении концентраций химических элементов в осадочных и магматических породах относительно кларков земной коры, региональных кларков, образовавшихся в исторических условиях формирования геологических структур региона. С этой целью в ходе геологического картирования и доизучения в масштабе проводились петрохимические, физико-механические (плотность, пористость, объёмный вес) и геохимические исследования разрезов осадочных, метаморфических и изверженных пород (количественный спектральный, спектрохимический и нейтронно-активационный анализы горных пород, руд и минералов); пробирный анализ золота в процессе геологического картирования и доизучения в масштабе 1 : 200 000 — 1 : 50 000. Рассчитывались региональные кларки (геофон) элементов в горных породах и минералах в рамках разных по строению и возрасту региональных геологических структур Восточной Якутии.

Результаты исследований

На основании полученных результатов можно сделать следующие выводы.

В разрезах некоторых осадочных и изверженных пород на территориях Кыллахского поднятия, Сетте-Дабанского антиклинория и Южно-Верхоянского синклинория по сравнению с кларками земной коры установлены повышенные концентрации многих химических элементов. Здесь к определенным стратиграфическим уровням приурочена рудная минерализация, прямо коррелирующаяся по важнейшим элементам с надкларковым обогащением этими элементами вмещающих горизонтов осадочных пород (коллекторов). Так, подавляющее большинство золоторудных месторождений пространственно тяготеет к турбидитам или так называемым чёрным сланцам разного возраста с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников (табл. 1). При этом золотые руды в виде пластовых или секущих тел чаще тяготеют к границам алевритовых и песчанистых прослоев. Строение турбидитов соответствует последовательности А. Бума [19]. Тонкослоистые градационные алевролиты обычно представлены тонкозернистыми турбидитами и гемипелагитами подводного склона и/или его подножия [3] и описываются в единицах измерения стоун [21]. Как правило, породы в этом случае превышают кларк земной коры в 1.5—5 раз и достигают концентраций золота от 6 до 25 мг/т.

Средняя пробность золотин в рудах и россыпях, локализованных в толщах с надкларковыми содержаниями золота, закономерно понижается от древних к молодым складчатым структурам. Есть, однако, и исключения из этого правила, когда золото пространственно связанно с карбонатным штоком (Амурское золоторудное и россыпное проявление среди турбедитов раннепермского возраста), но локализовано в терригенной толще ранней перми с надкларковыми концентрациями золота. В этих случаях пробность золотин аномально высокая, 890—990 ‰, против золота в месторождениях Аллах-Юньского золотоносного района с пробой 780—830 ‰.

Анализ высоких региональных минеральных кларков выявляет аналогичную закономерность их связи практически с теми же надкларковыми концентрациями элементов в осадочных породах [4], что может свидетельствовать о сходной причине происхождения аномалий. Из этого следует, что золотое оруденение имеет сложный механизм образования, обусловленный эндогенно стимулированным тепломассопереносом в условиях длительного взаимодействия магматических и осадочных горных пород при формировании геологических структур. При этом основным и самым распространённым концентратором золота в породах являются слюды, марказит, пирит, пирротин, а в рудах — преимущественно пирит, арсенопирит, в меньшей степени халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит. Из нерудных (жильных) минералов главным концентратором золота в составе руд является кварц ранних стадий минерализации с последующим резким уменьшением содержаний золота и золотосеребряных отношений в более поздних генерациях кварца.

В составе осадочных пород верхоянского терригенного комплекса (C_3—P_1, T_3) региональный кларк марказита (в зависимости от возраста толщи или пачки) варьируется от 0.4 до 4 г/т. В процессе перекристаллизации марказита в пирит за пределами рудных проявлений и месторождений золота под влиянием регионального метаморфизма [1] происходит первичное обогащение золотом тонко рассеянного в осадочных породах пирита до 12—34 г/т, иногда до 340 г/т (дорудная стадия). Примером этого могут служить Нежданинское рудное поле, рудные поля Бадрана, Юра, Бриндакита, Булара, Оночалаха [6, 7, 9]. Такой пирит при перекристаллизации с укрупнением кристаллов в ходе контактово-местасоматических изменений осадочных пород в зонах дробления теряет золото до содержаний в пределах 10—35 г/т. Высвобожденное золото укрупняется и концентрируется в новообразованных жильных телах. Содержания золота в позднем кварце сокращаются до 0.2 г/т против 1.2—4 г/т в раннем кварце.

Таким образом, эволюция золотого рудообразования охватывает разные стадии преобразования вме-

щающих осадочных пород, исходно отличающихся повышенным региональным кларком золота и соответствующим обогащением золотом кварца и первичных сульфидов. Высвобождающееся в ходе наложенных эндогенных процессов золото концентрируется в более поздних жильных телах в самородной форме с ростом его содержания до 6—40 г/т, а в бонанцах и более того. Состав элементов-примесей в новообразованном самородном золоте совпадает с составом сидерохалькофильных элементов во вмещающих осадочных породах [18], что косвенно подтверждает статус последних как одного из первосточников золота.

Толщи с надкларковыми содержаниями в них золота, иногда углерода, а также сопутствующих золоту металлов: Mn, Fe, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb — могут быть разного возраста — от R_3 (Кыллахское поднятие) до C_3—P_1 (Южно-Верхоянский терригенный комплекс) и далее до T_3 (Сартанский синклинорий). Но их формирование чаще всего связано с турбидитами подводного склона дельтовых фаций. Сквозным элементом золоторудных месторождений является мышьяк, а минералами-концентраторами — пирит и арсенопирит. Форма нахождения золота в осадках (особенно на границе алевролитов и песчаников), сформированных в восстановительных условиях, до сих пор плохо изучена. Предполагается, что тонкое золото в осадочных породах связано органическим веществом, а в аутигенных марказите и пирите оно локализуется на дефектах их кристаллической структуры. В условиях наложения метасоматических и гидротермальных стадий золото укрупняется и выделяется в форме собственных частиц разного размера сначала в зернах перекристаллизованного пирита, а затем в новообразованных сульфидах — преимущественно в арсенопирите. Позже такое золото перегруппировывается в кварц поздних гидротермальных стадий.

Как правило, алевролиты содержат тонкорассеянный марказит, а нередко и его линзовидные прослои и гнёзда до 5—7 см размером. Марказит также отличается повышенным региональным кларком золота и сопутствующих ему элементов-примесей, влияя на образование надкларковых концентраций, как во вмещающих породах, так и в рудах, косвенно подтверждая вероятность первичного источника золота именно во вмещающих осадочных породах.

Обогащение золотом осадочных пород может быть обусловлено денудацией золотосодержащих субстратов более древних эпох, например конгломератов в составе разновозрастных толщ [14, 17]. По этой причине нельзя отрицать вероятность его попадания в состав турбидитов Южно-Верхоянской синеклизы и Сартанского синклинория (рис. 1) из подстилающих комплексов раннедокембрийского фундамента. Золото как сидерохалькофильный элемент [18] накапливается в осадках в восстановительных условиях, сначала концентрируясь в марказите (региональный кларк золота в марказите 4.5 г/т). Затем в условиях регионального метаморфизма марказит переходит в тонко рассеянный золотосодержащий пирит-1 (месторождения Нежданинское [16], Юр, Бриндакит, Оночалах, Кеннэ, Бадран и др.). Как было впервые установлено геологами М. К. Силичевым и Н. В. Белозерцевой на Нежданинском золоторудном месторождении, содержания золота в таком пирите уже достигает 30—45 г/т. В пирите-2 и арсенопирите-1 из наложенных гидротермально-метасоматических образований содержания золота достигают 200—360 г/т и более. В пирите-3 и арсенопирите более поздних секущих, пологосекущих и субсогласных минерализованных зон дробления и гидротермально-метасоматических изменений содержание золота, напротив, снижается почти на порядок. Высвобожденное из сульфидов, оно появляется в виде обособленных золотин в тонких кварцевых прожилках и более мощных жилах (кварц-1).

По фронту движения магматических расплавов разного состава под влиянием физико-химических процессов и контаминации может происходить обогащение золотом изверженных пород. Из этого следует, что золото в изверженных породах не является первоисточником для руд. Таким первоисточником могут выступать первично обогащенные золотом осадочные породы, подвергшиеся эндогенному энергетическому воздействию с последующей перегруппировкой золота и переотложением его в метасоматиты и гидротермальные жилы.

Из вышеизложенного следует, что задача определения источников золота и сопутствующих ему элементов не может быть решена однозначно отождествлением его с каким-то одним конкретным геологическим агентом. Формирование такой связи – многостадийный, а может быть и полиэтапный процесс преобразования осадочных пород и минералов под воздействием эндогенных факторов в золотоносные руды путем перегруппировки и вторичного концентрирования изначально надкларковых содержаний. Следовательно, мы опять возвращаемся к проблеме так называемых первичных ореолов в составе золоторудных месторождений, которые могут оказываться не ореолами рассеяния, как это трактовали Л. Н. Овчинников и С. В. Григорян, а ореолами начавшейся сегрегации.

Проиллюстрируем выдвинутую идею примером внедрения **Амурского карбонатного штока** мелового возраста в терригенную толщу P_1hl_{1-2}, обогащённую надкларковыми содержаниями золота. Как известно, многими исследователями пространственная и парагенетическая связь золоторудного оруднения с этим штоком отрицается. Считается, что в пределах Кыллоахского поднятия и Сетте-Дабанского антиклинория с ним пространственно связаны только фосфатная и редкометалльно-редкоземельная минерализации, локализованные в окружающих терригенно-карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенных породах с возрастом от позднего рифея до раннего палеозоя. При этом содержание золота в этих породах варьируются в пределах 2—3.5 мг/ т, что ниже кларка земной коры. Проведенные нами исследования показали следующее.

Амурский карбонатный шток располагается в бассейне руч. Амурского на развилке истоков руч. Тим и Тик (бассейн р. Тыры — правого притока р. Алдан). Геологически эта территория относится к зоне сочленения субмеридионального и северо-восточного разломов. Шток вскрыт в своей апикальной части (рис. 2), где он приподнимает и разрывает осадочные породы бонсолчанской свиты, образуя подобие сильнодислоцированной мелкой антиклинали. По мнению авторов статьи, это классический карбонатный диапир [5], внедрившийся по зоне глубинного субмеридионального

Таблица 1. Пространственная связь золотого оруденения в складчатых структурах Восточной Якутии
Table 1. Spatial relationship of gold mineralization in folded structures of Eastern Yakutia

Магматические и осадочные породы Igneous and sedimentary rocks	Кыллахское поднятие (КП) Kyllakh uplift	Сетте-Дабанский антиклинорий (СДА) Sette-Daban anticlinorium	Южно-Верхоянский (ЮВС) и Сартангский синклинории (СС) South Verkhoyansk and Sartang synclinorium
Ультраосновные щелочные магматиты €—D_3, карбонатиты Ultramafic alkaline magmatites €—D_3, carbonatites	Пространственная связь магматитов с золотой минерализацией не наблюдается Spatial relationship of magmatites with gold mineralization is not observed		Наблюдается пространственная связь золота с карбонатным штоком ручья Амурского, K_1. Надкларковые концентрации Ca, Mg, Fe, Mn, Co, Sn, S Spatial relationship of gold with the carbonate stock of the Amursky stream, K_1, is observed. Supraclarke concentrations of Ca, Mg, Fe, Mn, Co, Sn, S
	Надкларковые концентрации Supraclarke concentrations of Ni, Fe, Mn, Co, Zn, Cu, Ge, U, Th, Y, Ce, La		
Основные магматиты Basic magmatites R_3—€	Пространственной связи магматитов с золотой минерализацией не наблюдается Spatial relationship of magmatites with gold mineralization is not observed		
	Надкларковые концентрации Supraclarke concentrations of Ni, Fe, Zn, Cu, Ge, Hg		Основной магматизм отсутствует No basic magmatism
Основные магматиты Basic magmatites D_3	Пространственной связи магматитов с золотой минерализацией не наблюдается Spatial relationship of magmatites with gold mineralization is not observed	Надкларковые концентрации B, Ni, Fe, Mn, [Co, Zn, Cu, **Au**, Ag, [S, Pb]. В гидротермально-метасоматически измененных долеритах Supraclarke concentrations of B, Ni, Fe, Mn, [Co, Zn, Cu, Au, Ag, [S, Pb]. In hydrothermal-metasomatically altered dolerites	Основной магматизм отсутствует No basic magmatism
Средние магматиты Medium magmatites J_3—K_1	Магматизм отсутствует No magmatism		Пространственная связь только предполагается. Надкларковые концентрации Spatial connection is only assumed. Supraclarke concentrations of S, As, Pb
Кислые магматиты Acid magmatites K_1—K_2	Магматизм отсутствует No magmatism		Пространственная связь золотой минерализации наблюдается только с терригенными породами C_3—P_1. Надкларковые концентрации B, Co, As, S, Pb, Ag, Te, Bi, Sb Spatial relationship of gold mineralization is observed only with terrigenous rocks C_3—P_1. Supraclarke concentrations of B, Co, As, S, Pb, Ag, Te, Bi, Sb
Черносланцевые (углеродные) толщи Black shale (carbon) sequences	Связь с чёрными сланцами на уровне R_3, а также, вероятно, на уровне €$_1$. Надкларковые концентрации в породах R_3—Au, Cu, Pb, Zn, C; в породах Cm_1 — Au, Co, Cu, Pb, Zn, (Hg), C, Pt Relationship with black shales at R_3 level, and probably also at €$_1$ level. Supraclarke concentrations in rocks R_3—Au, Cu, Pb, Zn, C; in rocks Cm_1 — Au, Co, Cu, Pb, Zn, (Hg), C, Pt		Среди черносланцевых толщ C_3—P_1 с надкларковыми концентрациями Co, Cu, S, As, Au, Pb, Ag Among black shale sequences C_3—P_1 with supraclarke concentrations of Co, Cu, S, As, Au, Pb, Ag

разлома и прорвавший в период складчатости терригенную толщу верхоянского комплекса. Источником диапира послужили подстилающие терригенную толщу достаточно пластичные терригенно-карбонатные и карбонатные породы девона-карбона. В составе карбонатного диапира выделяются ранние брекчиевидные от крупно-среднезернистых до тонкозернистых карбонатные породы и более поздние пегматитовидные карбонат-кварцевые жилы (табл. 2).

Карбонатные породы штока-диапира [10] представлены массивными разнозернистыми доломито-анкеритами, содержащими рассеянную вкрапленность (до 5—10 %) пирита, и брекчиями карбонатного состава с вкрапленностью до 5—20 % мелкозернистого пирита, образованными за счет вмещающих пород. Тело штока пронизано поздними кварц-карбонатными жилами мощностью до 2 м, в которых доля вкрапленного пирита может достигать 20 %. Редкими минералами являются галенит и сфалерит. Карбонатные жилы содержат субкларковые содержания Y (до 6 г/т) и Yb (до 0.8 г/т), а в брекчиях установлены Nb (1.9 г/т), Ta (0.46 г/т), La (0.05 г/т) и церий (22 г/т). Надкларковые концентрации Ti, V, Co, Ni, Mn в пирите мелкозернистых массивных карбонатитов могут свидетельство-

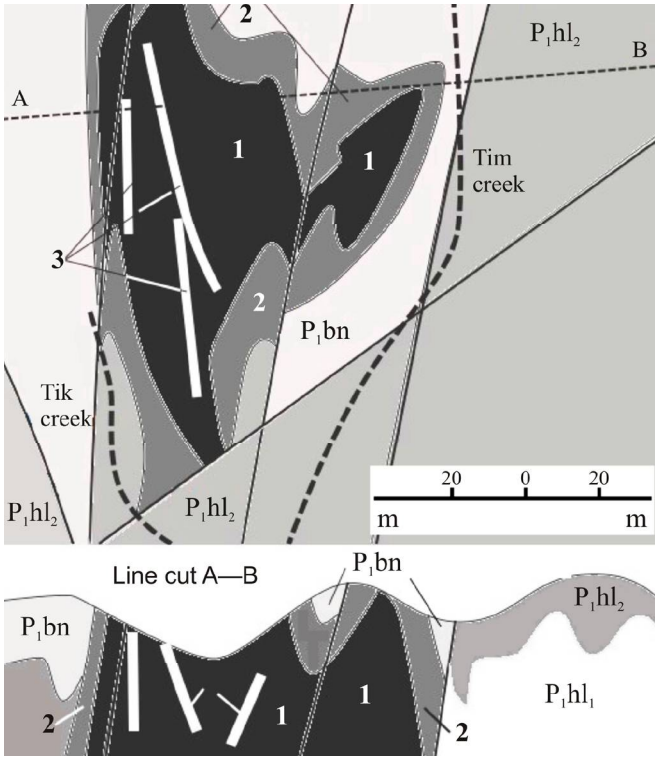


Рис. 2. Карбонатный шток (диапир) среди терригенных пород ранней перми [10]. Вмещающие породы: P_1hl_1 — халыинская свита, нижняя подсвита; P_1hl_2 — верхняя подсвита, алевролиты с прослоями песчаников, с линзами и вкраплениями пирита-марказита; P_1bn — бонсолчанская свита, тонкозернистые глинистые алевролиты с редкими прослоями песчаников. 1 — карбонатный шток (диапир), J_3—K_1; 2 — пиритизированные контактово-метасоматические образования за счет осадочных пород, обогащенные золотом; 3 — слабозолотоносные карбонат-кварцевые жилы в составе карбонатного штока. Сплошные линии — разломы верхоянской субмеридиональной и сунтарской северо-восточной систем

Fig 2. Carbonate stock (diapir) among terrigenous rocks of the Early Permian [10]. Host rocks: P_1hl_1, Khalyin Formation, lower subformation; P_1hl_2 — upper subformation, siltstones with sandstone interlayers, with lenses and inclusions of pyrite-marcasite; P_1bn, Bonsolchan Formation, fine-grained argillaceous siltstones with rare sandstone interbeds. 1 — carbonate stock (diapiric), J_3 — weakly gold-bearing carbonate-quartz veins within a carbonate stock. Solid lines are faults of the Verkhoyansk submeridional and Suntar northeastern systems

Таблица 2. Формульный состав доломито-анкернитовых карбонатов в Амурском штоке и кларки микроэлементов в пирите

Table 2. Formula composition of ankernite carbonates in the Amur stock and clarkes of trace elements in pyrite

Разновидности карбонатитов Varieties of carbonatites	Количество анализов Number of analyzes	Эмпирические формулы карбонатов Empirical formulas of carbonates
Пегматоидные / Pegmatoid	8	$(Ca_{0.98}Mn_{0.02})(Mg_{0.79}Fe_{0.21})(CO_3)_2$
Брекчиевые / Breccia	10	$(Ca_{0.99}Mn_{0.01})(Mg_{0.8}Fe_{0.2})(Co_2)_2$

Средние концентрации элементов-примесей в пирите карбонатитов, г/т (n = 35)*
Average concentrations of impurity elements in carbonatite pyrite, g/t (n = 35)*

Ti	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Pb	Sn	Cr	Mn	Au
556	7	35	52	16	47	45	1.1	0.12	16	60	3	558	0.4

Региональные минеральные кларки пирита (n = 386)
Regional mineral clarkes of pyrite (n = 386)

300	5	20	28	100	125	1443	0.5	11	500	60	3	120	4

* Спектральный анализ. Пробирный анализ дал более 1 г/т валового содержания золота, по данным спектрохимического анализа — менее 1 г/т.

* Spectral analysis. Assay analysis gave more than 1 ppm of gross grade gold, according to spectrochemical analysis — less than 1 ppm.

вать об участии в их составе глубинного вещества. Остальные халькофильные элементы, часто ассоциирующиеся с золоторудными минерализациями, в составе пирита в карбонатном штоке демонстрируют концентрации ниже региональных кларков. Это косвенно свидетельствует о том, что породы штока не могли быть источником золотого оруденения.

Карбонатные брекчии, судя по составу и строению, образовались за счет терригенно-карбонатных пород, подстилающих терригенный верхоянский комплекс. В них в теневых структурах под микроскопом иногда устанавливается микрофаунистический детрит, предположительно конодонт, с размером частиц от 0.1 до 1 мм.

Вмещающие шток терригенные породы ранней перми на контакте с карбонатным штоком превращены в мелкозернистые альбит-кварцевые метасоматиты (фениты) с мелкозернисто-роговиковой структурой и пятнисто-сетчатой текстурой. Они отличаются повышенными против регионального кларка содержаниями La и Ce. Это связано с тем, что песчанистые прослои ранней перми содержат переотложенный материал эродированных карбонатитов. В отдельных разрезах P_1 содержание La и Ce достигает 3—3.5 кларков. Сочетание субкларковых содержаний La и Ce во внутренней части карбонатного штока с некоторым обогащением этими элементами фронтальной его части можно объяснить процессами обмена веществом между штоком и осадочными породами. Содержание золота во вмещающих осадочных породах составляет 8—25 мг/т, что превышает региональный кларк в 1.5–3.2 раза, а кларк

земной коры более чем в 2—5 раз. В перекристаллизованных марказите и пирите осадочных пород содержание золота варьируется от 12 до 206 г/т. Во внутренней части карбонатного штока содержание золота, в отличие от вмещающих пород, находится на субкларковом уровне в 4—6 мг/т, повышаясь до 0.2—1.8 г/т в приконтактовых с ним метасоматически преобразованных алевролитах бонсолчанской свиты ранней перми.

Из представленных данных следует, что образование коренного золотого оруденения и золотой россыпи в рассматриваемом объекте, скорее всего, обусловлено перегруппировкой надкларковых концентраций золота во вмещающих раннепермских осадочных породах (халыинская и бонсолчанская свиты) и содержащихся в них сульфидах по фронту внедрения карбонатного диапира. Основная золотоносность, пространственно тяготеющая к Амурскому карбонатному штоку (диапиру), обусловлена вовсе не самим штоком. Во-первых, она обязана своим появлением вмещающим шток раннепермским осадочным породам и аномально обогащенным в них золотом сульфидам, а во-вторых, мелкозернистым альбит-кварцевым метасоматитам, образовавшимся по осадочным породам на фронте внедрения штока (диапира). Содержание золота в составе монофракций пирита из осадочных пород (пирит-1) варьируется в пределах от 4 до 35 г/т при среднем значении 29 г/т. Во фракциях пирита-2 из метасоматитов установлены более высокие содержания золота, достигающие, по данным М. К. Силичева (1995 г.), 201 г/т при среднем значении 42 г/т.

Данные по профилю, пересекающему шток и вмещающие породы, отражают следующую последовательность обогащения золотом в пространстве: вмещающие неизменённые породы с содержанием Au до 0.2 и Ag до 6.2 г/т → приконтактовые слабоокремненные породы с сетчатым кварцево-карбонатным ожилкованием и с содержанием Au до 0.6, Ag до 7.6 г/т → метасоматиты с равномерной тонкой вкрапленностью пирита (1—5 %) и с содержанием Au до 0.9, Ag до 10.7 г/т → → интенсивно пиритизированные (до 50 %) метасоматиты с содержанием Au до 1 г/т, Ag до 14 г/т. Основная масса золота в ходе перегруппировок сосредотачивалась вдоль фронта продвижения карбонатного штока, концентрируясь в штокверке золотокварцевых малосульфидных прожилок. Высвобождение золота из сульфидов с его последующим переотложением в кварц поздней стадии минерализации сопровождалось укрупнением его частиц до образования уже в аллювии самородков весом до 16 г (по данным геолога М. С. Щербакова, 1974). Позже этот штокверк был эродирован с образованием аллювиальной россыпи, которая в настоящее время отрабатывается старателями. Как показано на рис. 3, золотины в этой россыпи колеблются по размеру и степени окатанности. При этом чем меньше размер частиц, тем они хуже окатаны. Мелкие золотины поступали большей частью из метасоматитов с обогащенным золотом пирита-2, источником более крупных золотин в россыпи послужили упомянутые выше кварцевые прожилки и жилы штокверка.

Таким образом, рассмотренный выше пример пространственной связи карбонатного штока с золоторудной минерализацией даёт основание утверждать, что обогащение золотом по фронту тепловых потоков не зависит от состава эндогенных источников, но сильно зависит от золотоносности вмещающих осадочных пород. Критерием перераспределения золота в них под влиянием таких эндогенных факторов является наличие градиентов концентраций золота, установленных с помощью геохимических исследований всего разреза осадочных пород, магматитов с последующим расчётом региональных кларков. Наличие надкларковых валовых содержаний золота в осадочных породах и их обогащение золотоконцентрирующими минералами даёт основание не только выйти на конкретный золоторудный объект, но и разобраться с историей перегруппировок золота под влиянием различных геологических факторов и процессов.

Второй пример представляет собой **Верхне-Индигирский** золоторудно-россыпной район, располагающийся на Эльгинском складчато-глыбовом поднятии. Здесь пространственная связь с магматизмом чаще всего тоже отсутствует [6]. Рудные тела в виде субсогласных, пологосекущих и секущих осадочные породы маломощных кварцевых жил приурочены к мине-

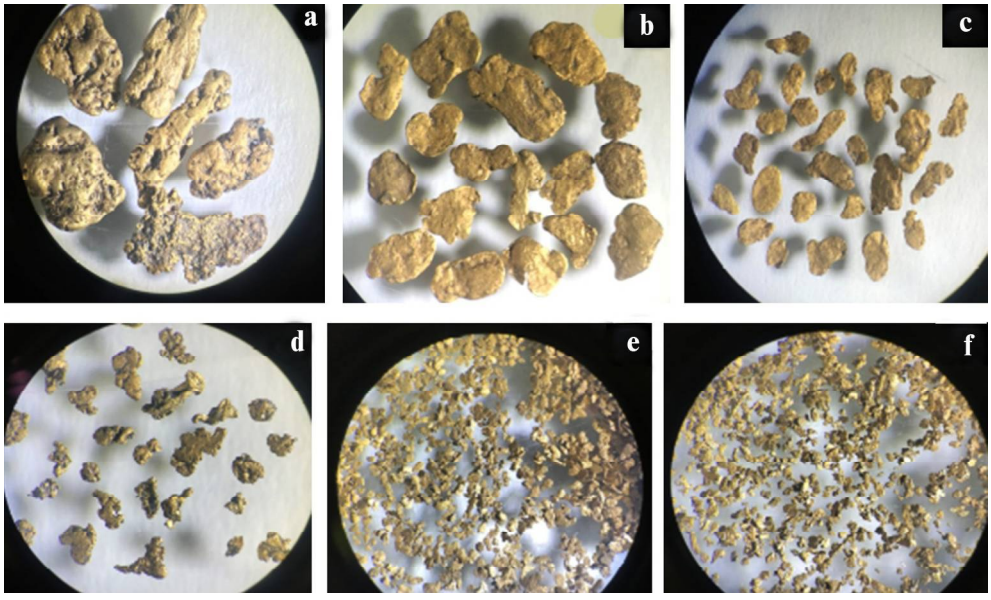


Рис. 3. Гранулометрия и морфология аллювиальных золотин. Их размеры в гранулометрических разрядах (мм): a— 8—4; b — 4—2; c — 2—1; d — 1—0.5; e — 0.5—0.25; f — менее 0.25

Fig. 3. Granulometry and morphology of alluvial gold particles. Sizes of gold grains in granulometric grades (mm): a — 8—4; b — 4—2; c — 2—1; d — 1—0.5; e — 0.5—0.25; f — less than 0.25

рализованным зонам дробления либо к флексурам, локализуясь в надвигах (золоторудное месторождение Бадран), взбросах или их кулисах северо-западного простирания (рудопроявления Надеждинское, Танинское и др.), осложняющих крылья мелкой складчатости.

Рудовмещающие породы позднего триаса, представленные переслаивающимися алевролитами и полевошпат-кварцевыми песчаниками, являются типичными турбидитами дельтовых фаций подводного склона и/или его подножия [19, 21]. На степень минерализации секущих зон дробления с маломощными кварцевыми жилами огромное влияние оказывает литологический состав вмещающих пород. При пересечении пластов песчаников золотое оруденение распространяется на всю мощность рудовмещающей пачки (Танинское рудопроявление), но буквально «вязнет» в алевролитах, разбиваясь в них на маломощные золотосодержащие струи. Подобная ситуация наблюдается и в Аллах-Юньской зоне развития стратифицированной золоторудной минерализации [7, 9].

Возраст оруденения, по геологическим данным, растянут в диапазоне J_3—K_2. При этом ранний этап минерализации выражен рассеянной золото-марказит-пиритовой и/или золотоарсенопиритовой (установленной на низких горизонтах месторождения Бадран в надвиговой зоне) минерализацией, образовавшейся по завершению складчатости. В пределах золоторудного месторождения Бадран основное промышленное оруденение находится в зоне Бадран-Эгеляхского взброс-онадвига. Здесь развивается кварц-малосульфидная минерализация с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, антимонитом. Она залегает согласно с вмещающими породами с падением на северо-запад под углом 27—35°. На участках более крутых залеганий вмещающих пород надвиговая зона тоже приобретает более крутое падение, контролируя преимущественно вкрапленную золото-пирит-арсенопиритовую минерализацию с прожилково-тонкосетчатым окварцеванием. Сама надвиговая зона располагается непосредственно под флексурой пласта песчаников верхнебыйтахской подсвиты позднего триаса. Вмещающие турбидиты с прослоями песчаников кварц-полевошпатового и полимиктового состава T_3 за пределами рудного поля отличаются повышенными содержаниями (в кларках земной коры) Au (1.5—2), Sb (2.5), Pb (2), As (4.5).

На примере месторождения Бадран можно увидеть, что золотое оруденение сформировалось в несколько этапов перегруппировки элементов-примесей, находящихся в пирите разных стадий минерализации (табл. 3, 4). Максимальные концентрации Au и Ag устанавливаются в пиритах и арсенопиритах зоны рассеянной минерализации. В процессе переотложения сульфидов в жильные образования золото из них высвобождается, укрупняется, а концентрации его в переотложенных сульфидах сокращаются почти на порядок. Новообразованные золотины укрупняются, локализуясь в жильном кварце с образованием золото-малосульфидно-кварцевых минерализаций и оруденений. Основными примесями в составе последних выступают те же микроэлементы, что присутствуют в терригенных породах, – Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Pb, Sb, Au, Mn. Пирит участвует в процессе перегруппировки этих элементов разнонаправленно – сначала на метасоматической стадии накапливает, а затем при собственном переотложении в гидротермальные жилы высвобождает золото и элементы-спутники в виде самостоятельных минералов (фазовая гетерогенизация). Вследствие сложения именно таких разнонаправленных процессов и образуются продуктивные на самородное золото минерализации.

В заключение проиллюстрируем гипотетический механизм эволюции источников золота при формировании золоторудных месторождений в Восточной Якутии (рис. 4).

Согласно предлагаемой гипотезе, реализуются четыре основных этапа формирования таких месторождений в ходе многократной перегруппировки первоначально рассеянного золота в осадочных породах в условиях регионального метаморфизма, метасоматизма и гидротермальных преобразований. Причиной таких перегруппировок на разных стадиях формирования золоторудных месторождений может выступить эндогенный тепломассоперенос, имеющий как глубинное происхождение, так и воздействие со стороны вблизи локализованных магматитов любого состава.

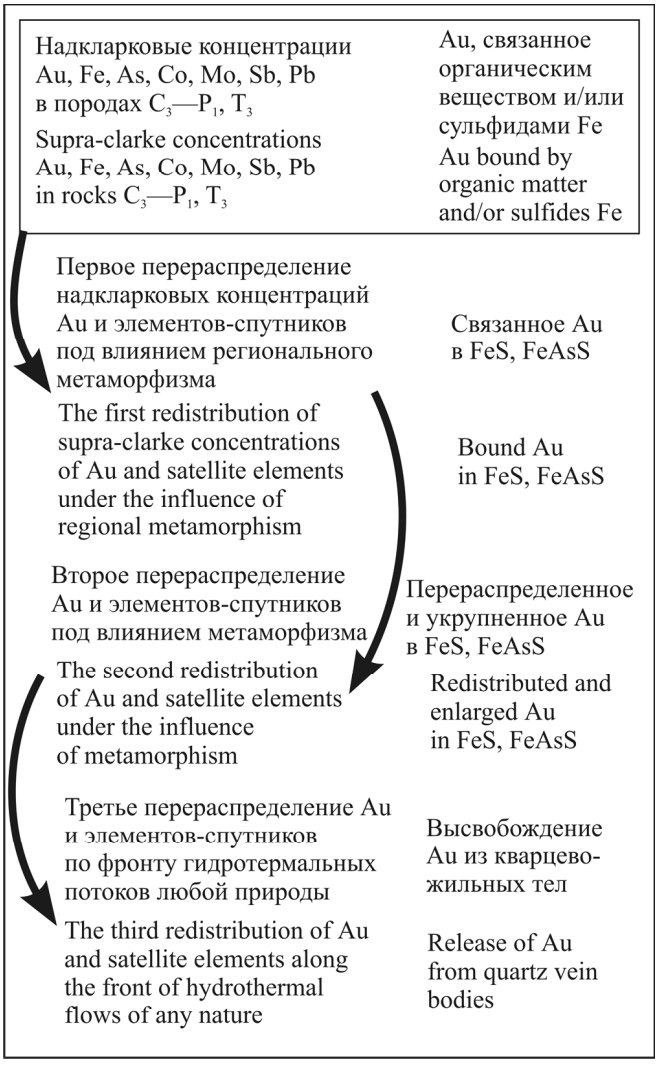


Рис. 4. Обобщённая схема эволюции источников золота в геологических структурах Восточной Якутии

Fig. 4. Generalized scheme of the evolution of gold sources in the geological structures of Eastern Yakutia

Таблица 3. Структурно-минералогические и геохимические особенности формирования золоторудной минерализации в Верхне-Индигирском районе (на примере месторождения Бадран и рудопроявления Танинское)

Table 3. Structural, mineralogical and geochemical features of the formation of gold mineralization in the Verkhne-Indigirsky region (on the example of the Badran deposit and the Taninskoye ore occurrence)

Этапы развития структуры Stages of structure development	Золоторудная формация Gold ore formation	Минеральный тип Mineral type	Минеральная ассоциация, стадия, температура среды в °С (вакуумная декрептация) Mineral association, stage, ambient temperature in °C (vacuum decrepation)	Геохимический тип Geochemical type	Геохимическая ассоциация Geochemical association
1	2	3	4	5	6
Дорудный, доскладчатый Pre-ore, pre-folded	не опр. n/d	не опр. n/d	золото (1) + марказит-пирит (1). Содержание золота в марказите-пирите — 6—14 г/т. Температура образования — 112—340 °С (турбидиты T_3 за пределами рудного поля) gold (1) + marcasite-pyrite (1). The gold content in marcasite-pyrite — 6—14 g/t. The formation temperature — 112—340 °C (T_3 turbidites outside the ore field)	золото в надкларковых содержаниях (6—8 мг/т) и элементы-спутники — Fe, As, Co, Mo, Sb, Pb — во вмещающих турбидитах supraclarke gold (6—8 mg/t) and satellite elements Fe, As, Co, Mo, Sb, Pb in host turbidites	
Ранний синскладчатый. Формирование флексуры Бадрана с межслоевыми трещинами. Заложение надвиговой зоны Early synfold. Formation of the Badran flexure with interlayer cracks. Occurrence of the overthrust zone	золото-сульфидная gold-sulfide	золото-пиритовый gold-pyrite	золото (2) + пирит (2), первая рудная стадия. Содержание золота в пирите — 12–34 г/т. Температура образования — 112—225 °С gold (2) + pyrite (2), the first ore stage. The gold content in pyrite — 12—34 g/t. Temperature of formation — 112—225 °C	золото-мышьяковый gold-arsenic	Au, Fe, As, Co, Ag
Поздний постскладчатый. Брекчии в надвиговой зоне. Формирование зоны рассеянной пирит-арсенопиритовой минерализации Late postfold. Breccias in the overthrust zone. Formation of a zone of dispersed pyrite-arsenopyrite mineralization	золото-сульфидная gold-sulfide	золото-пирит-арсенопиритовый gold-pyrite-arsenopyrite	золото (3) + кварц (1) + пирит (3) + арсенопирит (1), вторая рудная стадия. Содержание золота в пирите 20—240 г/т, в арсенопирите (1) — 12—180 г/т. Температура образования —165—225 °С gold (3) + quartz (1) + pyrite (3) + arsenopyrite (1), the second ore gradedia. The gold content in pyrite is 20—240 g/t, in arsenopyrite (1) — 12—180 g/t. Formation temperature —165—225 °C	золото-мышьяковый gold-arsenic	Au, Fe, As, Ag, Co, Ni

Окончание на с. 32

End on p. 32

Таблица 3. Окончание

Table 3. End

1	2	3	4	5	6
Ранний, связанный с образованием секущих жил в межслоевых трещинах в терригенной толще Early, associated with formation of secant veins in interlayer cracks in terrigenous sequence	золотокварцевая малосульфидная gold-quartz low-sulfide	золотополисульфидный gold-polysulfide	золото (4) + кварц (2) + доломит + пирит (4) + + арсенопирит (2) + сфалерит + галенит + блеклые руды. Температура образования — 165—270 °С gold (4) + quartz (2) + dolomite + pyrite (4) + + arsenopyrite (2) + rite + galena + faded ores. Formation temperature — 165—270 °С.	золото-серебро-мышьяк-цинк-свинец-медный gold-silver-arsenic-zinc-lead-copper	Au, As, Ag, Pb, Cu
Поздний, связанный с образованием секущих жил Late, associated with the formation of secant veins	сульфидная Sulfide	сульфоантимонитовый sulfoantimonite	кварц (3) + карбонат (2) + сульфоантимониты + + антимонит. Температура образования — 165—270 °С quartz (3) + carbonate (2) + sulfoantimonite + + antimonite. Formation temperature — 165—270 °С	сурьмяный Antimony	Au, As, Ag, Pb, Cu, Sb
Гипотетический связанный с кислым магматизмом и глубинными флюидами Hypothetical associated with acid magmatism and deep fluids	золото (?)-сульфотеллуридная gold (?)-sulfotelluride	золото (?)-сульфотеллуридный gold (?)-sulfotelluride	не опр. n/d	висмут-теллуровый (?) bismuth-tellurium (?)	Au (?), As, Co, Bi, Te, Sb
Пострудный Past-ore	не опр. n/d	кварц-карбонатный quartz-carbonate	кварц (4) + карбонаты quartz (4) + carbonates	карбонатный carbonate	геохимическая ассоциация зоны окисления: Au, Fe, As, Pb, Zn, Ag, Sb, Cu. Co, Bi geochemical association of the oxidation zone: Au, Fe, As, Pb, Zn, Ag, Sb, Cu. Co, Bi

Таблица 4. Изменение средних содержаний золота и элементов-примесей в составе пирита и марказита в золоторудном месторождении Бадран (г/т)

Table 4. Change in the average content of gold and trace elements in the composition of pyrite and marcasite of the Badran gold deposit (ppm)

Ti	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Pb	Sb	Au	Mn	Сумма примесей Admixture sum
Элементы-примеси в марказитах рудоносных толщ (n = 5). Золотопиритовая стадия Elements-impurities in the marcasite of the ore-bearing strata (n = 5). Gold-pyrite stage													
4500	9	102	32	72	24	250	70	75	458	1389	14	150	7045
Элементы-примеси в неперекристаллизованном пирите зоны рассеянной минерализации (n = 3). Золото-пирит-арсенопиритовая стадия Elements-impurities in non-recrystallized pyrite of the scattered mineralization zone (n = 3). Gold-pyrite-arsenopyrite stage													
5000	1	5	10	70	50	3000	5	1126	15	50	1491	200	11023
Элементы-примеси в перекристаллизованном пирите зоны диффузной минерализации (n = 5) Elements-impurities in recrystallized pyrite of the zone of diffuse mineralization (n = 5)													
4300	1.3	6.7	11	30	21.7	2860	5.3	970	35	139	50	330	8759
Примеси в массивном пирите без разделения на основе перекристаллизации (n = 13) Impurities in bulk pyrite without separation on the basis of recrystallization (n = 13)													
4600	2	20	16	33	23	2840	5	175.7	34	141	162.2	370	8421.9

Наличие повышенных содержаний золота в магматических породах в пределах рудных полей ещё не означает, что золото генетически связано именно с ними. Для доказательства подобной связи потребуется исключить возможное наличие источника золота во вмещающих магматизм породах.

Заключение

На примере изучения крупных золотоносных районов складчатых структур Восточной Якутии показано, что формирование золоторудных месторождений представляет собой длительный полиэтапный и полистадийный процесс. Господствующие воззрения, в основном о парагенетической или генетической связи образования золотых оруденений с гранитоидами, имеющими мифическую «золотую специализацию», долгое время не давали в упомянутом регионе значимых результатов поисков. Это происходило до той поры, пока геологи в ходе геологических съемок и поисков масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 не стали комплексно исследовать геохимические особенности как магматических, так и осадочных пород. Только рассчитанные в результате таких работ региональные кларки позволили получить реальную картину распределения относительных содержаний рудообразующих химических элементов, включая золото, в геологическом пространстве с выделением групп дефицитных (докларковых), равновесных (субкларковых) и избыточных (надкларковых) элементов как основы для прогнозирования.

Исследование изменений концентраций золота и его элементов-спутников под воздействием факторов магматизма, метаморфизма, метасоматизма и гидротермальной деятельности дали возможность выявить важнейшую роль для рудообразования надкларковых концентраций золота в терригенных породах R_3-возраста на территории Кыллахского поднятия, C_3—P_1- и T_3-возраста на территории Южно-Верхоянского и Сартановского синклинориев. Золоторудные месторождения здесь, как правило, ассоциируются пространственно с магматитами, но локализуются только в осадочных толщах с надкларковыми содержаниями золота. Вне таких толщ, даже в пространственной связи с гранитоидами, ни одного золоторудного объекта не выявлено. Показательно также, что единственная золотоносная речная россыпь, выявленная здесь в пространственной связи с карбонатным штоком эндогенного происхождения, тоже привязана к осадочным породам P_1 с надкларковыми валовыми содержаниями золота. В других геологических ситуациях – на Кыллахском поднятии и в Сетте-Дабанском антиклинории с докларковыми содержаниями золота в осадочных породах — аналогичных россыпей в ассоциации с такого рода карбонатитами не выявлено.

Проведенные исследования привели к выводу о первостепенной роли в образовании золоторудных месторождений не столько собственно магматизма, сколько перегруппировок первоначальных содержаний золота во вмещающих магматиты осадочных породах под воздействием различных, в том числе и эндогенных, агентов тепломассопереноса. Таким образом, важнейшим критерием наличия золоторудной минерализации в регионе является существование в нем осадочных толщ с надкларковыми концентрациями золота.

Полученные данные дают основание к пересмотру перспективности площадей на рудное золото, особенно в известных золоторудных районах, на основе апробированной в Восточной Якутии методики выделения уровней первичного накопления золота и его спутников с помощью расчётов региональных кларков осадочных и магматических пород, а также кларков для сквозных минералов, участвующих в образовании золотых оруденений.

Литература

1. *Андриянов Н. Г.* О взаимоотношении процессов метаморфизма и золотой минерализации в Южно-Верхоянском синклинории // ДАН СССР. 1973. Т. 211. № 2 . С. 434—436.

2. *Вернадский В. И.* История минералов земной коры // Избр. соч. Т. 4. Кн. 1. М.: Наука, 1959.

3. *Зверев К. В., Казаненков В. А.* Седиментогенез отложений ачимовской толщи Северного Приобья // Геология и геофизика. 2001. Т. 32. № 4. С. 617—630.

4. *Кокин А. В.* Новые данные по золотоносности осадочных пород Юго-Восточного обрамления Сибирской платформы // ДАН СССР. 1990. Т. 13. № 3. С. 697—699.

5. *Кокин А. В.* Карбонатный диапир в терригенном верхоянском комплексе Юго-Восточной Якутии // ДАН. 1994. Т. 337. № 4. С. 486—489.

6. *Кокин А. В.* Структурно-морфологические, минералого-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхне-Индигирском золотоносном районе // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2001. № 1. С. 54—66.

7. *Кокин А. В., Силичев М. К.* Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 119—128.

8. *Конкин В. Д., Донец А. И., Ручкин Г. В.* Минералого-геохимические типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // Отечественная геология. 2018. № 4. С. 52—62. DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10005

9. *Константинов М. М., Косовец Т. Н., Орлова Г. Ю., Щитова В. И., Жидков С. Н., Слезко В. А.* Факторы локализации стратиформного золотокварцевого оруденения // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 59—69.

10. *Мехоношин В. Ф., Поркунова А. Л.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Юдомская. Лист P-54-XIII (устье р. Дыбы). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. 77 с.

11. *Парада С. Г.* Генетические модели предрудных золотоносных минерализаций в черносланцевых комплексах Северного Кавказа // Вестник Южного научного центра. 2015. Т. 11. № 2. С. 53—62.

12. *Развозжаева Э. А., Спиридонов А. М., Цыханский В. Д.* Платина в углеродистом веществе рудного месторождения Сухой лог (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 286—296.

13. *Севергин В. М.* Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел. СПб., 1798. Кн. 1–2.

14. *Стружков С. Ф., Наталенко М. В., Цымбалюк Н. В.* Уникальные золоторудные регионы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) – сопоставительный анализ // Минеральные ресурсы России, экономика и управление. 2009. № 4. С. 72—81.

15. *Чащин В. В., Петров С. В., Киселева Д. В., Савченко Е. Э.* Платиноносность и условия образования сульфидного ЭПГ-Cu-Ni-месторождения НЮД-II Мончегорского плутона // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 2. С. 99—131. DOI: 10.31857/S0016777021020027

16. *Чернышёв И. В., Бортников Н. С., Чугаев А. В., Гамянин Г. Н., Бахарев А. Г.* Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия). Результаты высокоточного изучения изотопного свинца (MC-ICP-MC) и стронция // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 395—418.

17. *Шило Н. А.* Витватерсранд и проблема его образования // Смирновский сборник № 7. М., 2007. С. 51—64.

18. *Щербаков Ю. Г.* Распределения и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 269 с.

19. *Baume A. H.* Sedimentology of some flych deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elssevier Pub. Co. 1962. 162 p.

20. *Breithaupt A.* Die Paragenesis der Mineralien: mineralogisch, geognostisch und chemisch beleuchtet, mit besonderer Rücksicht auf Bergbau. Freiberg: J. G. Engelhardt, 1849. 276 p.

21. *Stow D. A. V., Shanmugam G.* Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparasion of recent deep-sea and ancient flysch sediments // Sedim.Geolog. 1980. V. 25. No. 1. 23—42 pp.

References

1. Andrianov N. G. *O vzaimootnoshenii protsessov metamorfizma i zolotoy mineralizatsii v Yuzhno-Verkhoyanskom sinklinorii* (On the relationship between the processes of metamorphism and gold mineralization in the South Verkhoyansk synclinorium). Doklady Earth Sciences, 1973, 211, No. 2, pp. 434—436.

2. Vernadskiy V. I. *Istoriya mineralov zemnoy kory* (History of the minerals of the earth's crust). Selected Works, V. 4, Book 1, Moscow, 1959.

3. Zverev K. V., Kazanenkov V. A. *Sedimentogenez otlozheniy achimovskoy tolshchiny Severnogo Priob'ya* (Sedimentogenesis of the Achimov strata of the Northern Ob region). Geologiya i geofizika, 2001, V. 32, No. 4, pp. 617—630.

4. Kokin A. V. *Novyye dannyye po zolotonosnosti osadochnykh porod Yugo-Vostochnogo obramleniya Sibirskoy platformy* (New data on the gold content of sedimentary rocks of the Southeastern framing of the Siberian Platform). Doklady Earth Sciences, 1990, V. 13, No. 3, pp. 697—699.

5. Kokin A. V. *Karbonatnyy diapir v terrigennom vekhoyanskom komplekse Yugo-Vostochnoy Yakutii* (Carbonate diapirs in the Vekhoyansk terrigenous complex of southeastern Yakutia). Doklady Earth Sciences, 1994, V. 337, No. 4, pp. 486—489.

6. Kokin A. V. *Strukturno-morfologicheskiye, mineralogo-geokhimicheskiye i litologo-fatsial'nyye osobennosti lokalizatsii zolotogo orudeneniya v Verkhne-Indigirskom zolotonosnom rayone* (Structural-morphological, mineralogical-geochemical and lithological-facies features of the localization of gold mineralization in the Verkhne-Indigirsky gold-bearing region). Vestnik Goskomgeologii RS(Ya), 2001, No. 1, pp. 54—66.

7. Kokin A. V., Silichev M. K. *Litologo-neftekhimicheskiye i geokhimicheskiye osobennosti otlozheniy vmeshchayushchikh stratiformnoye zolotoye orudeneniye v Yugo-Vostochnoy Yakutii* (Lithological, petrochemical and geochemical features of deposits hosting stratiform gold mineralization in South-Eastern Yakutia). Litologiya i poleznyye iskopayemyye, 1987, No. 3, pp. 119—128.

8. Konkin V. D., Donets A. I., Ruchkin G. V. *Mineralogo-geokhimicheskiye tipy i iz"yazvleniya pecheni osobennosti stratiformnykh svintsovo-tsinkovykh obrazovaniy v karbonatnykh tolshchakh* (Mineralogical and geochemical types and regional geological features of stratiform lead-zinc deposits in carbonate strata). Domestic geology, 2010, No. 4, pp. 52—62. DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10005

9. Konstantinov M. M., Kosovets T. N., Orlova G. Yu., Shchitova V. I., Zhidkov S. N., Slezko V. A. *Faktory vozdeystviya stratiformnogo zolotokvartsevogo orudeneniya* (Localization factors of stratiform gold-quartz mineralization). Geology of ore deposits, 1988, No. 5, pp. 59—69.

10. Mekhonoshin V. F., Porkunova A. L. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200000. Seriya Yudomskaya. List P-54-XIII (ust'ye r. Dyby). Ob"yasnitel'naya zapiska.* (State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200000. Yudomskaya series. Sheet P-54-XIII (mouth of the Dyba River). Explanatory note). Moscow branch of FSBI "VSEGEI", 2016, 77 p.

11. Parada S. G. *Geneticheskiye modeli predrudnykh zolotonosnykh mineralizatsiy v chernoslantsevykh kompleksakh Severnogo Kavkaza* (Genetic models of pre-ore gold-bearing mineralizations in black shale complexes of the North Caucasus). Bulletin of the Southern Scientific Center, V. 11, No. 2, 2015, pp. 53—62.

12. Razvozzhayeva E. A., Spiridonov A. M., Tsykhanskiy V. D. *Platina v uglerodistom uglerode rudnogo mestorozhdeniya Sukhoy log (Vostochnaya Sibir')* (Platinum in the carbonaceous matter of the Sukhoi log ore deposit (Eastern Siberia)). Geology and geophysics, 43, No. 3, 2002, pp. 286—296.

13. Severgin V. M. *Pervyye osnovaniya mineralogii ili yestestvennoy istorii iskopayemykh tel* (The first foundations of mineralogy or the natural history of fossil bodies). Book 1—2, St. Petersburg, 1798.

14. Struzhkov S. F., Natalenko M. V., Tsymbalyuk N. V. *Unikal'nyye zolotorudnyye regiony Vitvatersrand (YUAR) i Tsentral'no-Kolymskiy (Rossiya) — sopostavitel'nyy analiz* (Unique gold ore regions of the Witwatersrand (South Africa) and Central Kolyma (Russia) — comparative analysis). Mineral resources of Russia, economics and management, 2009, No. 4, pp. 72—81.

15. Chashchin V. V., Petrov S. V., Kiseleva D. V., Savchenko Ye. E. *Platinosnost' i usloviya obrazovaniya sul'fidnogo EPG-Cu-Ni mestorozhdeniya NYUD-II Monchegorskogo plutona* (Platinum content and formation conditions of sulfide PGE-Cu-Ni deposit NYUD-II of the Monchegorsk pluton). Geology of ore deposits, V. 63, No. 2, 2021, pp. 99—131. DOI: 10.31857/S0016777021020027

16. Chernyshov I. V., Bortnikov N. S., Chugaev A. V., Gamyanin G. N., Bakharev A. G. *Istochniki metallov krupnogo orogennogo zolotorudnogo Nezhdaninskogo mestorozhdeniya (Yakutiya, Rossiya). Rezul'taty vysokotochnogo izucheniya izotopnogo svintsa (MS-ISP-MS) i strontsiya* (Sources of metals of the large orogenic gold ore Nezhdaninskoe deposit (Yakutia, Russia). Results of a high-precision study of isotopic lead (MS-ICP-MC) and strontium). Geology of ore deposits, V. 53, No. 5, 2011, pp. 395—418.

17. Shilo N. A. *Vitvatersrand i problema yego obrazovaniya* (Witwatersrand and the problem of its formation). Smirnovsky collection, 2007, pp. 51—64.

18. Shcherbakov Yu. G. *Raspredeleniya i usloviya soderzhaniya zolota v vrudnykh provintsiyakh* (Distributions and conditions of gold concentration in ore provinces). Moscow: Nauka, 1967, 269 p.

19. Bouma A. H. Sedimentology of some flych deposits: a graphic approach to facies interpretations. Amsterdam: Elssevier Pub. Co., 1962, 162 p.

20. Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien: mineralogisch, geognostisch und chemisch beleuchtet, mit besonderer Rücksicht auf Bergbau. Freiberg: J.G. Engelhardt, 1849, 276 p.

21. Stow D. A. V., Shanmugam G. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparasion of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sedim. Geolog., 1980, V. 25, No. 1. pp. 23—42.

Поступила в редакцию / Received 26.09.2022



Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 551.89(551.793) DOI:10.19110/geov.2022.10.4

Палеогеографические обстановки осадконакопления в родионовское межледниковье в верхнем течении р. Сейды (по данным палинологического и диатомового методов)

Т. И. Марченко-Вагапова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
timarchenko@geo.komisc.ru

В статье представлены результаты изучения межморенных отложений среднего неоплейстоцена палинологическим и диатомовым методами. Межморенные отложения отнесены к родионовскому межледниковью. Выделено два климатических оптимума: в нижнем оптимуме доминирует пыльца *Pinus sylvestris*, в верхнем — *Picea* sp., *Pinus sylvestris*. В целом формирование отложений происходило в мелководном пресноводном водоеме.

Ключевые слова: *межледниковье, палинология, диатомовый анализ, палеогеографические обстановки.*

Paleogeographic conditions of sedimentation in the Rodionov interglacial period in the upper reaches of the Seyda River (according to palynological and diatom methods)

T. I. Marchenko-Vagapova

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

We present results of study of Middle Pleistocene intermorainic deposits by palynological and diatom methods. Intermorainic deposits are assigned to the Rodionov interglacial period. Two climatic optima have been identified: pollen *Pinus sylvestris* dominates in the lower optimum, and pollen *Picea* sp., *Pinus sylvestris* dominates in the upper one. The deposits were generally formed in a shallow freshwater reservoir.

Keywords: *interglacial period, palynology, diatom analysis, paleogeographic settings.*

Введение

Четвертичные отложения на северо-востоке Печорской низменности имеют большое распространение. В бассейне реки Сейды их мощность составляет 100—120 м. Наиболее хорошо они представлены в верхнем течении реки. Береговые разрезы обычно сложены валунными суглинками и разделяющими и перекрывающими их осадками водного генезиса [7]. Согласно проведенным ранее исследованиям в этом районе, нижний горизонт ледниковых образований датируется печорским (днепровским) временем, а верхний — вычегодским (московским) [1, 2], что также подтверждено серией оптико-люминисцентных дат (OSL) порядка 180—190 тыс. лет. Межморенные отложения, в частности древние торфяники, согласно данным уран-ториевого метода (Th/U), имеют возраст 200 ± 30 тыс. лет [3], что свидетельствует об их формировании в родионовское (шкловское) время. Целью настоящих исследований была реконструкция палеогеографических условий накопления межледниковых осадков в обн. Сд-3 в бассейне р. Сейды с использованием палинологического и диатомового методов, которые наиболее эффективны для выявления изменений природной среды.

Материалы и методы исследований

Обн. Сд-3 расположено на левом берегу р. Сейды (рис. 1) в 1.7 км выше устья руч. Тыня-Силова-Шор. Протяженность обнажения 600 м.

В нижней части обнажения залегает валунный суглинок, сизый, плотный, видимой мощностью около 4.2 м. Над ним вскрываются ленточные глины буро-сизые, мощностью 35 см. Выше в интервале глубин 4.55—4.70 м залегает глина гумусовая черная, с пятнами и затеками ожелезнения. Её перекрывает торф коричневато-бурый, с шоколадным оттенком, плотный. Мощность торфа составляет от 0.3 до 0.7 м. Выше в интервале 5.55—5.95 м лежит суглинок светло-сизый, с прослоями средне- и крупнозернистого песка. Над ним вскрыта глина светло-сизая, вязкая, влажная, с пятнами и затеками ожелезнения, неслоистая, мощностью 0.2—0.4 м, перекрытая супесью светло-коричневой. Мощность слоя

Для цитирования: Марченко-Вагапова Т. И. Палеогеографические обстановки осадконакопления в родионовское межледниковье в верхнем течении р. Сейды (по данным палинологического и диатомового методов) // Вестник геонаук. 2022. 10(334). С. 36—41. DOI: 10.19110/geov.2022.10.4

For citation: Marchenko-Vagapova T. I. Paleogeographic conditions of sedimentation in the Rodionov nterglacial period in the upper reaches of the Seyda River (according to palynological and diatom methods). 2022, 10(334), pp. 36—41, doi: 10.19110/geov.2022.10.4

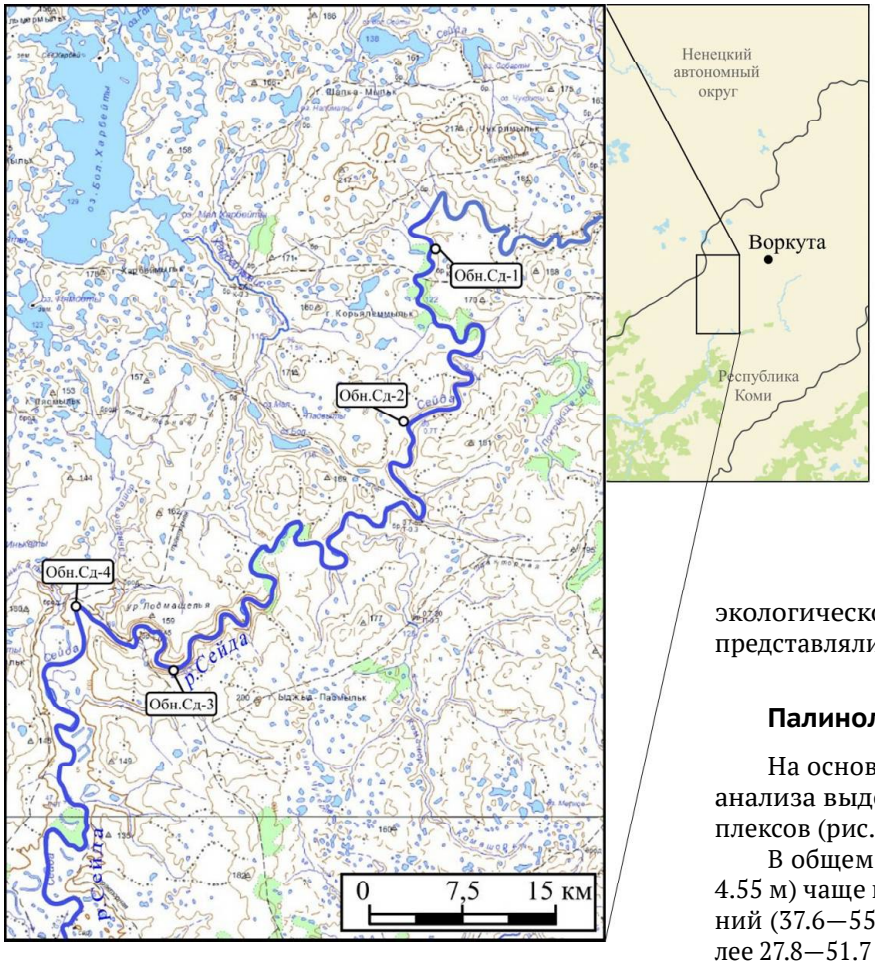


Рис. 1. Схема расположения обнажений на изученном отрезке р. Сейды [7]

Fig. 1. Scheme of location of outcrops on the studied segment of the Seyda River [7]

1.15 м. Эти межморенные отложения покрывает второй ледниковый горизонт, представленный валунным суглинком, сизым, плотным, мощностью 7.5 м.

Межморенные отложения в интервале глубин 4.2—7.5 м изучены палинологическим и диатомовым методами.

Химическую обработку проб для палинологических исследований осуществляли с использованием общепринятых методик: щелочной Л. Поста, сепарационной В. П. Гричука, а также ацетолизной методики Г. Х. Эрдтмана [10]. Изучение спор и пыльцы проводили с помощью цифрового биологического микроскопа Motic BA 300 при увеличении 420. Спорово-пыльцевые диаграммы строились с помощью программы TILIA. Интерпретация и расчет результатов спорово-пыльцевого анализа проводилась групповым способом. Споры и пыльца в спектрах объединялись в группы (пыльца деревьев и кустарников, пыльца трав, споры), далее определяли процентное содержание видов спор и пыльцевых зерен от 100 % отмеченных форм.

Обработка образцов на диатомовый анализ проводилась по общепринятым методикам [4, 5]. Створки изучались с помощью того же микроскопа. Так как большинство диатомовых водорослей, отмеченных нами в отложениях, встречаются в современных водоемах, экология их хорошо известна. Характеристики диатомей рассматривались с учетом литературных данных [4, 8, 9, 11] по четырем признакам: местообитанию, отношению к солености, отношению к pH среды и биогеографии. Расчеты проводились по числу видов и по количеству экземпляров. Результаты изучения экологической структуры диатомовых комплексов представлялись в виде диаграммы.

Палинологический анализ

На основании проведенного палинологического анализа выделены шесть спорово-пыльцевых комплексов (рис. 2).

В общем составе ***комплекса I*** (инт. глубин 4.20—4.55 м) чаще преобладает пыльца травянистых растений (37.6—55.6 %), пыльца древесных составляет более 27.8—51.7 %. Споровых встречено 7.6—24.1 %. Среди отмеченных древесных форм основная доля приходится на мелколиственные породы, в первую очередь это виды рода *Betula* L.: *Betula* sect. *Albae* (до 19.5 %), *Betula* sect. *Fruticosae* (около 13 %), *Betula nana* (до 7.6 %). В группе хвойных пород: *Pinus sylvestris* (почти 5 %), *Picea* sp. либо отсутствует, либо участие ее незначительно (до 2 %). В небольшом количестве встречены ольха и ольховник. В составе травянистых растений значительно участие полыней *Artemisia* sp. (до 15 %). Отмечены осоковые, бруснично-вересковые, злаки, маревые, разнотравья с преобладаем Polygonaceae (до 22 %). Среди споровых растений превалируют сфагновые мхи. Состав спорово-пыльцевого комплекса отражает условия начала межледниковья и формирование тундровой и лесотундровой растительности.

В ***комплексе II*** (инт. глубин 4.55—4.8 м) возрастает роль пыльцы древесных растений (до 73 %) за счет снижения роли травянистых (8.7 до 22.4 %). Среди древесных форм по-прежнему преобладают виды рода *Betula* L.: *Betula* sect. *Albae* (до 22.8 %), *Betula* sect. *Fruticosae* (16 %), *Betula nana* (до 10 %). В группе хвойных растений существенно увеличивается доля *Pinus sylvestris* (16 %), *Picea* sp. (до 5 %). Пыльца ольховника *Alnaster* sp. исчезает. Группа травянистых растений становится малочисленной и менее разнообразной. Встречена единичная пыльца влаголюбивой Nufaraceae. Среди споровых растений преобладают сфагновые мхи *Sphagnum* sp. (до 17.8 %). Комплекс свидетельствует о распространении лесных ландшафтов, на фоне улучшения климатической обстановки.

В общем составе ***комплекса III*** (инт. глубин 4.85—5.2 м) по-прежнему доминирует пыльца древесных растений, возрастает количество спор. Среди древес-

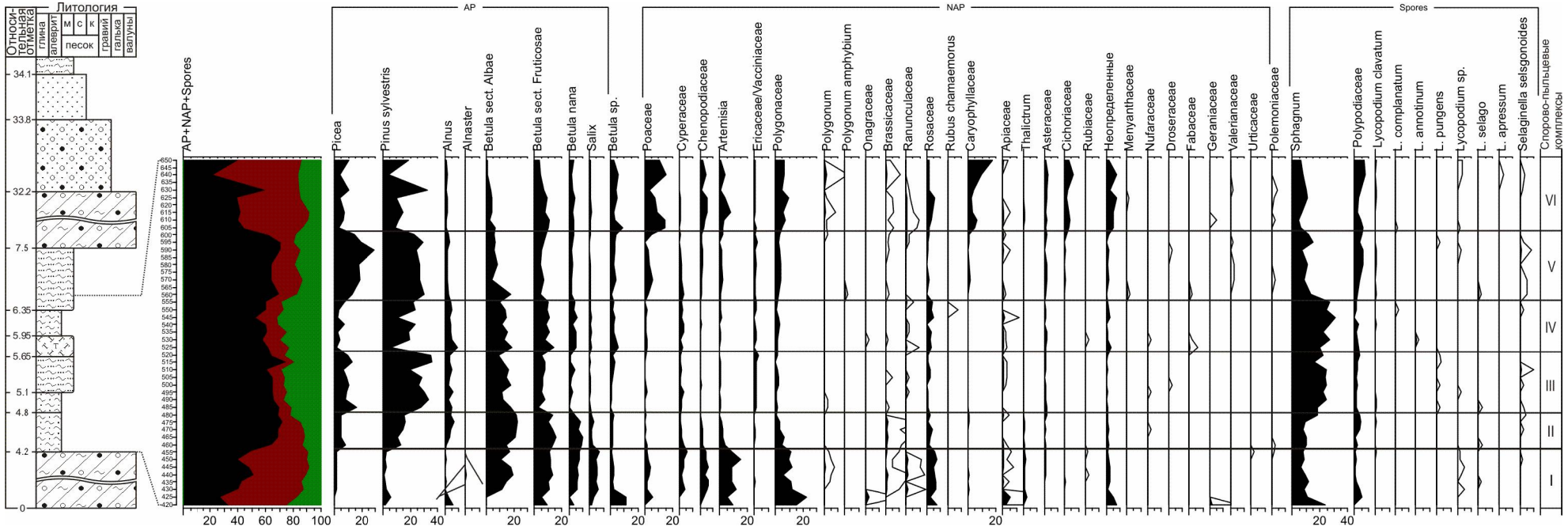


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений из обн. Сд-3

Fig. 2. Spore-pollen diagram of deposits from outcrop Сд-3

ных форм превалирующими становятся виды хвойных растений: численность сосны *Pinus sylvestris* значительно увеличивается — до 36 %, ели *Picea* sp. — до 6—16 %. Участие березы уменьшается. Доля травянистых растений еще больше снижается. Среди споровых растений сфагновые мхи сохраняют свое преобладающее значение. Палинологические спектры свидетельствуют о том, что в это время были развиты хвойные сосново-еловые леса с участием березы.

Комплекс IV (инт. глубин 5.25—5.55 м) отражает снижение роли пыльцы древесных растений. Участие хвойных немного уменьшается: *Pinus sylvestris* — до 23 %, ели *Picea* sp. — до 7 %. Доля рода *Betula* L. возрастает, особенно количество *Betula* sect. *Fruticosae* — до 14.3 %. Состав травянистых растений не меняется. Участие *Sphagnum* sp. еще более возрастает. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на сокращение роли лесов в ухудшающихся климатических условиях и распространение лесотундры.

В ***комплексе V*** (инт. глубин 5.6—6.0 м) фиксируется увеличение доли пыльцы древесных растений (около 71 %). Вновь доминируют хвойные растения. Численность ели *Picea* sp. достигает почти 29 %, сосны *Pinus sylvestris* — 30 %. Существенно снижается участие березы. Состав пыльцы травянистых растений достаточно разнообразен. Встречаются злаки Poaceae, осоки Cyperaceae, бруснично-вересковые Vacciniaceae-Ericaceae, ксерофиты: *Artemisia* sp. и Chenopodiaceae. В составе мезофильного разнотравья отмечаются представители Rosaceae, Ranunculaceae, Polygonaceae, Apiaceae, Polemoniaceae, Brassicaceae, Menyanthaceae, *Polygonum amphybium* и др. Среди споровых растений по-прежнему преобладают сфагновые мхи, единичны плауны *Lycopodium complanatum, L. clavatum, L.pungens, L. selago* и *Sellaginella selaginoies*. Палинологические спектры свидетельствуют о том, что в это время при улучшении климатических условий развивались хвойные еловые леса с примесью сосны и березы.

Комплекс VI (инт. глубин 6.05—6.5 м) отражает преобладание травянистых растений (до 61 %). Среди отмеченных древесных форм на первое место выходят мелколиственные породы сем. Betulaceae. В группе хвойных пород значительно сокращается доля пыльцы *Pinus sylvestris* (18 %), *Picea* sp. (до 10 %). В составе травянистых растений заметно возрастает участие злаковых (до 15.3 %), полыней (до 7.7 %) и разнотравья. Среди споровых растений преобладают как сфагновые мхи, так и папоротники. Состав спорово-пыльцевого комплекса отражает ухудшающиеся климатические условия, деградацию лесной и формирование тундровой и лесотундровой растительности.

Диатомовый анализ

С помощью диатомового анализа изучены 23 образца. В 12 образцах либо отсутствуют водоросли, либо обнаружены их обломки или единичные формы. В остальных встречен диатомовый комплекс, который включает в себя 92 вида и разновидностей, относящихся к 20 родам в количестве от 1890 до 10 509 экземпляров на препарат. Выделены три диатомовых комплекса.

Первый комплекс (инт. глубин 4.20—4.55 м) характеризуется небольшим разнообразием и численностью, включает в себя всего 12 видов и разновидностей численностью 2828 экземпляров. Наиболее многочисленны обрастатели — виды рода *Fragillaria* и *Opephora martii*, отмеченные с оценкой обилия «очень часто». Экологическая характеристика комплекса по числу видов (рис. 3) следующая: по отношению к солености доминируют индифференты; галофобы и галофилы отмечены в равных количествах, встречен единичный мезагалоб *Diploneis interrupta*. По отношению к кислотности доминируют алкалифилы, ацидофилы составляют всего 8 %. По биогеографии доминируют космополиты.

Второй комплекс (инт. глубин 4.55—5.15 м). Он состоит из 59 видов и разновидностей численностью до 10 509 экземпляров. Наиболее многочисленны виды рода *Fragillaria*, отмеченные с оценкой обилия «в массе» и «очень часто». Наиболее представительны роды *Navicula* (10 видов) и *Eunotia* (8 видов). Экологическая характеристика комплекса по числу видов следующая: по местообитанию преобладают обрастатели (55 %). По отношению к солености галофобы и галофилы отмечены приблизительно в равных количествах (по 15 % и 20 % соответственно), мезагалобы не встречены. По отношению к кислотности доминируют алкалифилы, довольно большую группу составляют ацидофилы, их участие вверх по разрезу увеличивается до 32 %. По биогеографии преобладают космополиты (44 %), немного меньше бореальных форм (41 %), северных отмечено до 18 %. По количеству экземпляров по отношению к солености галофилов отмечено 15 %, по отношению к кислотности доминируют индифференты (98 %).

В ***третьем комплексе*** (инт. глубин 5.70—6.25 м) отмечается небольшое увеличение видового разнообразия (до 69), численность видов колеблется от 1892 до 8635 экземпляров. Виды отмечены с разными оценками обилия. Наиболее представительны роды *Eunotia* (17 видов) и *Navicula* (16 видов). Экологическая характеристика комплекса следующая: как и в первых комплексах, превалируют донные виды и обрастатели, встречен единичный планктонный вид *Aulacoseira islandica,* скорее всего переотложенный. По отношению к солености происходит возрастание количества галофобов (до 30 % в обр. 50, глуб. 6.25 м) и значительное уменьшение галофилов; по отношению к pH: участие ацидофилов возрастает в обр. 50 до 41 %. По биогеографии: увеличивается доля северных форм (28—40 %), участие бореальных составляет 28—39 %. По количеству экземпляров экологическая характеристика выглядит следующим образом: по отношению к солености по-прежнему преобладают индифференты (77 %), на второе место выходят галофобы (23 %), галофилы исчезают; по отношению к кислотности при доминировании индифферентов значительно возрастает доля ацидофильных форм (34 %); по биогеографии преобладают северные формы (55 %).

Обсуждение результатов исследований

На основе полученных данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов была прослежена закономерная последовательность изменения палеогеографических обстановок.

Условия начала межледниковья (комплекс I) характеризуются распространением тундровой и лесотундровой растительности. В составе древесной растительности в большом количестве встречены кустарни-

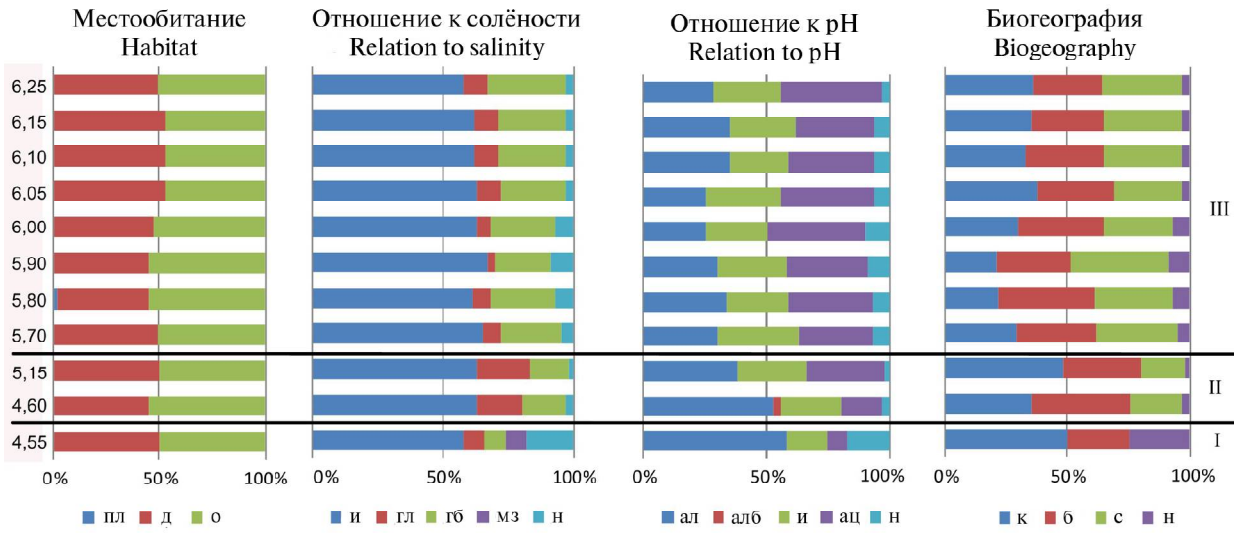


Рис. 3. Экологическая характеристика диатомовых комплексов в отложениях обн. Сд-3 по видовому разнообразию. Условные обозначения: местообитание (планктонные — п, донные — д, обрастатели — о), отношение к солёности (галофобы — гб, индифференты — и, галофилы — гл, мезогалобы — мз), отношение к pH среды (ацидофилы — ац, индифференты — и, алкалифилы — ал, алкалибионты — алб), биогеография (северные — с, космополиты — к, бореальные — б), экология не определена — н

Fig. 3. The ecological characteristic of the diatom complexes in Сд-3 deposits based on species variety. Legend: habitat (plankton — п, bentos — д, overgrown — о), relation to salinity (halophobous — гб, indifferent — и, halophilous — гл, mesohalobous — мз), relation to pH (acidophilous — ац, indifferent — и, alcaliphilous — ал, alkalibionts — алб), biogeography (norther — с, cosmopolitan — к, boreal — б), ecology is not defined — н

ковая и кустарничковая березы, в травянистом покрове преобладает полынь. Климат достаточно холодный. В осадках, вероятно приледникового, озера обнаружено небольшое количество створок диатомовых водорослей, что можно объяснить суровостью условий.

Последовавшее потепление (комплексы 2 и 3) привело к развитию на данной территории хвойных таежных лесов. В их составе возрастает, а затем и преобладает сосна *Pinus sylvestris,* появляется и становится постоянной ель *Picea* sp. Значительно участие древовидной березы. Благоприятные условия повлияли и на формирование диатомовых комплексов, что отразилось на увеличении численности видов и количестве экземпляров. Значительно количество бореальных форм. Общее господство видов родов *Navicula, Eunotia* и *Fragilaria* — донных и обрастателей, а также возрастание участия видов-ацидофилов свидетельствуют о мелководном характере водоема в процессе заболачивания.

Дальнейшее похолодание (комплекс 4) характеризуется сокращением роли лесов и распространением лесотундры, что отразилось в значительном увеличении роли кустарниковой березы. Для существования диатомовых водорослей сложились, видимо, неблагоприятные условия.

Улучшение климата (комплекс 5) способствовало развитию хвойных еловых лесов, где уже в качестве примеси участвовали сосна и древовидная береза. Травянистый покров разнообразен.

Последовавшее похолодание (комплекс 6) отразилось в деградации лесной растительности и формировании тундровой и лесотундровой растительности.

На протяжении произошедшего этапа потепления-похолодания (комплексы 5 и 6) формировались довольно разнообразные и численные диатомовые комплексы. Они отражают благоприятные условия существования в мелководном пресноводном водоеме, где достаточно велики процессы заболачивания, о чем свидетельствует высокое содержание ацидофильных форм. Ухудшение климатических условий, произошедшее в это время, фиксируется увеличением северных форм вверх по разрезу.

Заключение

Ранее межледниковые отложения родионовского возраста в этом районе были изучены в обн. Сейда-8 Д. А. Дурягиной [1]. Ею были выделены два теплых периода, разделенные кратковременным похолоданием. Нижний климатический оптимум характеризуется достаточно высоким содержанием сосны обыкновенной и единичным присутствием широколиственных пород: вяза, граба, орешника. В верхнем климатическом оптимуме значительно участие ели сибирской, сосны обыкновенной, единично ели sect. *Omorica*, вяза, граба и орешника.

В стратотипическом разрезе торфяника, расположенном в среднем течении р. Печоры, ниже д. Родионово, Л. А. Коноваленко были выделены два периода потепления. Климатические оптимумы характеризуются господством ели и сосны обыкновенной, единичным участием экзотических пород ели sect. *Omorica* и сосны sect. *Strobus,* а также широколиственными породами: дубом, вязом, липой, грабом, орешником. Такое видовое разнообразие в целом характерно для палинологических комплексов, полученных для родионовского горизонта юга Коми Республики [6].

Таким образом, проведенное палинологическое исследование межледниковых отложений в обн. Сейда-3 и сопоставление его с данными предшественников подтверждают родионовское время формирования отложений. Полученные фазы изменения растител-

ности в целом согласуются с критериями, выделенными Д. А. Дурягиной и Л. А. Коноваленко для отложений этого возраста на северо-востоке России [6]. Особенности флоры указывают на наличие двух климатических оптимумов: нижнего (комплексы II и III) с большим участием пыльцы *Pinus sylvestris* и верхнего (комплекс V) с преобладанием пыльцы *Picea* sp. и значительным содержанием *Pinus sylvestris*.

Литература

1. *Андреичева Л. Н., Дурягина Д. А.* Новые данные по стратиграфии среднего плейстоцена Печорской низменности // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т. II. С. 184—187.

2. *Андреичева Л. Н., Марченко-Вагапова Т. И., Буравская М. Н., Голубева Ю. В.* Природная среда неоплейстоцена и голоцена Европейского Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

3. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й. И.* Транс-уральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30—31, С. 190—206.

4. *Диатомовый* анализ / Отв. ред. А. И. Прошкина-Лавренко. Кн. 1. Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей. Л.: Госгеолиздат, 1949. 239 с. Кн. 2. Определитель. Порядки Centrales и Mediales. Л., 1949. 442 с. Кн. 3. Определитель. Порядки Pennales. 1950. 635 с.

5. *Диатомовые* водоросли СССР (ископаемые и современные) / Отв. ред. А. И. Прошкина-Лавренко. Л.: Наука, 1974. Т. I. 403 с.

6. *Дурягина Д. А., Коноваленко Л. А.* Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.

7. *Исаков В. А., Воробьёв Н. Н.* Строение четвертичных отложений в долине р. Сейды // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 30-й науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2021. С. 31—35.

8. *Лосева Э. И., Стенина А. С., Марченко-Вагапова Т. И.* Кадастр ископаемых и современных диатомовых водорослей Европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 160 с.

9. *Прошкина-Лавренко А. И.* Диатомовые водоросли — показатели солености воды // Диатомовый сборник. Л., 1953. С. 186—205.

10. *Пыльцевой* анализ. М.: Госгеолитиздат, 1950. 571 с.

11. *Krammer K. & Lange-Bertalot H.* Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae // Süβwasserflora von Mitteleuropa (berg. von A. Pascher). 2/1. Stuttgart, 1986. 876 S.

References

1. Andreicheva L. N., Duryagina D. A. *Novye dannye po stratigrafii srednego pleistocena Pechorskoi nizmennosti. Geologiia i mineralnye resursy Evropeiskogo severo-vostoka Rossii: novye rezultaty i novye perspektivy* (New data on stratigraphy of the Middle Pleistocene of the Pechora Lowland. Geology and Mineral Resources of the European North-East of Russia: New Results and New Perspectives). Proceedings of 13th Geol. Congress of the Republic of Komi. V. 2, Syktyvkar, 1999, pp. 184—187.

2. Andreicheva L. N., Marchenko-Vagapova T. I., Buravskaya M. N., Golubeva Yu.V. *Prirodnaia sreda neopleistocena i golocena Evropeiskogo severo-vostoka Rossii* (The natural environment of the Neopleistocene and Holocene of the European North-East of Russia), GEOS, 2015, 224 p.

3. Astakhov V. I., Mangerud Ya., Svensen J. I. *Transuralskaya korrelyatsiya verkhnego pleistotsena Severa* (Transural correlation of the Upper Pleistocene of the North). *Regionalnaya geologiya i metallogeniya* (Regional geology and metallogeny), No. 30—31, 2007, pp. 190—206.

4. *Diatomovy analiz* (Diatom analysis). Ed. A.I. Proshkina-Lavrenko. Book 1. General and paleobotanical characteristics of diatoms. Leningrad: Gosgeolizdat, 1949, 239 p. Book. 2. Determinant. Orders Centrales and Mediales. Leningrad, 1949, 442 p. Book. 3. Determinant. Orders of Pennales, 1950, 635 p.

5. *Diatomovye vodorosli SSSR* (iskopaemye i sovremennye) (Diatoms of the USSR (fossil and modern)). Ed. A. I. Proshkina-Lavrenko. Leningrad: Nauka, 1974, V. 1, 403 p.

6. Duryagina D. A., Konovalenko L. A. *Palinologiia pleistocena severo-vostoka evropeiskoi chasti Rossii* (Palynology of the Pleistocene of the North-East of the European part of Russia). St. Petersburg: Nauka, 1993, 124 p.

7. Isakov V. A., Vorobyov N. N. *Stroenie chetvertichnykh otlozhenii v doline r. Seidy* (Structure of Quaternary deposits in the valley of the Seyda river). Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-Northern Ural segment: Proceedings of the 30th Scientific Conference. Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2021, pp. 31—35.

8. Loseva E. I., Stenina A. S., Marchenko-Vagapova T. I. *Kadastr iskopaemykh i sovremennykh diatomovykh vodoroslei Evropeiskogo Severo-Vostoka* (Cadastre of fossil and modern diatoms of the European Northeast). Syktyvkar: Geoprint, 2004, 160 p.

9. Proshkina-Lavrenko A. I. *Diatomovye vodorosli — pokazateli solenosti vody* (Diatoms as indicators of water salinity). Diatom Collection. Leningrad, 1953, pp. 186—205.

10. *Pyltcevoi analiz* (Pollen analysis). Moscow: Gosgeolitizdat, 1950, 571 p.

11. Krammer K. & Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae. Süβwasserflora von Mitteleuropa (berg. von A. Pascher), 2/1, Stuttgart, 1986, 876 p.

Поступила в редакцию / Received 09.09.2022

УДК 549:577.4:553.676:504.064 DOI:10.19110/geov.2022.10.5

Проблема асбеста с позиции прикладной минералогии

В. Е. Жукова, Ю. М. Астахова, Н. А. Сычева, Ю. Н. Шувалова, О. А. Якушина

ФГБУ «ВИМС», Москва, *tm@vims-geo.ru*

Проблема геоэкологии асбеста остается актуальной, его считают потенциально опасным, так как при разрушении асбестсодержащих материалов высвобождаются тонкие удлиненные волокна, которые повреждают органы и ткани млекопитающих животных и человека. С другой стороны, уникальные огнестойкие термические свойства асбеста делают необходимым его применение в производстве целого ряда продукции.

Методами оптической микроскопии и рентгенографического анализа проведено минералогическое изучение асбестовой руды Киембаевского месторождения, депонирующих сред (пыли) и продуктов производства, применяемых в судостроительстве.

Установлено, что методы оптической микроскопии и рентгенографического анализа, а при необходимости их комплексирование позволяют получить достоверную информацию о присутствии хризотил-асбеста и его содержании в различных объектах, необходимую для решения задач не только геологической отрасли, но и других областей народного хозяйства. Дана количественная оценка содержания хризотил-асбеста, амфибол-асбестов и асбестоподобных респирабельных волокон (природных и искусственных) в горных породах, техногенных образованиях (преимущественно депонирующих средах), продуктах производства антропогенного происхождения.

Ключевые слова: *геоэкология, минералогические особенности, количественная оценка асбеста, амфибол-асбест, хризотил-асбест, асбестсодержащие материалы.*

The problem of asbestos from the standpoint of applied mineralogy

V. E. Zhukova, Yu. M. Astakhova, N. A. Sycheva, Yu. N. Shuvalova, O. A. Yakushina

All-Russian Institute of Mineral Raw Materials (VIMS), Moscow

The problem of asbestos geoecology remains relevant. Asbestos is considered potentially dangerous, because when asbestos-containing materials are destroyed, thin elongated fibers are released and damage organs and tissues of mammals and humans. On the other hand, unique fire-resistant thermal properties of asbestos support using it in a wide range of products.

Mineralogical study of asbestos ore from the Kiembayevsky deposit, depositing media (dust) and production products used in shipbuilding was carried out by optical microscopy and X-ray analysis.

We determined that the methods of optical microscopy and X-ray analysis, and, if necessary, their integration, allowed obtaining reliable information about the presence of chrysotile asbestos and its content in various objects, which was necessary for solving problems not only in the geological industry, but also in other areas of the national economy. A quantitative assessment of the content of chrysotile-asbestos, amphibole-asbestos and asbestos-like respirable fibers (natural and artificial) in rocks, technogenic formations (mainly deposit media), and anthropogenic production products is presented.

Keywords: *geoecology, mineralogical features, quantitative assessment of asbestos, amphibole-asbestos, chrysotile-asbestos, asbestos-containing materials.*

Введение

Сегодня уделяется большое внимание экологическим аспектам переработки минерального сырья и утилизации отходов [2, 9—11]. Вот уже много столетий человечество применяет асбест в различных областях. Из него изготовляли светильники для храмов, «нежные горные ткани», тончайшие кружева. В настоящее время насчитывается более трех тысяч наименований изделий из асбеста. В том числе особые сорта бумаги, фитили. В переводе с греческого слово «асбест» означает «неисчезающий» или «негорючий». Второе название асбеста — горный лен.

На опасные свойства асбеста обратили внимание только в 1970-х годах, когда в Америке поднялась кампания против использования асбеста. Термин «асбест» представляет собой не название минерального вида, а промышленное название для волокнистых минералов, используемых в различных изделиях. Все асбесты являются разновидностями либо серпентина (хризотил-асбест), либо минералов группы амфиболов (антофиллит, тремолит, актинолит, рибекит, крокидолит), которые характеризуются разной кристаллохимической структурой, что определяет разные характер разрушения и степень потенциальной опасности асбеста и продукции из него [7].

Асбест отличается тонковолокнистой структурой агрегатов, обладающих способностью разделяться на тонкие волокна. Они характеризуются определенными различиями, в том числе по-разному воздействуют на организм человека.

Хризотил-асбест (белый асбест) — разновидность минерала серпентина, гидросиликата магния слоистой структуры. У хризотила имеются политипы, которые не рассматриваются как самостоятельные минеральные виды: наиболее часто встречается клинохризотил, реже — ортохризотил и парахризотил. Индивидуальные

Для цитирования: Жукова В. Е., Астахова Ю. М., Сычева Н. А., Шувалова Ю. Н., Якушина О. А. Проблема асбеста с позиции прикладной минералогии // Вестник геонаук. 2022. 10(334). С. 42—48. DOI: 10.19110/geov.2022.10.5

For citation: Zhukova V. E., Astakhova Yu. M., Sycheva N. A., Shuvalova Yu. N., Yakushina O. A. The problem of asbestos from the standpoint of applied mineralogy. 2022, 10(334), pp. 42—48, doi: 10.19110/geov.2022.10.5

волокна под электронным микроскопом выглядят как тончайшие трубочки, рулончики с наружными и внутренними диаметрами в сотые — тысячные доли микрометра.

Амфиболовые асбесты — сложные гидросиликаты, схожие по физико-механическим свойствам с хризотил-асбестом, но имеющие существенные различия в кристаллической структуре. Волокна амфибол-асбеста более грубые, не пустотелые. В отличие от хризотил-асбестов, амфибол-асбесты труднорастворимы или нерастворимы в кислотах.

Наибольшую опасность для здоровья представляют амфиболы. Обладая кислотостойкостью, амфиболовый асбест практически не выводится из организма. В настоящее время его добыча и использование запрещены во всем мире.

Хризотиловый асбест представляет наименьшую опасность, так как он легко разлагается под действием кислот (даже слабых кислот тканевых жидкостей) и поэтому быстрее выводится из организма. Согласно последним исследованиям, хризотил является самым безопасным волокном из всех разновидностей асбестов, даже по сравнению с искусственными заменителями и натуральными волокнами (целлюлоза), так как быстрее других волокон выводится из легких. Период полураспада волокон хризотила (количество суток, необходимых для удаления 50 % волокон, остающихся в легких после окончания периода воздействия) составляет порядка 12 дней, волокон амфибола — 536 дней, стекловолокна — до 79 дней, целлюлозы — 1046 дней. Тремолит-асбест не выводится из легких никогда [6]. Именно поэтому при ссылках на вредность асбеста необходимо различать амфибол-асбест и хризотил-асбест.

Вопрос о запрете использования хризотил-асбеста остается дискуссионным, но публикуется все больше данных о том, что хризотиловый асбест является малоагрессивным и при контролируемом применении менее опасен для человека, чем его синтетические заменители. В 2004 году была принята Роттердамская конвенция, ее подписали 72 государства, 161 страна ратифицировала. В рамках этого соглашения участники регулируют оборот химических веществ, заботясь о сохранении экологии и здоровья людей. Вопрос о запрете хризотила поднимался много раз, но всякий раз решение откладывалось.

Согласно решению Роттердамской конвенции 2021 г. хризотил-асбест не входит в список запрещенных и строго ограниченных химических веществ (Список PIC). Он является единственным видом асбеста, допущенным к использованию в Российской Федерации [1].

Официальная позиция правительства Российской Федерации: контролируемое применение хризотилового асбеста безопасно для здоровья людей и окружающей среды. Использование асбеста жестко регламентировано. Установлены ПДК для воздуха населенных мест, воздуха рабочей зоны [5]. Утилизация асбеста и асбестсодержащих материалов проводится специальным образом — как материалов III, IV и V классов опасности [12].

Не менее важными работами в области диагностики и определения количества прежде всего хризотил-асбеста являются работы, связанные с утилизацией судов. В 2010 году был принят Международный стандарт ISO 30007:2010 «Суда и морские технологии. Меры по предотвращению эмиссии асбеста при утилизации судна» [14], устанавливающий эффективные методы минимизации опасностей, связанных с присутствием асбеста, в процессе утилизации судна, которые сокращают как выделение асбеста в окружающую среду, так и воздействие на работников. Этот стандарт помогает предприятиям по утилизации судов выполнять требования Гонконгской международной конвенции по безопасной и экологически рациональной утилизации судов 2009 года. В соответствии с данной конвенцией суда могут быть демонтированы только на предприятиях по утилизации судов, которые имеют разрешение и полностью уполномочены осуществлять все виды деятельности по утилизации судов, указанные в плане утилизации судна. Направляемое на утилизацию судно должно иметь список асбестсодержащих материалов, применяемых на борту.

Цель работы — выявление, диагностика и количественная оценка содержания хризотил-асбеста, амфибол-асбестов и асбестоподобных респирабельных волокон (природных и искусственных) методами оптической микроскопии и рентгенографии в горных породах, техногенных образованиях (преимущественно депонирующих средах), продуктах производства антропогенного происхождения.

Объекты и методы исследования

До последнего времени изучение хризотил-асбеста и амфибол-асбеста проводилось преимущественно в природных горных породах на разных стадиях геолого-разведочных работ. Практический интерес представляли объекты хризотил-асбеста, так как именно этот минерал имеет основное промышленное значение и его производство достигает 98 % от общемирового производства асбестов. Основным промышленным типом месторождений на территории России являются месторождения нормального хризотил-асбеста баженовского типа, локализованные в массивах ультраосновных пород, в которых отмечается относительно равномерное распределение волокон асбеста [8]. К этому типу относится одно из крупнейших отечественных месторождений — Киембаевское, хорошо изученное, в основном уральскими специалистами, и давно разрабатываемое карьерным способом. Минералогическое изучение хризотил-асбеста с целью его диагностики и количественной оценки в депонирующих средах, преимущественно техногенного происхождения, проводится уже несколько десятилетий [3, 11, 15]. В настоящее время выявлением и определением содержания асбеста (хризотил-асбеста) в воздухе помещений занимается АО «ВНИИпроектасбест» (Екатеринбург), имея в своем арсенале необходимое оборудование, в том числе и для забора воздуха, и методики анализа. Идентификацией и количественной оценкой хризотил-асбеста и амфибол-асбестов в твердофазных системах, в том числе и продуктах производства, занимается ФГБУ «ВИМС». Изначально работы в этом направлении были связаны с определением влияния асбеста и асбестсодержащей продукции на здоровье населения и окружающую среду. Работы такого плана проводились и ранее, но, к сожалению, научного обоснования методики анализа не существо-

вало. Поэтому результаты анализов в основном не сопоставимы и не позволяют получить достоверную информацию. Объектами исследований послужили асбестовая руда Киембаевского месторождения (Южный Урал) (более 20 образцов), специальные материалы, применяемые в судостроительстве (палубные покрытия, тормозные ленты и др.), а также техногенные образования — мусор и пыль уличных площадок крупных мегаполисов Ирана (Тегеран, Шираз).

С помощью рентгенографического количественного фазового анализа исследуются, как правило, горные породы, содержащие хризотил-асбест в значительном количестве. Такие пробы требуют специальной подготовки из-за текстурирования материала.

Особо следует отметить, что при изучении крупноволокнистого асбеста рентгенографическим методом требуется специальная подготовка материала. Из-за невозможности поместить волокна в стандартную кювету их нарезают ножницами на короткие фрагменты и размещают тонким слоем на специальный кремниевый плоский держатель. Образец фиксируется в нем с помощью спирта или вазелина. Оптимальным в данном случае является комплексирование рентгенографического количественного фазового и оптико-минералогического анализов.

Оптико-минералогические методы исследования позволяют успешно проводить качественную и количественную диагностику хризотил-асбеста и амфибол-асбеста (рис. 1, a, b), а также искусственных и натуральных волокон. Минералогическим отделом ФГБУ «ВИМС» разработана методика диагностики и количественного определения искусственных и природных волокон в твердофазных материалах, основанная на различиях в оптических свойствах хризотил-асбеста, амфибол-асбеста и различных искусственных и природных волокон. Материалы специальным образом измельчают, из них приготавливают оптический препарат с использованием различных иммерсионных жидкостей, позволяющих определить показатели преломления и оптические свойства исследуемого материала.

Минералогические работы выполнены в ФГБУ «ВИМС» в соответствии с ОСТ-41-08-266-04 «Стандарт отрасли. Управление качеством минералогических работ. Методики количественного фазового анализа горных пород, руд, техногенных образований», а также с методическими рекомендациями научного совета по методам минералогических исследований, включенными в отраслевой реестр методик анализа, допущенных к применению при минералогическом обеспечении ГРР на твердые полезные ископаемые.

Минеральный состав проб природной асбестовой руды был изучен оптико-минералогическим и оптико-петрографическим методами с помощью стереомикроскопа высшего класса Leica MZ 12_5 (Германия) и поляризационного оптического микроскопа Olympus BX 51 (Япония) и рентгенографическим количественным фазовым анализом с использованием рентгеновского дифрактометра X'Pert PRO MPD (PANalytical, Нидерланды). Параметры исследования: монохроматизированное CuKα-излучение (графитовый монохроматор на дифрагированном излучении), режим работы рентгеновской трубки: V = 50 kV, I = 40 мА, режим записи рентгенограмм непрерывный, шаг 0.02 град 2θ, время набора импульсов 1.0 с. Минеральный состав городской пыли был определен рентгенографическим количественным фазовым анализом. Методы оптической микроскопии позволяют однозначно диагностировать амфибол-асбест или хризотил-асбест, стекловолокно, респирабельные искусственные и натуральные волокна (рис. 3, a, b), т. е. волокна длиннее 5 мкм и диаметром не более 3 мкм при отношении длины к диаметру не менее 3 : 1. Само понятие «респирабельные», то есть вдыхаемые, частицы гораздо шире, так как в легкие попадают волокнистые и зернистые частицы и других размеров. В большинстве стран мира нормирование асбестсодержащих пылей основано на определении числа респирабельных волокон в единице объема (волокон в миллилитре — в/мл) [5]) .

Результаты и их обсуждение

Природная руда Киембаевского месторождения. Исследование руд Киембаевского месторождения проводилось комплексом методов рентгенографического и оптико-минералогического анализов для определения исключительно их качества и подтверждения возможности использования их для изготовления шифера. Асбестовая руда представлена преимущественно поперечно-волокнистым хризотил-асбестом. Главным рудным минералом является клинохризотил, содер-

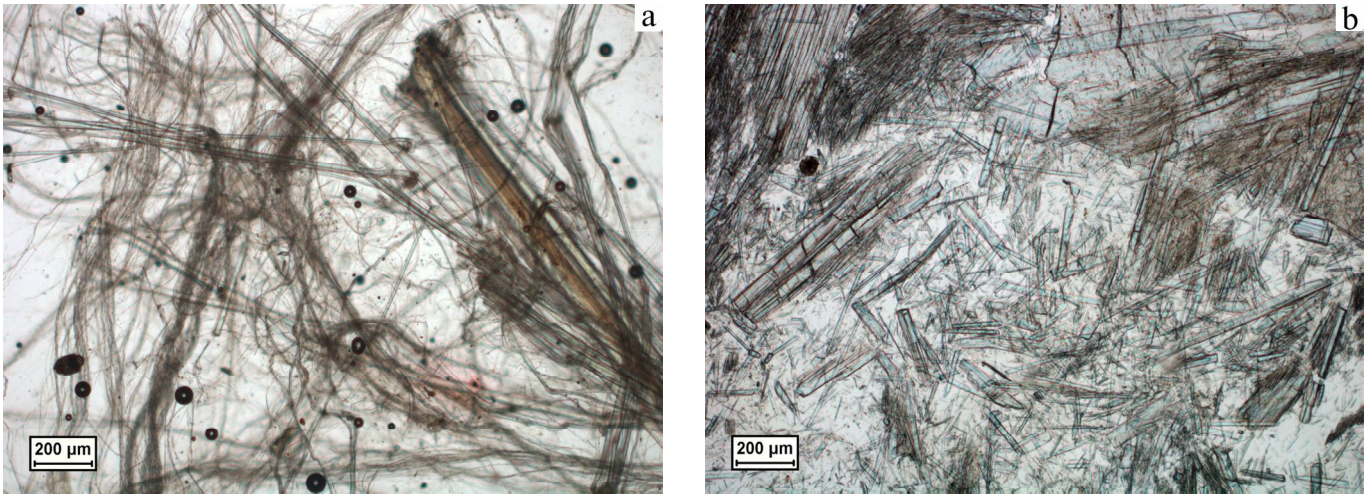


Рис. 1. Хризотил-асбест (a); амфибол-асбест (b). Проходящий свет, николи параллельны

Fig. 1. Chrysotile-asbestos (a); amphibole-asbestos (b). Transmitted light, parallel nicols

жание которого в породе колеблется от 57.4 до 86.0 %. В значительном количестве присутствуют минералы группы серпентина (лизардит и антигорит), их содержание составляет 2.8—31.7 %. Основные минералы были диагностированы по своим характерным межплоскостным расстояниям (d, Å): клинохризотил — 7.36, 3.66, 2.45; лизардит — 7.36, 3.64, 2.15; антигорит — 7.26, 3.63, 2.52, 2.42. В подчиненном количестве отмечаются магнетит и брусит. При производстве любых видов асбестовых материалов важную роль играет длина волокна асбеста, это основной признак, по которому асбест делят на сорта, в свою очередь определяющие группу обогатимости, технологические показатели обогащения и качество готовой продукции. Фракционный состав (содержание длинноволокнистой (более 1 мм) и тонкодисперсной (менее 0.14 мм) фракций) зависит от минерального состава руды. Так, наиболее высоким содержанием длинноволокнистой и минимальным содержанием тонкодисперсной фракций характеризуется волокно апоперидотитовых руд Киембаевского месторождения [4].

Техногенные образования. Были проанализированы мусор и пыль уличных площадок крупных городов. При этом учитывалось и наличие объектов, потенциально способствующих загрязнению территорий (карьеры и прилегающие к ним участки, камнедробильные производства, заводы, изготавливающие шифер, автомастерские и пр.). За последние пять лет проанализировано порядка 300 образцов. При наличии достаточного количества образца пыли использовался рентгенографический анализ. Однако, как правило, в пыли присутствует значительное количество рентгеноаморфной фазы, представленной искусственным материалом, фауной и флорой, а также тонкодисперсными минералами, размер кристаллитов которых не превышает 0.02 мкм. Поэтому достоверным такой анализ считать некорректно. Как показал наш опыт, в этом случае всегда необходимо привлекать оптическую микроскопию. В качестве примера рассмотрим комплексный анализ пыли и сметов с улиц Тегерана и Шираза. Рентгенографическим анализом установлен минеральный (фазовый) состав пыли. На долю кристаллических фаз тегеранской пыли приходится 69.0—81.5 %. В пыли Шираза количество кристаллических фаз составляет 48—65 %. Главными пылеобразующими минералами являются кварц, кальцит, глинистые минералы, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, не повсеместно и обычно в резко подчиненном количестве встреча-

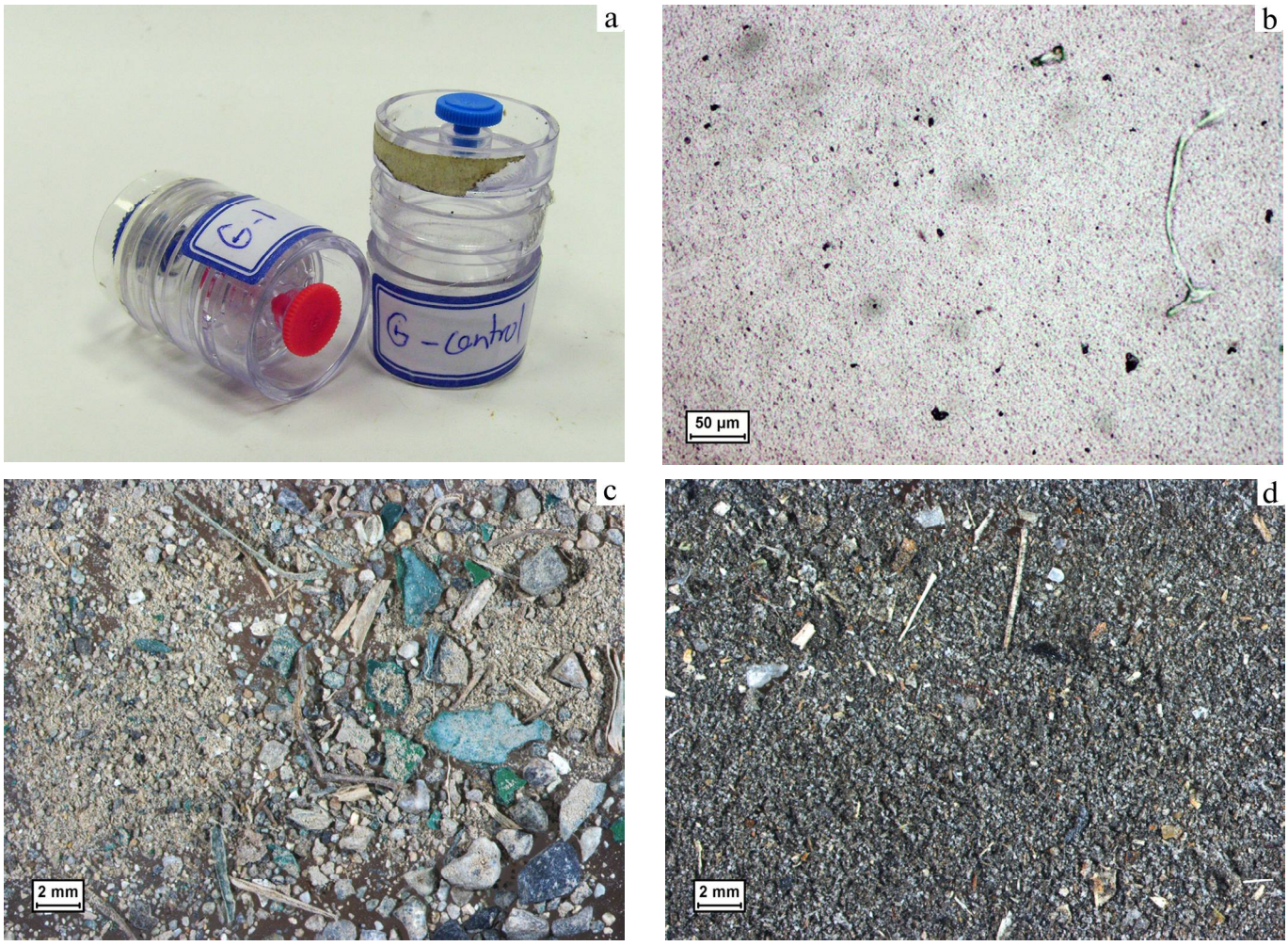


Рис. 2. Мембранные фильтры Isopore для определения асбеста в воздушных аэрозолях (a); искусственное волокно на просветленном воздушном фильтре (b) (проходящий свет, николи параллельны); смёты с городских уличных площадок Ирана (c, d)

Fig. 2. Isopore membrane filters for the determination of asbestos in airborne aerosols (a); artificial fiber on an anti-reflective air filter (b) (transmitted light, parallel nicols); sweeping from urban street areas (Iran) (c, d)

ются гипс, доломит, хлорит. В пыли обнаружены хатрурит и акерманит, которые имеют явно искусственное происхождение. Для полного представления об изучаемой пыли был проведен оптико-минералогический анализ. Для определения счетной концентрации частиц, т. е. содержания волокон в единице объема воздуха, применялся микроскопический анализ специальных мембранных фильтров, которые использовались для отбора проб пыли (рис. 2, a—d). Фильтры проанализированы в проходящем свете оптического микроскопа [13].

Таким образом, в дорожной пыли и смётах городов Ирака хризотил-асбест и амфибол-асбест не были обнаружены. Характерным для изученных образцов является присутствие синтетических волокон, внешне похожих на волокна асбеста, но отличающихся от них по своим оптическим свойствам — показателю преломления и интерференционным окраскам. Растительные волокна, присутствующие в незначительном количестве во всех пробах, обладают высокими цветами интерференции и характерным внутренним строением волокна (рис. 3, b), позволяющим отличить их от волокон асбеста. Аналогичные результаты были получены при изучении пыли с улиц Москвы и Екатеринбурга, в которой также не были обнаружены хризотил-асбест и амфибол-асбесты.

Специальные материалы, используемые в судостроительстве. В рамках декларации соответствия (конструкция без асбестсодержащих материалов в соответствии с Правилом 3-5 Главы II-1 СОЛАС) и программы утилизации судов для Российского морского регистра судоходства необходимо выявление, идентификация и определение содержания асбеста в специальных материалах — изоляция, палубные покрытия, паронит (рис. 4, a), тормозные ленты, уплотнительные набивки. ВИМС сегодня проводит оптико-минералогический анализ (с привлечением иммерсионного метода) материалов, используемых в судо-

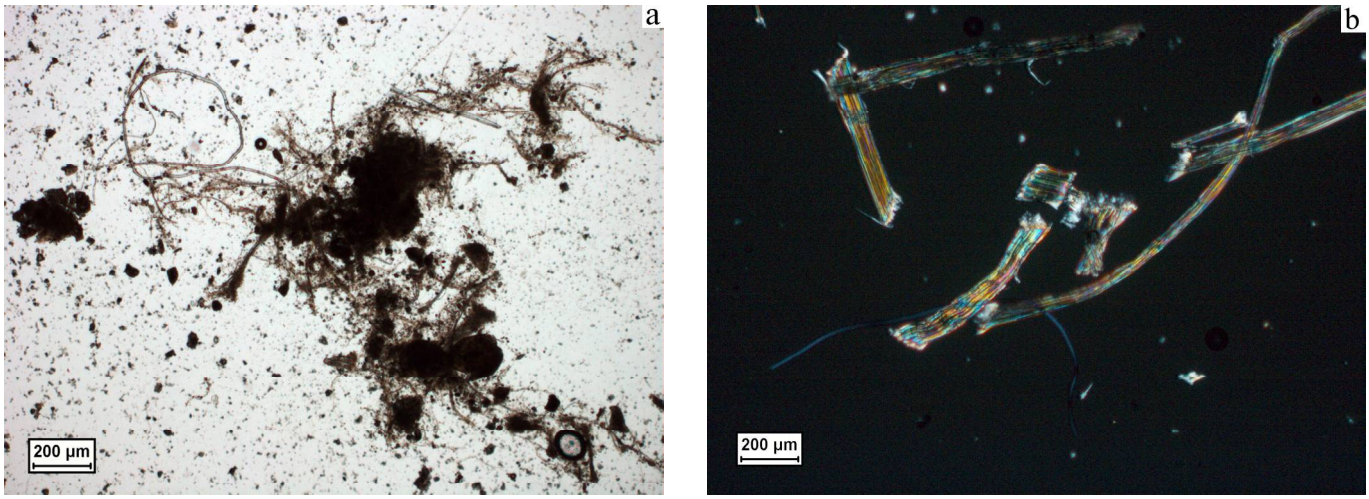


Рис. 3. Волокна в промышленной пыли: a — искусственные (оптический препарат, проходящий свет, николи параллельны); b — растительные (оптический препарат, проходящий свет, николи скрещены)

Fig. 3. Fibers in industrial dust: a — artificial (optical preparation, transmitted light, parallel nicols); b — natural (optical preparation, transmitted light, crossed nicols)

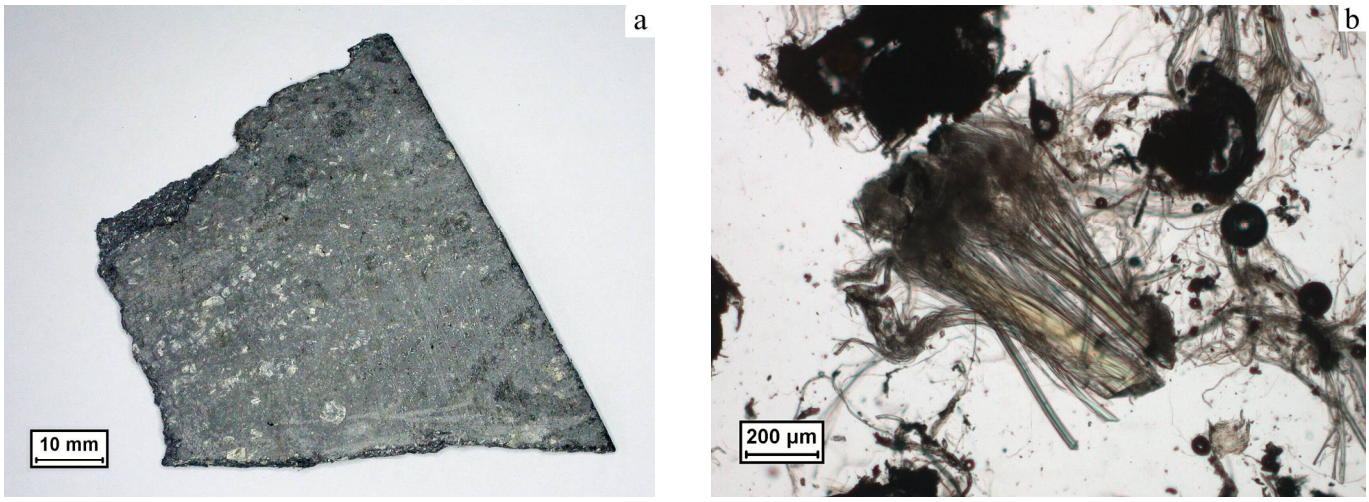


Рис. 4. Уплотнительный материал трубопроводов судна (паронит) (a); хризотил-асбест в пароните (оптический препарат, проходящий свет, николи параллельны) (b)

Fig. 4. Sealing material for ship pipelines (paronite) (a); chrysotile-asbestos in paronite (optical preparation, transmitted light, parallel nicols) (b)

строении. Более тысячи анализов, выполненных в 2020—2022 годах позволили установить присутствие как хризотил-асбеста (рис. 4, b) в различных количествах (от 0.1 до 98 %), так и искусственных и природных волокон.

Заключение

Проведенные минералогические исследования показали, что в зависимости от материала, содержащего асбест, и его видовой принадлежности можно использовать методы оптической микроскопии и рентгенографический фазовый анализ или комплексирование этих методов. Минералогические методы исследования также позволяют успешно проводить качественную и количественную оценку искусственных и натуральных волокон, присутствующих в исследуемом материале и нередко диагностируемых как асбест.

В результате исследований был определен минеральный состав асбестовой руды Киембаевского месторождения, городской пыли и дорожных смётов зарубежных городов, а также специальных материалов, используемых в современных судах.

В депонирующих средах (пыль, смёты), в которых нередко встречаются синтетические и природные респирабельные волокна, хризотил-асбест и амфибол-асбесты не обнаружены.

Минералогический анализ специальных материалов, используемых в судостроении, показал, что содержание хризотил-асбеста в них варьирует в весьма значительных пределах. Одновременно с хризотил-асбестом в них присутствуют синтетические и растительные волокна.

Хризотил-асбест, обнаруженный в ходе исследований, относится к наименее вредным минеральным разновидностям асбеста по сравнению с амфибол-асбестом согласно списку PIC. Применение и утилизация материалов, содержащих хризотил-асбест, должны выполняться в соответствии с нормативными документами и при строгом соблюдении техники безопасности.

Литература

1. *Важные* решения конференции сторон Базельской, Роттердамской и Стокгольмской конвенций 2022 года. URL:http://ekois.net/vazhnye-resheniya-konferentsii-storon-bazelskoj-rotterdamskoj-i-stokgolmskoj-konventsij-2022-goda (дата обращения 07.09.2022).

2. *Голева Р. В.* Экологическая минералогия — новое научное направление в геоэкологии (становление, перспективы развития). М., 2007. 36 с.

3. *Жукова В. Е., Ожогина Е. Г., Сычева Н. А., Шувалова Ю. Н., Якушина О. А.* Методические подходы к диагностике хризотил-асбеста в антропогенных экосистемах // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2020). Сыктывкар, 7—10 декабря 2020 г. С. 272—273.

4. *Зырянов В. А., Свергунов П. В.* Фракционный состав хризотил-асбеста Киембаевского месторождения // Известия Уральского государственного горного университета. 2002. Вып. 15. С. 61—66.

5. *Ковалевский Е. В., Кашанский С. В.* Современные подходы к нормированию асбестсодержащих пылей // Медицина труда и промышленная экология. 2008. № 3. С. 9—15.

6. *Кочелаев В. А.* Ещё раз об асбесте и новейших международных медицинских исследованиях, связанных с ним. Асбест, 2010.

7. *Минеральное* сырье. Асбест: Справочник / Н. Н. Ведерников, В. С. Полянин, И. Ф. Романович. М.: Геоинформмарк, 1999. 40 с.

8. *Методические* рекомендации по применению «Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Асбест». М., 2007. 35 с.

9. *Ожогина Е. Г., Котова О. Б., Якушина О. А.* Горнопромышленные отходы: минералогические особенности // Вестник Института геологии. 2018. № 6. С. 43—49. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-6-43-49

10. *Ожогина Е. Г., Котова О. Б., Якушина О. А., Жукова В. Е.* Оценка возможности вторичного использования горнопромышленных отходов // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2020. № 2. С. 58—63. DOI: 10.31857/S0869780920010166

11. *Ожогина Е. Г., Шадрунова И. В., Чекушина Т. В.* Роль минералогических исследований в решении экологических проблем горнопромышленных регионов // Горный журнал. 2017. № 11. С. 105—110. DOI: 10.17580/gzh.2017.11

12. *Сбор,* транспортирование, захоронение асбестсодержащих отходов: Метод. указ.: МУ 2.1.7.1185-03. М.: Фед. центр Госсанэпиднадзора Минздрава России, 2003 // Электронный фонд правовых и нормативно-технических документов. URL: https://snip.ruscable.ru/Data1/41/41464/index.htm (дата обращения 07.09.2022).

13. *Янин Е. П.* Асбест в окружающей среде (введение в экологическое асбестоведение). М., 1997. 176 с.

14. *ISO 30007:2010* — Суда и морские технологии. Меры по предотвращению эмиссии асбеста при утилизации судна // Электронный фонд правовых и нормативно-технических документов. URL: https://docs.cntd.ru/document/431880926 (дата обращения 07.09.2022).

15. *Recovery* of mining waste in the complex development of mineral resources: The monograph / Edited by V.A. Chanturia and I. V. Shadrunova. M.: Publishing hause «Sputnik +» , 2019, 121 p.

References

1. Important decisions of the Conference of the Parties to the Basel, Rotterdam and Stockholm conventions in 2022. URL: http://ekois.net/vazhnye-resheniya-konferentsii-storon-bazelskoj-rotterdamskoj-i-stokgolmskoj-konventsij-2022-goda (accessed 07.09.2022)

2. Goleva R. V. *Ekologicheskaya mineralogiya — novoye nauchnoye napravleniye v geoekologii (stanovleniye, perspektivy razvitiya)* (Ecological mineralogy — a new scientific direction in geoecology (formation, development prospects)). Moscow, 2007, 36 p.

3. Zhukova V. E., Ozhogina E. G., Sycheva N. A., Shuvalova Yu. N., Yakushina O. A. *Metodicheskiye podkhody k diagnostike khrizotil-asbesta v antropogennykh ekosistemakh* (Methodological approaches to the diagnosis of chrysotile asbestos in anthropogenic ecosystems). Mineralogy (Yushkin Readings — 2020). Syktyvkar, December 7—10, 2020, pp. 272—273.

4. Zyryanov V. A., Svergunov P. V. *Fraktsionnyy sostav khrizotil-asbesta Kiyembayevskogo mestorozhdeniya* (Fractional composition of chrysotile-asbestos of the Kiyembaevsky deposit). Proceedings of the Ural State Mining University, 2002, No. 15, pp. 61—66.

5. Kovalevsky E. V., Kashansky S. V. *Sovremennyye podkhody k normirovaniyu asbestsoderzhashchikh pyley* (Modern approaches to the rationing of asbestos-containing dusts). Occupational Medicine and Industrial Ecology, 2008, No. 3, pp. 9—15.

6. Kochelaev V. A. *Yeshcho raz ob asbeste i noveyshikh mezhdunarodnykh meditsinskikh issledovaniyakh, svyazannykh s nim* (Once again about asbestos and the latest international medical research related to it). Brochure. Asbest, 2010.

7. *Mineralnoye syrye. Asbest: spravochnik* (Mineral raw materials. Asbestos: a reference book). Vedernikov N. N., Polyanin V. S., Romanovich I. F. Moscow: Geoinformmark, 1999, 40 p.

8. *Metodicheskiye rekomendatsii po primeneniyu Klassifikatsii zapasov mestorozhdeniy i prognoznykh resursov tverdykh poleznykh iskopayemykh* (Guidelines for the application of the Classification of reserves of deposits and predicted resources of solid minerals). Asbestos, Moscow, 2007, 35 p.

9. Ozhogina E. G., Kotova O. B., Yakushina O. A. *Gornopromyshlennyye otkhody: mineralogicheskiye osobennosti* (Mining waste: mineralogical features). Vestnik of the Institute of Geology, 2018, No. 6, pp. 43—49. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-6-43-49

10. Ozhogina E. G., Kotova O. B., Yakushina O. A., Zhukova V. E. *Otsenka vozmozhnosti vtorichnogo ispolzovaniya gornopromyshlennykh otkhodov* (Assessment of the possibility of recycling mining waste). Geoecology, engineering geology, hydrogeology, geocryology, 2020, No. 2, pp. 58—63. DOI: 10.31857/S0869780920010166

11. Ozhogina E. G., Shadrunova I. V., Chekushina T. V. *Rol mineralogicheskikh issledovaniy v reshenii ekologicheskikh problem gornopromyshlennykh regionov* (The role of mineralogical research in solving environmental problems of mining regions). Mining Journal, 2017, No. 11, pp. 105—110. DOI: 10.17580/gzh.2017.11

12. *Sbor, transportirovaniye, zakhoroneniye asbestsoderzhashchikh otkhodov: Metodicheskiye ukazaniya: MU 2.1.7.1185-03* (Collection, transportation, disposal of asbestos-containing waste: Guidelines MU 2.1.7.1185-03). Moscow: Federal Center of the State Sanitary and Epidemiological Supervision of the Ministry of Health of Russia, 2003. Electronic fund of legal and regulatory documents. URL: https://snip.ruscable.ru/Data1/41/41464/index.htm (accessed 07.09.2022).

13. Yanin E. P. *Asbest v okruzhayushchey srede (vvedeniye v ekologicheskoye asbestovedeniye)* (Asbestos in the environment (an introduction to environmental asbestos science)). Moscow, 1997, 176 p.

14. ISO 30007-2010 — Ships and marine technology — Measures to prevent asbestos emission and exposure during ship recycling. Electronic fund of legal and normative-technical documents. URL: https://docs.cntd.ru/document/431880926 (accessed 07.09.2022).

15. Recovery of mining waste in the complex development of mineral resources: The monograph. Edited by V. A. Chanturia and I.V. Shadrunova. Moscow: Publishing house "Sputnik +", 2019, 121 p.

Поступила в редакцию / Received 15.09.2022

УДК 551.578.46:550.4+470.3 DOI:10.19110/geov.2022.10.6

Геохимическая активность снега и послойная изменчивость изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) в снежной толще в условиях разной запыленности приземной атмосферы

М. П. Тентюков[1, 4], Б. Д. Белан[1], В. П. Лютоев[2], К. А. Шукуров[3], Г. А. Ивлев[1], Д. В. Симоненков[1], М. Ю. Аршинов[1], А. В. Фофонов[1], В. И. Михайлов[5], В. С. Бучельников[1]

[1] Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева Сибирского отделения РАН, Томск;

tentukov@yandex.ru, michael@iao.ru, bbd@iao.ru, ivlev@iao.ru, simon@iao.ru, alenfo@iao.ru, victor.buchelnikov@yandex.ru

[2] Институт геологии им. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *vlutoev@geo. komisc.ru*

[3] Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва; *shukurov@ifaran.ru*

[4] Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

[5] Институт химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *system14@rambler.ru*

Исследовано послойное распределение изотопного состава ($\delta^{18}O$) в снежной толще в условиях разной запыленности приземной атмосферы на территории двух научных полигонов ИОА СО РАН: обсерватории «Фоновая» и пригородного полигона «БЭК» (г. Томск). Межслойные различия изотопных характеристик и активность снегохимических реакций оценивали в сопряжении с анализом дисперсного состава осевшего аэрозольного вещества, радиационной прозрачности снега в УФ-диапазоне и с учетом обратных траекторий переноса воздушных масс. Установлены межслоевые колебания значений $\delta^{18}O$, вариативность которых возрастает в слоях, приуроченных к термодиффузионному геохимическому барьеру. Высказано предположение, что вследствие геохимической активности снега и его ультрафиолетовой прозрачности, а также при наличии железосодержащих пылеаэрозольных частиц в снежной толще возникают условия, инициирующие фотоактивированные снегохимические реакции. Их протекание может сопровождаться свободнорадикальным окислением осевшего аэрозольного вещества и образованием стабильных продуктов фотореакции, о чем, возможно, свидетельствуют установленные постседиментационные межслоевые различия в изотопной стратификации снежной толщи.

Ключевые слова: *аквакомплексы железа, аэрозоли, динамическое рассеяние света, изотопы кислорода, кристаллогидраты, ультрафиолетовая прозрачность снега, снежный покров, снегохимические реакции, траекторный анализ.*

Geochemical activity of snow and layer-by-layer variability of the isotope ratio ($\delta^{18}O$) in the snow mass under conditions of the different surface atmosphere dustiness

M. P. Tentyukov[1, 4], B. D. Belan[1], V. P. Lyutoev[2], K. A. Shukurov[3], G. A. Ivlev[1], D. V. Simonenkov[1], M. Yu. Arshinov[1], A. V. Fofonov[1], V. I. Mikhailov[5], V. S. Buchelnikov[1]

[1] V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of Siberian Branch RAS, Tomsk

[2] Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

[3] A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow

[4] Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar

[5] Institute of Chemistry FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The layered distribution of the isotopic composition ($\delta^{18}O$) in the snow mass under conditions of different dust pollution of the near-surface atmosphere was studied on the territory of two scientific test sites of the IAO SB RAS: the Fonovaya observatory and the suburban BEK test site (Tomsk). Interlayer differences in isotopic characteristics and the activity of snow chemical reactions were evaluated in conjunction with the analysis of the dispersed composition of the precipitated aerosol substance, the radiation transparency of snow in the UV range, and taking into account reverse trajectories of air mass transfer. Interlayer fluctuations in $\delta^{18}O$ values were established, the variability of which increased in layers confined to the thermal diffusion geochemical barrier. We suggested that due to the geochemical activity of snow and its ultraviolet transparency, as well as the presence of iron-containing dust-aerosol particles in the snow mass, conditions arose that initiated photoactivated snow-chemical reactions. Their occurrence may be accompanied by free radical oxidation of the precipitated aerosol matter and the formation of stable photoreaction products, which may be evidenced by the established post-sedimentary interlayer differences in the isotope stratification of the snow mass.

Keywords: *iron aquacomplexes, aerosols, dynamic light scattering, oxygen isotopes, crystalline hydrates, ultraviolet transparency of snow, snow cover, snow chemical reactions, trajectory analysis.*

Для цитирования: Тентюков М. П., Белан Б. Д., Лютоев В. П., Шукуров К. А., Ивлев Г. А., Симоненков Д. В., Аршинов М. Ю., Фофонов А. В., Михайлов В. И., Бучельников В. С. Геохимическая активность снега и послойная изменчивость изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) в снежной толще в условиях разной запыленности приземной атмосферы // Вестник геонаук. 2022. 10(334). С. 49–62. DOI: 10.19110/geov.2022.10.6

For citation: Tentyukov M. P., Belan B. D., Lyutoev V. P., Shukurov K. A., Ivlev G. A., Simonenkov D. V., Arshinov M. Yu., Fofonov A. V., Mikhailov V. I., Buchelnikov V. S. Geochemical activity of snow and layer-by-layer variability of the isotope ratio ($\delta^{18}O$) in the snow mass under conditions of the different surface atmosphere dustiness. 2022, 10(334), pp. 49–62, doi: 10.19110/geov.2022.10.6

Введение

Известен устойчивый интерес к постседиментационным изменениям изотопного состава выпавших твердых осадков, который пока недостаточно освещен в современных публикациях [3, 5, 39]. В то же время существующие представления характеризуют все изменения изотопного состава в выпавшем снеге в основном двумя процессами: 1) сглаживанием вариаций изотопного сигнала из-за диффузии молекул в поровом пространстве ледяной матрицы без изменения среднего значения изотопного состава для всей снежно-фирновой толщи [28, 29]; 2) изменением изотопного состава в снежном покрове в результате фазовых переходов воды при массообмене между снегом и водяным паром атмосферы [39]. При этом влияние снегохимических реакций с участием осевшего аэрозольного вещества на постседиментационное изотопное фракционирование не рассматривается.

Между тем осевшее аэрозольное вещество усиливает поглощение солнечного излучения в видимом диапазоне и, как следствие, увеличивает температуру поверхности загрязненного снега [25, 27, 35]. Другими словами, минеральная фракция аэрозольного вещества, являясь основной рассеивающей свет компонентой в атмосфере, на поверхности снега становится поглощающей. Процесс сопровождается повышением температуры поверхности снежного покрова и ускоренным его таянием. В связи с этим можно предположить, что на постседиментационное изотопное фракционирование в снежном покрове может влиять и аэрозольное вещество, аккумулированное в снежной толще. Его влияние в снежной толще может контролироваться физическими свойствами снежного покрова и его геохимической активностью.

Актуальность исследований обусловлена тем, что с развитием производственной деятельности появились новые, неприродные источники тонкодисперсного минерального вещества, по активности сопоставимые с природными. Главным их отличием является постоянный рост интенсивности, сопровождающийся увеличением пылеаэрозольной массы [12], объем которой за последние сто лет в тропосфере возрос почти в два раза [31].

В связи с этим цель данной работы — охарактеризовать особенности послойной динамики постседиментационных вариаций $\delta^{18}O$ с учетом физических свойств снега, его геохимической активности и стратиграфической структуры снежного покрова, формирующегося в пределах фоновой и городской территорий в условиях разной запыленности приземной атмосферы.

Методика

Зимой 2021—2022 г. были выполнены снегомерная съемка и пробоотбор снега для анализа послойной изменчивости интегральных геохимических показателей и изотопного состава снега на ключевых участках, заложенных на научных полигонах ИОА СО РАН, различающихся по своей пылевой нагрузке, — обсерватории «Фоновая» (60 км западнее г. Томска) и базовом экспериментальном комплексе «БЭК» (восточная окраина г. Томска). Для оценки динамики выпадения снегопадов в период формирования снежного покрова на указанных участках привлекались данные, находящиеся в открытом доступе (https://rp5.ru). При описании стратиграфии снежного покрова учитывалось наличие ветровых уплотнений в снежной толще, следов оттепелей, сублимационных преобразований снежных зерен при перекристаллизации.

Пробоотбор осуществляли с помощью специального снегоотборника [20]. Подготовка проб к анализу в день отбора заключалась в их взвешивании и расчете плотности снега (ρ, г/см^3). Затем пробы снега растапливали при комнатной температуре. В полученных пробах снеговой воды значения водородного показателя (pH) определяли потенциометрическим, а удельную электропроводность (ηS, мкСм/см) — кондуктометрическим методами.

Оптическую плотность ($A_{210\ нм}$) проб снеговой воды в УФ-диапазоне определяли на спектрофотометре Solar PB2201 (раствор сравнения — деионизированная вода). Для сопоставления оптической плотности разных образцов выбрана длина волны 210 нм, поскольку при сравнении оптической плотности в интервале спектра с 200 до 700 нм оказалось, что дисперсные частицы и растворимые компоненты лучше рассеивают именно короткие волны.

Оценка оптической прозрачности снега в УФ-диапазоне выполнена с помощью специального метода ультрафиолетовой (УФ) дозиметрии с применением искусственных нанокристаллов периклаза (MgO). Метод заключается в экспонировании в снежной толще специальных фоточувствительных элементов УФ-дозиметра, представляющих собой кварцевые ампулы с искусственными нанокристаллами периклаза, с последующей ЭПР-регистрацией в них фотостимулированного перехода $Mn^{3+} + e^- \rightarrow Mn^{2+}$, возникающего под воздействием ультрафиолета [21]. Для интеркалибровки экспериментальных результатов по УФ-прозрачности снега, полученных с помощью ЭПР-регистрации, использовались расчетные методы.

Послойный гранулометрический анализ аэрозольного вещества, аккумулированного в снежной толще, выполнен с *помощью метода* динамического рассеяния света (ДРС) с использованием лазерного анализатора ZetaSizer Nano ZS (Malvern Panalytical, Великобритания). При проведении гранулометрического анализа по каждому измерению объемного распределения частиц по размерам оптимальное время накопления корреляционной функции определялось программным обеспечением прибора автоматически. Объемное содержание фракций наночастиц в образцах рассчитано интегрально по соотношению (%) площади фигур, описывающих данные распределения частиц по размерам в линейных координатах.

Сравнительную оценку запыленности приземного аэрозоля на фоновой и городской территориях проводили параллельно со снегомерной съемкой с применением аэрозольных спектрометров Grimm 1.108 и Grimm 1.109 [38], установленных соответственно в обсерватории «Фоновая» и Академгородке, 2 км от «БЭК». Измерения счетной концентрации аэрозольными спектрометрами производились ежечасно в течение 10 минут с предварительной продувкой 3 минуты. Концентрация приземного аэрозоля измеряется в воздушных потоках, изокинетично отбираемых из аэродинамических воздухозаборных труб на высоте 4.5—5.5 м. Расход воздушного потока в спектрометре составляет 1.2 л/мин. Для сопоставимости измеряемых данных расчет суммарной счетной концентрации учитывали от нижнего порога измерения дисперсности 0.3 мкм более грубого спектрометра Grimm 1.108.

Траекторный анализ переноса воздушных масс при формировании зимнего аэрозольного поля над точками наблюдения осуществлялся с использованием массивов 10-суточных обратных траекторий, рассчитанных по методике [33] с помощью траекторной модели NOAA HYSPLIT_4 [24] и сеточных метеополей NCEP/NCAR Reanalysis [30] для слоев 100—2100 м над обеими станциями — «Фоновой» и «Академгородок-БЭК». Восстановление поля региональной вероятности переноса воздуха над поверхностью к станциям, P [%], проводилось по методике [34]. В рамках данной методики для каждой из двух точек были рассчитаны 10-суточные обратные траектории воздушных частиц и получены диаграммы, характеризующие региональную вероятность переноса воздушных частиц в пограничном слое над поверхностью при движении к точкам наблюдения, в данном случае к обсерватории «Фоновая» и г. Томску. При расчете учитывались траектории только тех воздушных частиц, для которых над обсерваторией «Фоновая» и пригородным полигоном «БЭК» относительная влажность воздуха $r_0 > 90$ % и температура воздуха $T_0 < 0$ °C. Таких траекторий из первоначального массива оказалось 19 000. При выборе траекторий для построения диаграмм учитывалось также, что если в течение последнего часа до прибытия на конечные точки (на «Фоновую» и «БЭК») удельная влажность воздуха, q [г/кг], уменьшилась, то, следовательно, над конечными точками выпадали осадки, и эти траектории включались в пул расчетов. Поскольку и влага, и аэрозоль (кроме аэрозоля, образующегося в атмосфере из парогазовой фракции) попадают в нижнюю тропосферу из атмосферного пограничного слоя (АПС), а оттуда — на поверхность, то для каждого временного интервала строилась диаграмма вероятности переноса по тем участкам траекторий, которые находились в региональном атмосферном пограничном слое.

Изотопный анализ кислорода выполнен на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Анализ проводился методом изотопного уравновешивания с CO_2. Результаты установления концентраций кислорода-18 измерены в виде отклонения от стандарта средней океанической воды V-SMOW (Vienna Standard Mid-Ocean Water) и выражены в значениях $\delta^{18}O$ (‰): $\delta^{18}O = [^{18}O/^{16}O_{образца} - {}^{18}O/^{16}O_{стандарта} / {}^{18}O/^{16}O_{стандарта}] \times 1000$ ‰. Для контроля качества измерения и калибровки использовался стандарт V-SMOW. Средняя точность измерений ~ 0.2 ‰.

Результаты и их обсуждение

Особенности нарастания снежного покрова в начале зимы 2021—2022 г. Начало формирования снежного покрова на обоих участках было интенсивным. Обильные снегопады обеспечили его быстрый прирост (рис. 1). Но затем наступило потепление. Снег уплотнился, высота снежной толщи уменьшилась. Сильнее это проявилось на обсерватории «Фоновая». Начиная со второй декады ноября и до конца месяца нарастание снежного покрова возобновилось. Но потом всю первую декаду декабря снегопады стали редкими. Темпы нарастания снежного покрова снова снизились. При этом высота снежной толщи за счет уплотнения снега снова несколько уменьшилась.

Стратиграфия снежной толщи. Прежде отметим, что главным текстурным признаком снежной толщи является слоистость, а элементарной стратиграфической единицей — слой снегонакопления. Такой слой образуется при интенсивности снегопада более 0.01 г/см^2 за сутки. При меньшей интенсивности выпадения твердых осадков формирование отдельного слоя едва ли возможно, так как в зоне с холодным климатом указанное количество свежевыпавшего снега испаряется менее чем за сутки [6, 10].

Для выявления структурного строения снежной толщи и выполнения пробоотбора на обоих участках были заложены снежные разрезы. Необходимо отметить, что во время работ (06.12.2021 г.) высота снежного покрова на снегомерном пункте на обсерватории «Фоновая» составила 29 см, на площадке «БЭК» — 32. На обеих площадках в снежном профиле выделяются три стратиграфических слоя (рис. 1). Самый верхний слой характеризуется наличием первичной текстуры в виде внутренней слоистости, сформированной в результате постседиментационных преобразований стратиграфически значимых снегопадов.

В данном слое в результате сублимационного метаморфизма произошла трансформация отложенных снежинок (DFbk) с образованием мелких округлых частиц (RGsr), которые мало отличались от снежных зерен во втором слое. Граница между двумя верхними слоями слабо выражена. Третий слой текстурно однородный и сложен непрозрачными округлыми агрегатами из снежных зерен (RGlr), размер которых с глубиной увеличивается от 1 до 2 мм.

Плотность снежной толщи. Для снегомерных участков «Фоновая» и «БЭК» интервал колебаний значений плотности составил 0.06—0.25 и 0.07—0.28 г/см^3 соответственно (рис. 2).

Скачкообразное изменение плотности в верхней части снежного разреза на «Фоновой» может быть связано с ветровым уплотнением снежной поверхности и постседиментационными преобразованиями верхней части снежной толщи в период между последними снегопадами, который для «Фоновой», в отличие от «БЭК», оказался продолжительнее на два дня (рис. 1, B и D).

Электропроводность снеговой воды. Анализ послойного распределения значений данного интегрального геохимического показателя выявил в обоих случаях наличие пика, приуроченного к горизонту с мелкозернистым снегом. Для «Фоновой» его величина составила 13 мкСм/см (рис. 2, A), а для «БЭК» — 23 мкСм/см (рис. 2, B). При этом колебания значений электропроводности для участков «Фоновая» и «БЭК» составили 5—13 и 6—23 мкСм/см соответственно. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что снежный покров в пределах площадки «БЭК» отличается более высоким содержанием растворимых соединений, чем на «Фоновой». При этом увеличение сигнала в средней части снежной толщи, которое фиксируется на обеих площадках, индицирует положение термодиффузионного геохимического барьера.

Механизм образования термодиффузионного геохимического барьера в снежной толще

Известно, что 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» [17]). Кроме того, поверхность снежного покрова

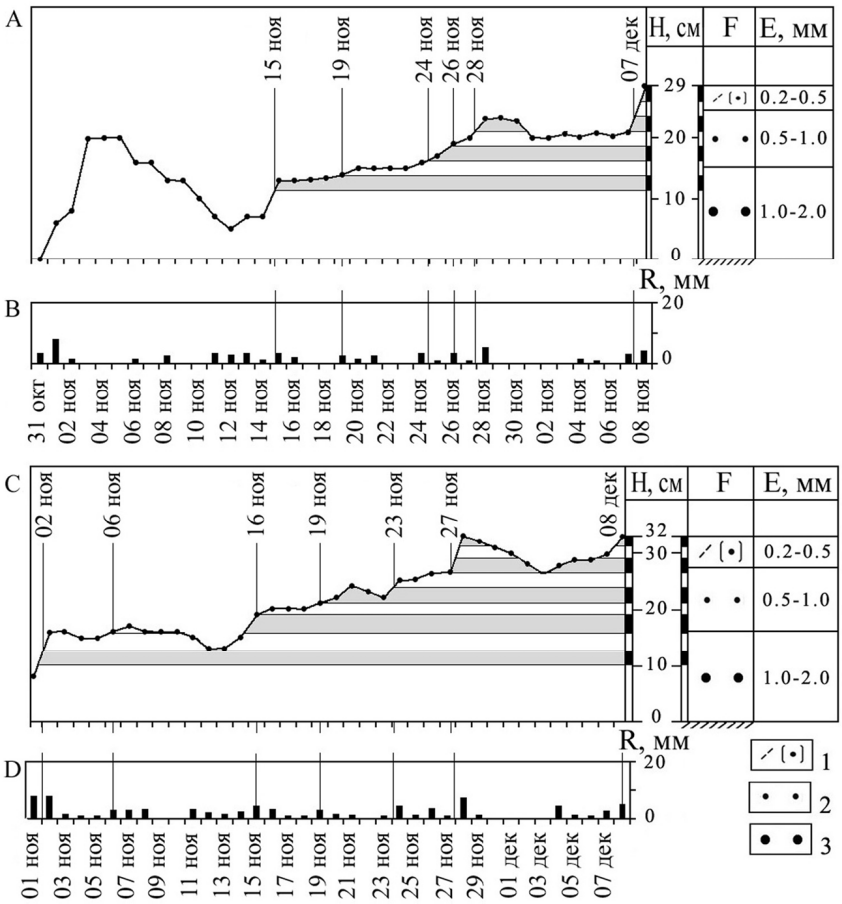


Рис. 1. Временной ряд интенсивности нарастания снежного покрова для обсерватории «Фоновая» (A) и пригородного полигона «БЭК» (B) в сопряжении со слоями геохимического опробования снежной толщи на «Фоновой» (C) и «БЭК» (D), хронологически привязанных к датам выпадения стратиграфически значимых снегопадов (по данным м/с «Верещагино» для обсерватории «Фоновая» и по данным м/с «Томск» для пригородного полигона «БЭК»)

Условные обозначения: H, см — высота снежного покрова и величина пробоотбора снежных слоев, F — форма снежных зерен (классификация дана по работе [23]): 1 — недавно отложенный снег (DFbk) с округлыми зернами (RGsr), 2 — мелкозернистый снег (RGsr), 3 — мелко- и среднезернистый снег, сложенный непрозрачными округлыми агрегатами из снежных зерен (RGlr); E, мм — размер снежных зерен

Fig. 1. Time series of snow cover growth intensity for the Fonovaya Observatory (A) and the BEC suburban test site (B) along with the layers of snow mass geochemical testing at Fonovaya (C) and BEK (D), chronologically linked to the dates of stratigraphically significant snowfalls (according to the Vereshchagino weather station for the Fonovaya Observatory and Tomsk weather station for the BEK suburban test site)

Legend: H, cm — snow depth and snow layer sampling value, F — shape of snow greens (classification is given according to [23]): 1 — recently deposited snow (DFbk) with rounded grains (RGsr), 2 — fine-grained snow (RGsr), 3 — fine-medium-grained snow is composed of opaque rounded aggregates of snow grains (RGlr); E, mm — size of snow grains

не только характеризуется высокой отражательной и излучательной способностью [14], но и оказывает иссушающее влияние на приземный слой воздуха [17]. В условиях наличия градиента температур и влажности снежный покров, вбирая в себя из приснежного слоя воздуха избыток влаги, инициирует нисходящую миграцию воздуха. В результате формируется устойчивый массоперенос водяных паров по направлению к снежному покрову.

В то же время известно, что в сухом снеге при средней плотности 0.28 глубина проникновения суточных колебаний температуры воздуха и связанный с этим градиент температур составляет 30—40 см; на глубине 50 см колебания полностью затухают [14]. Но в нашем случае мощность снежного покрова на участке «Фоновая» только 29 см, а на «БЭК» — 32. Предполагается, что глубина проникновения суточных температурных колебаний воздуха и связанных с ним постседиментационных преобразований твердых осадков в средней части снежной тощи будет ограничиваться встречным диффузионным массопереносом паров почвенной влаги. Этот процесс возникает в нижней части снежного профиля в результате внутриснежной температурной инверсии (в подошве снежной толщи температура всегда выше, чем в ее средней части). Возможность развития данных процессов в снежной толще показаны в работах [9, 13, 32, 36, 37]. В результате в зоне контакта этих встречных потоков образуется термодиффузионный геохимический барьер. Его формирование сопровождается активизацией снегохимических реакций, протекающих на фоне термометаморфизма снега, о чем свидетельствует совпадение пиков ряда геохимических параметров. Предполагается, что они индицируют положение термодиффузионного геохимического барьера в снежной толще. Заметим, что правильность его определения коррелируется совпадением пиков геохимических параметров, что отражает реальные снегохимические процессы, обеспечивающие усиление контраст-

ности сигнала геохимических показателей (рис. 2).

Водородный показатель, характеризующий кислотность снеговой воды, имеет важное значение для понимания химических процессов, происходящих при участии аэрозольного вещества, аккумулированного в снежной толще. По результатам опробования снеговая вода обоих исследованных участков имеет кислотность, близкую к нейтральной: среднее значение pH для «Фоновая» составило 6.1 ± 0.1 и 6.3 ± 0.1 для «БЭК» (рис. 2, B). При этом колебания pH снеговой воды для обсерватории «Фоновая» варьировали в диапазоне крайних величин 5.5—6.6 (рис. 2, A), то есть в близких к фоновым значениям для региона 5.5—6.5 единиц [16], тогда как для пригородного полигона «БЭК» показатель pH оказался несколько завышен — 5.9—6.8. Предполагается, что увеличение значений водородного показателя обусловлено подщелачиванием и бóльшей запыленностью снега, вызванными деятельностью городских промышленных предприятий [11, 18]. Последнее подтверждается результатами анализа хода временной изменчивости и расчета счетной концентрации частиц в приземном слое воздуха на обсерватории «Фоновая» и пригородном полигоне «БЭК», который показал (рис. 3), что аэрозольное загрязнение в Томском пригороде (участок «БЭК») в 1.3 раза выше, чем в фоновых условиях (участок «Фоновая»).

В целом, сопоставляя ход кривых распределения значений интегральных геохимических показателей (pH и электропроводимости) в снежной толще, можно заметить, что для «Фоновой» в горизонте, сложенном мелкозернистым снегом, фиксируется снижение указанных величин, тогда как для «БЭК» — увеличение. А поскольку электропроводность обеспечивается электролитами, то, вероятно, верхняя часть снежной толщи в обоих случаях загрязнена кислотосодержащими аэрозолями несколько сильнее, чем нижняя. Предполагается, что это вызвано сухим осаждением аэрозолей в период между снегопадами в интервале 28.11—08.12 (рис. 1, B и D). Известно, что в сухих аэро-

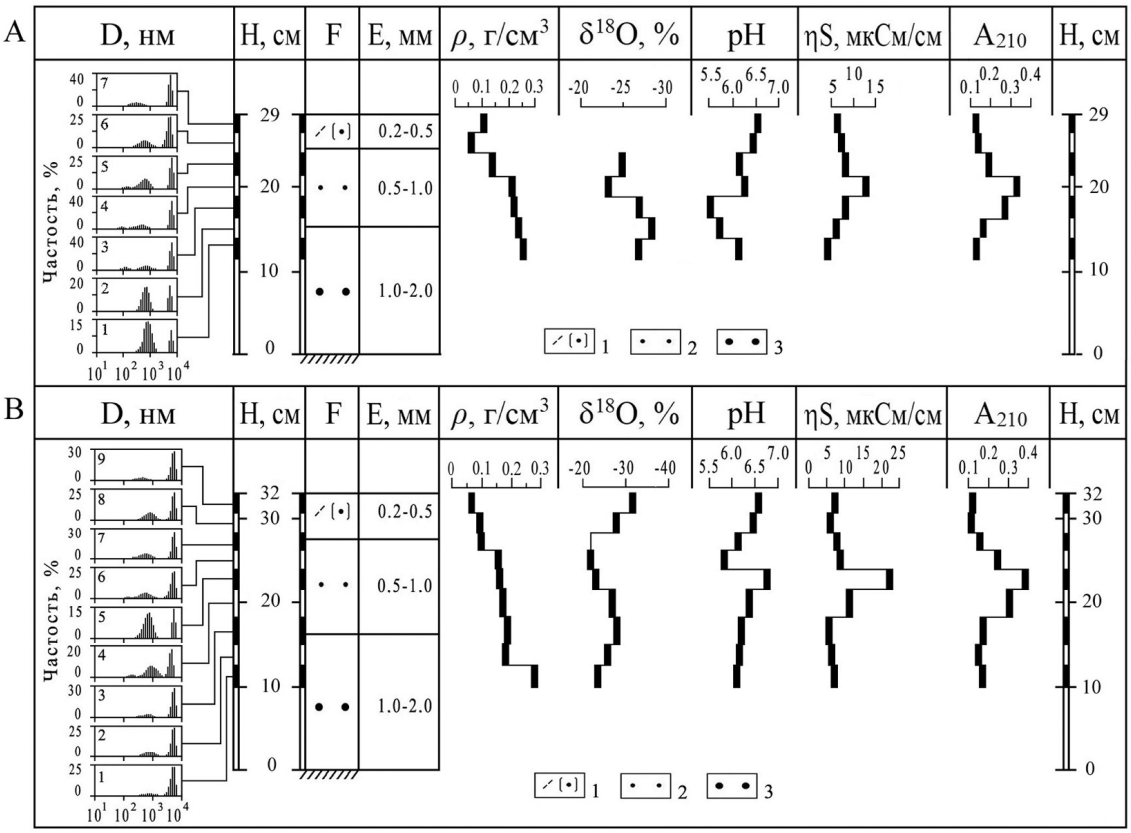


Рис. 2. Сравнительная характеристика распределения интегральных показателей в снежном покрове: A — обсерватории «Фоновая», B — пригородного полигона «БЭК». *Условные обозначения:* D, нм — частотное распределение аэрозольных частиц по размерам: в снежных слоях, H, см — высота снежного покрова и величина пробоотбора снежных слоев, F — форма снежных зерен: 1 — недавно отложенный снег (DFbk) с округлыми зернами (RGsr), 2 — мелкозернистый снег (RGsr), 3 — мелко- и среднезернистый снег, сложенный непрозрачными округлыми агрегатами из снежных зерен (RGlr) (морфологическая классификация форм (*F*) зерен дана по работе [23]); E, мм — размер снежных зерен. Обозначение интегральных показателей: ρ, г/см^3 — плотность снега, δ^{18}O ‰ — содержание ^{18}O, pH — значения водородного показателя, ηS, мкСм/см — удельная электропроводность, $A_{210\ нм}$ — оптическая плотность снеговой воды при длине волны 210 нм

Fig. 2. Comparative characteristics of the integral indicators distribution in the snow cover: A — Fonovaya Observatory, B — BEK suburban test site. *Legend:* D, nm—frequency distribution of aerosol particles by size: in snow layers, H, cm—snow depth and sampling rate of snow layers, F—shape of snow greens: 1—recently deposited snow (DFbk) with rounded grains (RGsr), 2 — fine-grained snow (RGsr), 3 — fine-medium-grained snow composed of opaque rounded aggregates of snow grains (RGlr) (the morphological classification of grain shapes (*F*) is given according to [23]); E, mm is the size of the snow grains. Designation of integral indicators: ρ, g/cm^3 — snow density, δ^{18}O ‰ — ^{18}O content, pH — pH, ηS, μS/cm — electrical conductivity, $A_{210\ nm}$ — optical density of snow water at a wavelength of 210 nm

золях содержание загрязняющих веществ на 25 % больше, чем в свежевыпавших осадках.

Частотное распределение аэрозольных частиц по размерам в снежной толще на обсерватории «Фоновая» представлено на рис. 2, A. Хронологическую привязку слоев опробования (рис. 1, A) осуществляли по времени выпадения стратиграфически значимых снегопадов (рис. 1, B). По характеру распределения частиц по размерам четко выделяются бимодальный (слои 1, 2, 6, 7) и трехмодальный (слои 3, 4, 5) типы распределения (рис. 2). Оба типа характеризуются значительной дисперсией. Следует заметить, что появление дополнительной фракции аэрозольного вещества в 3, 4, 5-м слоях приурочено к зоне термодиффузионного геохимического барьера, на котором фиксируются относительно резкие изменения значений всех проанализированных параметров (рис. 2, A).

Частотное распределение аэрозольных частиц по размерам в снежной толще на пригородном полигоне «БЭК» представлено на рис. 2, B. Хронологическую привязку слоев опробования (рис. 1, C), как и в первом случае, осуществляли по времени стратиграфически значимых снегопадов (рис. 1, D). Анализ динамики послойного распределения частиц аэрозольного вещества по размерам показал, что слои 1—3, 5, 7—9 характеризуются бимодальным типом распределения, тогда как слои 4 и 6 — трехмодальным. И так же, как в первом случае, появление третьей фракции зафиксировано в зоне термодиффузионного геохимического барьера (рис. 2, B).

В целом можно предположить, что появление трехмодального распределения частиц в двух снежных разрезах произошло за счет дополнительного формирования мелкодисперсной фракции частиц в средней части снежной толщи. Приуроченность этой зоны к термодиффузионному геохимическому барьеру может указывать на определенную активность снегохимических процессов с участием осевшего аэрозольного вещества, которые проходят на фоне активизации термометаморфизма снежных слоев в этой части снежного разреза. При этом следует отметить, что в нижней части снежной толщи изменение соотношения фракций идет за счет укрупнения частиц в результате агрегации среднедисперсных частиц в результате диффузионного массопереноса паров почвенной влаги. Данный процесс возникает в нижней части снежного профиля на границе «снег — почва» из-за наличия внутриснежной температурной инверсии. Возможность термодиффузии почвенной влаги в снежной толще впервые показана в работе [9] и подтверждена в работах [13, 32, 36, 39].

Одновременно с этим сопряженный анализ послойной изменчивости соотношения дисперсных фракций аэрозольного вещества и оптической плотности снеговой воды (рис. 2) показал, что постседиментационные преобразования снежной толщи сопровождаются ростом содержания дисперсных частиц и растворимых компонентов, активно поглощающих излучение в УФ-диапазоне. Это дает основание предполагать наличие в зоне термодиффузионного геохимического барьера условий для протекания фотоактивированных снегохимических реакций между осевшим аэрозольным веществом и субохлажденной поровой капиллярной влагой. Возможно, именно с данным процессом связано появление дополнительных мелкодисперсных фракций аэрозольного вещества, поскольку ранее проведенные исследования показали, что недавно прошедшие снегопады характеризуются только двухмодальным распределением частиц аэрозольного вещества [19].

Активность снегохимических реакций в УФ-диапазоне

Оптическую плотность ($A_{210\ нм}$) проб снеговой воды, как показали лабораторные испытания, лучше определять при длине волны 210 нм. Судя по величине показателей, концентрация дисперсных частиц и растворимых компонентов в снежном покрове на пригородном полигоне «БЭК» выше, нежели в обсерватории «Фоновая» (рис. 2). Так как оптическая плотность обеспечивается частицами и растворимыми поглощающими компонентами, а электропроводность — электролитами, то, вероятно, рост оптической плотности проб снеговой воды связан с увеличением содержания в пробах фоточувствительных электролитов (предположительно железосодержащие соединения), которые поглощают излучение в УФ-диапазоне. Известна схема свободнорадикальных реакций [22] при активизации ионов двухвалентного железа под воздействием квантов света. Поэтому наличие железосодержащих соединений в снежных слоях дает основание предполагать возможность протекания фотоактивированных снегохимических реакций между субохлажденной капиллярной влагой и аэрозольным веществом. Процесс сопровождается появлением новообразованных продуктов, о чем свидетельствует появление дополнительной мелкодисперсной фракции частиц в снежном покрове на обсерватории «Фоновая» (слои 3—5: рис. 2, A) и на пригородном полигоне «БЭК» (слои 4, 6: рис. 2, B).

Ультрафиолетовая прозрачность снежной толщи. Сравнение результатов экспонирования фоточувствительных элементов УФ-детектора, представляющих собой кварцевые ампулы с искусственными нанокристаллами периклаза, на двух пространственно разнесенных радиометрических площадках (прямое расстояние между «Фоновой» и «БЭК» составляет ~ 60 км) показало, что ультрафиолетовая прозрачность снега в пределах фонового участка оказалась ниже, чем на городском (рис. 4, A, B).

Если допустить, что эксперимент поставлен корректно, то напрашивается парадоксальный вывод, что на «Фоновой», несмотря на то, что приснежный слой воздуха менее загрязнен аэрозолями (что мы показали ранее), снежный покров оказался менее проницаем для УФ-излучения. Между тем расчет пришедшего солнечного излучения в диапазоне длин волн 0.305…2.8 мкм Q, Вт/м^2 за время экспонирования УФ-детектора в снегу показал, что разница между «Фоновой» и «БЭК» превышает 40 % (рис. 4, C). Следовательно, разница в показаниях датчиков объясняется не столько запыленностью приснежного воздуха, сколько различным уровнем воздействия ультрафиолетового излучения. Другими словами, на снежную поверхность пригородного полигона «БЭК» поступило ультрафиолетовой радиации больше, чем на снежную поверхность на обсерватории «Фоновая». Учитывая, что степень запыленности приснежного воздуха на пригородном полигоне «БЭК» выше, чем на обсерватории «Фоновая», следует ожидать, что активность снегохимических реакций в снежной толще на первой площадке будет выше, а межслоевые вариации интегральных геохимических показателей — контрастней.

Необходимо отметить, что градиент ослабления ЭПР-сигнала в снежной толще в обоих случаях фиксируется до

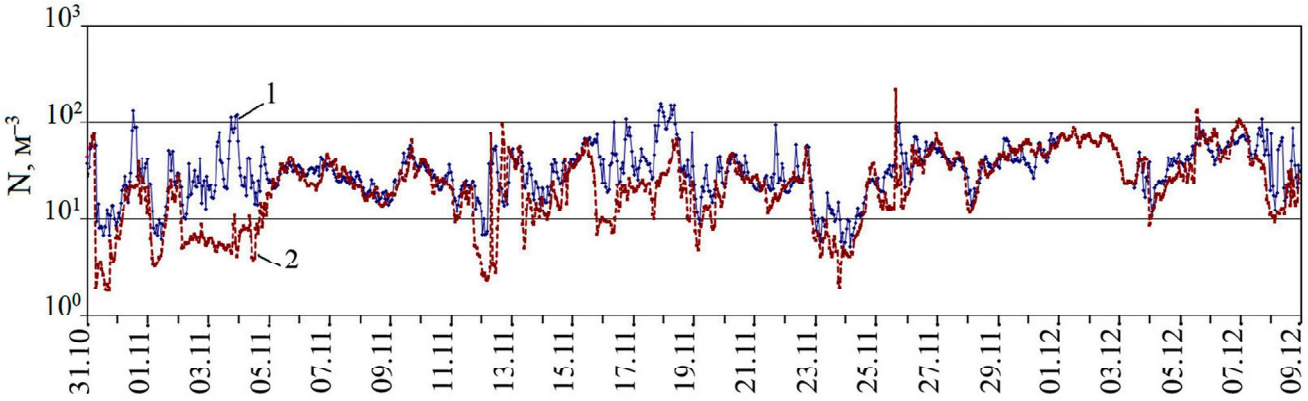


Рис. 3. Ход счетной концентрации (N, м$^{-3}$) субмикронного и грубодисперсного аэрозоля (d > 0.3 мкм) с 30 октября 2021 г. по 8 декабря 2021 г. на пригородном полигоне «БЭК» (1) и обсерватории «Фоновая» (2) в Томске по результатам ежечасных измерений спектрометров аэрозоля GRIMM 1.109/1.108

Fig. 3. The course of the counting concentration (N, m^{-3}) of submicron and coarsely dispersed aerosol (d > 0.3 μm) from October 30, 2021 to December 8, 2021 in the BEK suburban test site (1) and the Fonovaya Observatory (2) in Tomsk according to the results of hourly measurements of aerosol spectrometers GRIMM 1.109/1.108

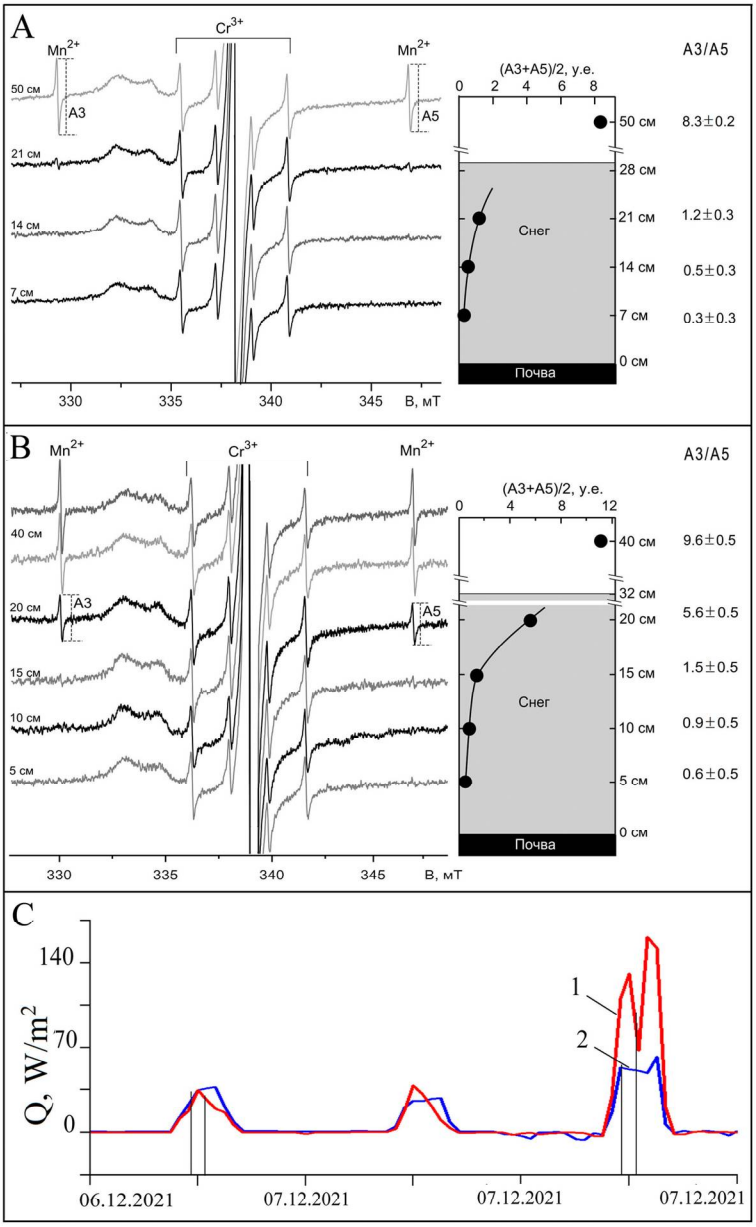


Рис. 4. Изменение интенсивности проникновения УФ-радиации в глубь снежной толщи на участках: А — «Фоновая»; В — «БЭК»; С — сравнение интенсивности пришедшего на оба участка солнечного излучения на снежную поверхность в диапазоне длин волн 0.305…2.8 мкм Q, Вт/м^2 за время экспонирования фоточувствительных элементов УФ-дозиметра в снегу. Доп. обозначения: 1 — участок «БЭК», 2 — участок «Фоновая»

Fig. 4. Change in the UV radiation penetration intensity deep into the snow mass in areas: A — "Fonovaya"; B — "BEK"; D — comparison of the solar radiation intensity that came to both areas on the snow surface in the wavelength range of 0.305 … 2.8 μm Q, W/m^2 during the exposure of the photosensitive elements of the UV dosimeter in the snow. Legend: 1 — BEK site, 2 — Fonovaya site

14—15 см (рис. 4, А, В), ниже изменения уже не регистрируются. Между тем, если сопоставить положение зон, к которым приурочено относительно резкое изменение интегральных геохимических показателей, в частности увеличение оптической плотности снеговой воды в УФ-диапазоне и относительное утяжеление изотопного состава кислорода (рис. 2), то практически вся она располагается в снежном горизонте со сравнительно высокими значениями ультрафиолетовой прозрачности (рис. 4, А, В). Данное обстоятельство позволяет предполагать, что в верхней части снежной толщи существуют условия для протекания фотоактивированных снегохимических реакций между аэрозольным веществом и поровой капиллярной влагой. При этом интенсивность протекания данных реакций контролируется интенсивностью солнечной радиации, поступающей на снежную поверхность, приток которой на пригородном научном полигоне, как показали результаты расчетов, оказался на 40 % больше, чем на обсерватории. Данное обстоятельство нашло свое отражение в различиях максимальных значений содержания «тяжелого» кислорода, зафиксированных на термодиффузионном геохимическом барьере: для полигона «БЭК» значение $\delta^{18}O$ составило –22.3 ‰, тогда как для обсерватории «Фоновая» только –23.6 ‰.

Постседиментационные изменения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) в снежных слоях, образовавшиеся при выпадении стратиграфически значимых снегопадов в сопряжении с траекторным анализом переноса воздушных масс

Обсерватория «Фоновая». Начало снегостава на «Фоновой» (31.10—15.11) происходило за счет переноса влаги со Средиземного моря. В этот период сформировалась нижняя часть снежной толщи. Однако в этом слое из-за сильной неровности почвенной поверхности (с перепадами микровысот до 10—12 см) пробоотбор снега не проводился. Поэтому *первая* проба на изотопный анализ была взята с глубины 12 см из слоя, сформировавшегося за счет снегопадов, сгенерированных полярными воздушными массами, поступавшими с Баренцева моря в период с 15.11 по 19.11. Величина $\delta^{18}O$ в слое опробования составила –27.3 ‰ (табл. 1). Во второй пробе за счет прироста содержания «легкого» кислорода это значение несколько возросло: $\delta^{18}O$ = –28.4 ‰. Слой, из которого взята эта проба, образовался за счет снегопадов, выпавших во временной интервал 19.11—24.11, когда влага к «Фоновой» поступала со стороны Черного моря и очень слабо с Атлантики (рис. 5, А). *Вторая* проба изотопно легче *первой* и тяжелее *третьей*: разница значений $\delta^{18}O$ между ними составила –1.1 и +1.1 ‰ соответственно (табл. 1). *Третья* проба взята из слоя, сформировавшегося в период с 24.11 по 07.12, тогда выпадение снегопадов обеспечивали воздушные массы, приходящие преимущественно из Черноморско-Каспийского региона (рис. 5, А).

Как следует из табл. 1, самые низкие значения «легкого» кислорода зафиксированы для *четвертой* и *пятой* проб: $\delta^{18}O$ = –23.6 и –24.9 ‰ соответственно. Эти пробы, так же как и *третья* проба, приурочены к снежным слоям, образовавшимся за счет снегопадов с 24.11 по 07.12. Заметим, что в этот период снегонакопление и на полигоне «БЭК», и на обсерватории «Фоновая» шло за счет снегопадов в результате разгрузки влагонесущих воздушных масс, поступавших из Черноморско-Каспийского региона (рис. 5, А). При этом, проходя через среднеазиатские пустыни, эти воздушные массы могли захватить железосодержащие минералы. Известно, что в условиях пустыни аэрозоль генерируется земной поверхностью и может подниматься конвективными и вихревыми потоками в тропосферу [1, 8, 9].

Возможно, увеличение оптической плотности в УФ-диапазоне в *третьей* и *четвертой* пробах снеговой воды (рис. 2, А) косвенно свидетельствует о присутствии железосодержащих соединений в аэрозольном веществе, осевшем в составе снегопадов в период с 24.11 по 07.12. Необходимо отметить также, что *шестая* и *седьмая* пробы были потеряны при пробоподготовке, поэтому изотопный анализ снежной толщи в сопряжении с траекторным анализом для «Фоновой» ограничен пятью пробами во временном периоде 31.10—07.12.2021 г.

Пригородный полигон «БЭК». Начало снегостава на полигоне «БЭК» в период 01.11—06.11 происходило за счет переноса влаги, которая с наибольшей вероятностью прибывала с Балтийского и Баренцева морей (рис. 5, В). В этом интервале сформировалась нижняя часть снежной толщи, из которой были взяты первые две пробы. При этом из-за микронеровностей почвенной поверхности *первая* проба на изотопный анализ была взята с глубины 10 см. Значение $\delta^{18}O$ в ней составило –24.1 ‰, тогда как во *второй* пробе оно оказалось несколько легче (–25.5 ‰). Разница величин $\delta^{18}O$ между *первой* и *второй* пробами составила –1.4 ‰ (табл. 1). *Третья* проба взята из слоя, сформировавшегося при снегопадах в период с 06.11 по 16.11; тогда влагонесущие воздушные массы поступали с Каспийского моря, в несколько меньшей мере с Баренцева моря и совсем незначительно с Атлантики (рис. 5, В). В этой пробе зафиксировано значение $\delta^{18}O$ = –28.5 ‰ (табл. 1). При этом разница между *вторым* и *третьим* слоями составила (–3 ‰), что свидетельствует об увеличении доли «легкого» кислорода в вышележащем *третьем* слое. *Четвертая* и *пятая* пробы взяты из слоев, образовавшихся за счет снегопадов, выпавших в интервале 16.11—23.11. В этот период влагонесущие воздушные массы поступали преимущественно с Балтийского, Черного и Каспийского морей. Изотопные значения $\delta^{18}O$ в этих пробах составили –26.8 и –23.6 ‰ соответственно (табл. 1), а разница величин $\delta^{18}O$ между ними составила (+3.2 ‰), что указывает на существенное утяжеление изотопного состава в *пятой* пробе. И это несмотря на то, что обе пробы связаны со снегопадами, выпавшими из одной общей воздушной массы, пришедшей из Черноморско-Каспийского региона. Следовательно, в увеличении содержания «тяжелого» кислорода в пятой пробе нельзя предположить участие разных воздушных масс и механизм изменения изотопного состава кислорода, возможно, имеет другую природу. *Шестая*, *восьмая* и *девятая* пробы (*седьмая* проба потеряна при пробоподготовке) взяты из снежного горизонта, образовавшегося за счет снегопадов, выпавших в интервале 23.11—08.12. Тогда синоптическая обстановка характеризовалась перемещением воздушных масс из района Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни и крайне незначительно — с Атлантики (рис. 5, В).

Необходимо заметить, что в *шестой* пробе зафиксировано самое высокое содержание «тяжелого» изотопа кислорода ($\delta^{18}O$ = –22.3 ‰). Разница показателей $\delta^{18}O$ между *пятой* и *шестой* пробами составила (+1.3 ‰), что свидетельствует росте содержания $\delta^{18}O$ в *шестой* пробе. В *восьмой* пробе значение $\delta^{18}O$ = –27.9 ‰. При этом разница величин $\delta^{18}O$ между *шестой* и *восьмой* пробами оказалась

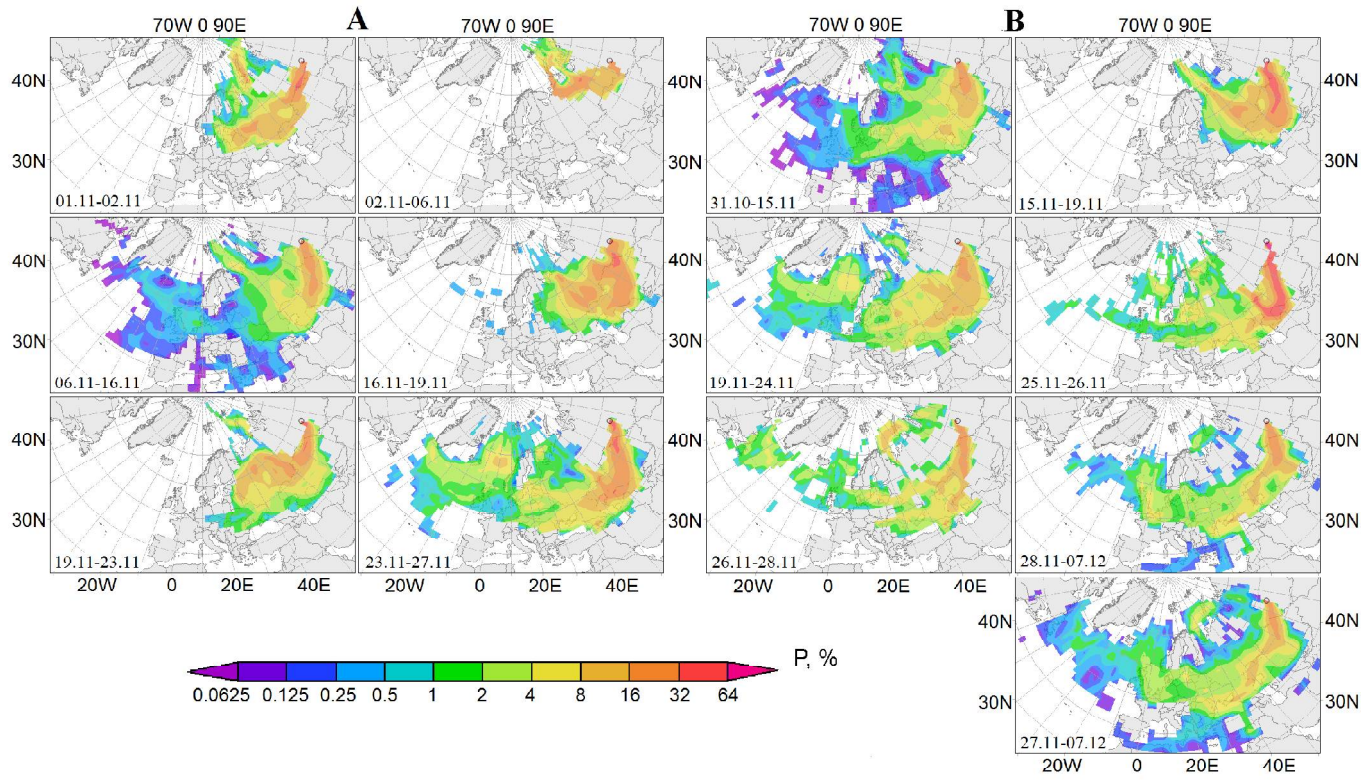


Рис. 5. Диаграммы региональной вероятности переноса в пограничном слое атмосферы (P, %) для воздушных частиц, прибывавших в слой 100—2100 м над обсерваторией «Фоновая» (A) и пригородным полигоном «БЭК» (B) (см. пояснения в тексте)

Fig. 5. Diagrams of the regional probability of transport in the atmospheric boundary layer (P, %) for air particles arriving in the 100—2100 m layer above the Fonovaya observatory (A) and the suburban BEK test site (B) (see explanations in the text)

Таблица 1. Изменчивость межслоевой разницы значений $\delta^{18}O$ в снежном покрове

Table 1. Interlayer difference variability of $\delta^{18}O$ values in snow cover

Номер слоев опробования и их мощность, см Number of sampling layers and their thickness, cm	Межслоевая разница значений $\delta^{18}O$ Interlayer difference of values $\delta^{18}O$	Послойные значения $\delta^{18}O$ Layered values $\delta^{18}O$	Межслоевая разница значений $\delta^{18}O$ Interlayer difference of values $\delta^{18}O$	Номера слоев опробования и их мощность, см Numbers of sampling layers and their thickness, cm
Снегомерная площадка «Фоновая», высота снежного покрова 29 см Fonovaya snow measuring site, snow depth 29 cm				
5 (2.0)		−24.9	−1.3	5 (2.0)
4 (2.5)	+3.7	−23.6		4 (2.5)
3 (2.5)		−27.3	+1.1	3 (2.5)
2 (2.5)	−1.1	−28.4		2 (2.5)
1 (2.5)		−27.3	1 (2.5)	
Снегомерная площадка «БЭК», высота снежного покрова 31 см BEK snow measuring site, snow depth 31 cm				
9 (2.5)		−31.2	−3.3	9 (2.5)
8 (2.0)	−5.6	−27.9		8 (2.0)
6 (2.5)		−22.3	+1.3	6 (2.5)
5 (2.5)	+3.2	−23.6		5 (2.5)
4 (3.0)		−26.8	+1.7	4 (3.0)
3 (3.0)	−3	−28.5		3 (3.0)
2 (2.5)		−25.5	−1.4	2 (2.5)
1 (2.5)		−24.1		1 (2.5)

самой значительной (–5.6 ‰). *Девятая* проба по изотопному составу оказалась самой «легкой» ($\delta^{18}O$ = –31.2 ‰). При этом разница значений $\delta^{18}O$ между *восьмой* и *девятой* пробами оказалась также значительной (–3.3 ‰) (табл. 1). В связи с этим необходимо отметить, что все различия величин $\delta^{18}O$ между слоями фиксируются в снежном горизонте, образовавшемся за счет снегопадов при разгрузке воздушной массы, пришедшей со Средиземного моря через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни (рис. 5, В). И если принять во внимание, что в снежных слоях данного снежного горизонта фиксируется повышенная оптическая плотность растворов в УФ-диапазоне, так же как и для слоев 3, 4 на участке «Фоновая», то очевидно, что увеличение содержания «тяжелого» кислорода в зоне термодиффузионного геохимического барьера сложно объяснить участием различных воздушных масс, или утяжелением изотопного состава твердых осадков за счет локального испарения, или только постседиментационным криогенным метаморфизмом снега за счет изменения изотопного состава в снежном покрове в результате фазовых переходов воды при массообмене между ледяными частицами снежных зерен и водяным паром в снежной толще.

В целом, анализируя вертикальную динамику распределения значений $\delta^{18}O$ (рис. 2) в снежном покрове на исследованных участках, можно отметить, что на обоих участках изотопно «тяжелые» снежные слои приурочены к зоне термодиффузионного геохимического барьера. В этой же зоне зафиксировано относительное увеличение содержания дисперсных частиц и изменение в соотношении их дисперсных фракций. Кроме того, в данной зоне регистрируется рост оптической плотности в пробах снеговой воды в УФ-диапазоне, что связано с увеличением в них концентрации оптически активных веществ, предположительно железосодержащих соединений (рис. 2). И если учесть наличие сравнительно высокой УФ-прозрачности снега в верхней части снежной толщи (рис. 4, А, В), то можно предположить, что в этой части существуют условия для развития фотоактивированных снегохимических реакций, инициированных свободнорадикальным окислением аэрозольного вещества с участием ионов железа. Процесс сопровождается изменением изотопных соотношений в снежной толще.

Участие оптически активных гидроксидов железа в снегохимических реакциях

Принимая во внимание наличие ультрафиолетовой прозрачности снега, можно предположить, что помимо криогенного изотопного фракционирования в механизме преобразования изотопных характеристик снежного покрова, возможно, принимают участие фотоактивированные снегохимические реакции, инициированные свободнорадикальным окислением аэрозольного вещества с участием ионов металлов с переходной валентностью. Основанием для данного предположения служит следующее.

Пылевое загрязнение снежного покрова и его радиационная прозрачность в УФ-диапазоне дают основание полагать, что оптически активные компоненты из состава осевшего аэрозольного вещества могут выступать прекурсорами фотоактивированных снегохимических реакций в снежной толще между субохлажденной капиллярной влагой и осевшим аэрозольным веществом. Эти фотоактивированные реакции могут определенным образом влиять на постседиментационное фракционирование изотопов кислорода в снежном покрове. В частности, столь быстрое утяжеление изотопного состава в верхней части снежной толщи и приуроченный к ней резко выраженный эффект межслоевых колебаний значений $\delta^{18}O$ может быть отражением активизации снегохимических реакций, сопровождающих постседиментационный термометаморфизм стратиграфически значимых снегопадов с участием аэрозольного вещества на термодиффузионном геохимическом барьере. Основанием для данного предположения является рост значений оптической плотности проб снеговой воды и ее электропроводимости в зоне термодиффузионного геохимического барьера (рис. 2), который одинаково фиксируется в верхней части снежной толщи как на обсерватории «Фоновая», так и на пригородном полигоне «БЭК». И если принять во внимание, что воздушные массы, поступая из района Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион, при прохождении над среднеазиатскими пустынями могут обогащаться оптически активными железосодержащими минералами, то эти же компоненты могут выступать прекурсорами фотоактивированных снегохимических реакций между субохлажденной капиллярной влагой и осевшим аэрозольным веществом. При этом образуются стабильные продукты фотореакций. Процесс сопровождается утяжелением изотопного состава снега, наиболее контрастно проявляющимся в зоне термодиффузионного геохимического барьера. В то же время механизм утяжеления изотопного состава в припочвенном слое снега ожидаемо связан с криогенным фракционированием и обусловлен диффузией паров почвенной влаги в припочвенный слой снега [15, 26].

Таким образом, для обоих участков отмечается утяжеление изотопного состава снега на термодиффузионном геохимическом барьере, которое в большей мере инициировано фотоактивированными снегохимическими реакциями между поровой капиллярной влагой и осевшим аэрозольным веществом, протекающими на фоне ультрафиолетовой прозрачности снега. И если принять во внимание результаты измерений оптической плотности снеговой воды (рис. 3) и радиационной прозрачности снежной толщи в УФ-диапазоне (рис. 4, А, В), то прекурсором, инициирующим развитие фотоактивированных снегохимических реакций на термодиффузионном геохимическом барьере, могут выступать аквакомплексы железа.

Железо в атмосфере. Источниками железа в атмосфере могут служить железосодержащие минералы глин, например, хлорит $[(Mg, Fe, Al)_3(Si, Al)_4O_{10}(Mg, Al)_3(OH)_3]$ и монтмориллонитовые образования $[(Al, Mg, Fe^{3+})_4(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4\ nH_2O]$, входящие в состав рыхлых отложений. Будучи захваченными с открытой поверхности восходящими турбулентными и конвективными потоками воздуха, глинистые минералы поднимаются в атмосферу. Предполагается, что по своим размерам эти минеральные частицы находятся в интервале 0.001—10 мкм, что позволяет им находиться в атмосфере значительно дольше обычных пылевых частиц. Принимается, что при взаимодействии железосодержащих глинистых минералов с каплями облаков образуются гидратированные ионы металлов. Находясь в растворе, гидратирован-

ные ионы железа содержат в качестве центрального ядра аквакомплекс — соединение, в котором лигандом выступает вода $[Fe(H_2O)_6]^{2+}$.

В условиях атмосферы при понижении температуры аквакомплексы железа переходят в кристаллическое состояние. Находясь в нем, они могут удерживать и кристаллизационную воду, образуя тем самым кристаллогидраты. Известно, что кристаллизационная вода не входит в состав внутренней сферы гидроксидного комплекса и такая вода имеет менее прочные связи, чем координированная. Указанное обстоятельство предопределяет своеобразное рыхлое строение кристаллогидратов, которое не служит препятствием для диффузии и встраивания внутри кристаллогидрата малых газовых компонентов, а также для физико-химического взаимодействия между ними.

Фотоактивированные реакции в снежной толще с участием железа. Известна следующая схема фотолиза неорганических ионов [22]:

$$FeOH^{2+} — h\nu — Fe^{2+} + OH^{\bullet}. \quad (1)$$

Поэтому осевшие кристаллогидраты железа под воздействием ультрафиолета могут инициировать образование первичных короткоживущих радикалов, которые затем вступают в необратимые реакции взаимодействия, заканчивающиеся образованием стабильных продуктов фотореакции. Участвуя в качестве индуктора, инициирующего образование короткоживущих свободных радикалов, железо может играть важную роль в изотопной трансформации снега. Механизм таких реакций с участием железа давно известен:

1) инициирование цепи:

$$H_2O_2 + Fe^{2+} \rightarrow FeOH^{2+} + OH^{\bullet}; \quad (2)$$

2) рост цепи:

$$OH^{\bullet} + H_2O_2 \rightarrow HO_2^{\bullet} + H_2O; \quad (3)$$

$$FeOH^{2+} + HO_2^{\bullet} \rightarrow O_2 + Fe^{2+} + H_2O; \quad (4)$$

$$Fe^{2+} + H_2O_2 \rightarrow FeOH^{2+} + OH^{\bullet} \quad (5)$$

(реакции (3)—(5) идут параллельно с индуцированной реакцией (6) разложения перекиси водорода);

$$2H_2O_2 \rightarrow 2H_2O + O_2; \quad (6)$$

3) обрыв цепи:

$$OH^{\bullet} + Fe^{2+} \rightarrow FeOH^{2+}. \quad (7)$$

Стехиометрическая реакция (8) показывает количественные соотношения начальной (1) и конечной реакций (7):

$$H_2O_2 + 2Fe^{2+} \rightarrow 2FeOH^{2+}. \quad (8)$$

В продолжение реакции 8 в атмосфере может развиваться другой процесс — окисление железа с образованием ферригидрита ($2.5\ Fe_2O_3 \times H_2O$). Данное соединение является продуктом окисления Fe^{2+} [4]. Ферригидрит — неустойчивый коллоидный минерал, являющийся к тому же сильным поглотителем коротковолновой солнечной радиации [1]. Оседая на поверхность снега в составе твердых гидрометеоров, в последующем он может выступать прекурсором фотоактивированных реакций в снежных слоях.

Следует заметить, что параллельно реакциям (3)—(5) может идти, например, трехчастичная реакция образования озона [2]:

$$O + O_2 \rightarrow O_3^{\bullet} + M \rightarrow O_3 + M^{\bullet}, \quad (9)$$

в результате которой образуются химически активные фрагменты, способные инициировать разнообразные вторичные реакции свободнорадикального окисления аэрозольного вещества и так же быть прекурсорами фотоактивированных реакций в снежной толще.

Таким образом, появление в субохлажденной капиллярной влаге ионных форм железа, а также наличие радикалов $HO_2^{\bullet}$, $OH^{\bullet}$ и, возможно, атомарного кислорода, создают благоприятные условия для протекания в сезонном снежном покрове фотоактивированных снегохимических реакций между осевшим аэрозольным веществом и субохлажденной поровой влагой. Процесс сопровождается изменением распределения изотопного соотношения ($\delta^{18}O$) в снежной толще, которое наиболее контрастно проявляется на термодиффузионном геохимическом барьере.

Заключение

Традиционно все изменения изотопного состава кислорода в выпавшем снеге характеризуются в основном двумя процессами: 1) сглаживанием вариаций вертикального градиента изотопного сигнала из-за диффузии молекул в поровом пространстве ледяной матрицы без изменения среднего значения изотопного состава для всей снежно-фирновой толщи; 2) изменением изотопного состава в снежном покрове в результате фазовых переходов воды при массообмене между снегом и водяным паром атмосферы.

Вместе с тем в ходе исследований выявлены межслоевые колебания значений $\delta^{18}O$, контрастность которых возрастает в зоне термодиффузионного геохимического барьера. Предполагается, что вследствие радиационной прозрачности снега в УФ-диапазоне и при наличии в нем железосодержащих кристаллогидратов в снежной толще возникают условия, инициирующие фотоактивированные снегохимические реакции, сопровождающиеся свободнорадикальным окислением осевшего аэрозольного вещества, заканчивающиеся образованием стабильных продуктов фотореакции. Процесс может сопровождаться изменением изотопного состава снега, что, в свою очередь, может приводить к различиям в изотопной стратификации снежного покрова на двух полигонах, формирование осадков на которых связано с общими источниками водяного пара.

Авторы благодарят И. В. Смолеву (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) за неоценимую помощь при проведении изотопно-геохимических исследований в ЦКП «Геонаука», Сыктывкар. Исследование проводилось в рамках госзадания Института оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, проект II.10.3.2, регистрационный № АААА-А17-117021310142-5; траекторный анализ выполнен при финансовой поддержке РФФИ и ННФИ в рамках научного проекта № 20-55-56028. Лазерная гранулометрия и УФ-спектроскопия образцов талого снега выполнены в Центре коллективного пользования «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. *Атмосферный* аэрозоль и его влияние на перенос излучения: к итогам советско-американского аэрозольного эксперимента / Под ред. чл.-кор. АН СССР К. Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоиздат, 1978, 119 с.

2. *Белан Б. Д.* Озон в тропосфере. Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2010. 488 с.

3. *Васильчук Ю. К., Чижова Ю. Н., Буданцева Н. А., Лычагин М. Ю., Поповнин В. В., Ткаченко А.Н.* Изотопный

состав зимнего снега на хребте Аибга (Красная Поляна), Западный Кавказ // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 99—118. URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=24402 (дата обращения: 23.01.2022 г.).

4. Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Отв. ред. Н. В. Петровская. М.: Наука, 1975. 207 с.

5. Голубев В. Н., Конищев В. Н., Сократов С. А., Гребенников П. Б. Влияние сублимации сезонного снежного покрова на формирование изотопного состава повторно-жильных льдов // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 3. С. 71—76.

6. *Голубев В. Н., Сократов С. А.* Испарение снега в изотермических условиях // Материалы гляциологических исследований. 1992. Вып. 72. С. 205—214.

7. Горчаков Г. И., Копров Б. М., Шукуров К. А. Вихревой вынос аридного субмикронного аэрозоля // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 5. С. 596—608.

8. Горчаков Г. И., Копров Б. М., Шукуров К. А. Исследование выноса субмикронного аэрозоля с подстилающей поверхности // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 2. С. 166—169.

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

10. Дюнин А. К. Механика метелей. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 380 с.

11. Захарченко А. В., Тигеев А. А., Пасько О. А., Колесниченко Л. Г., Московченко Д. В. Пространственное распределение геохимических компонентов снегового покрова на удалении от Томск-Северской промышленной агломерации // Криосфера земли. 2021. Т. XXV. № 6. С. 16—27.

12. Ивлев Л. С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 34. № 5. С. 392—410.

13. Коломыц Э. Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: Геос, 2013. 482 с.

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

15. Малыгина Н. С., Эйрих А. Н., Курепина Н. Ю., Папина Т. С. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в переходной зоне Алтая // Лёд и Снег. 2017. № 1(57). С. 57—68. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-1-57-68

16. Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2019 г. М.: Росгидромет, 2020, 247 с.

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

18. Таловская А. В., Язиков Е. Г., Беспалова А. И. Пространственно-временные тренды пылевого загрязнения снежного покрова в многопрофильном промышленном городе (на примере г. Томск, юг Западной Сибири) // Инженерная геология — 2021: Доклады международного симпозиума (Москва, 1—3 декабря 2021 г.) / Российское научно-техническое общество радиотехники, электроники и связи им. А.С. Попова. М., 2021. С. 186—190.

19. Тентюков М. П., Шукуров К. А., Белан Б. Д., Симоненков Д. В., Язиков Е. Г., Михайлов В. И., Бучельников В. С. Сопряженный анализ гранулометрического состава аэрозольного вещества в приземном воздухе и снежном покрове: влияние воздушных масс на распределение аэрозольных частиц // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 8. С. 577—584. DOI: 10.15372/AOO20210802

20. Тентюков М. П. Особенности послойной изменчивости интегральных физико-химических параметров снежного покрова в среднетаежной зоне на северо-востоке Европейской равнины // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 61—69. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(61-69)

21. Тентюков М. П., Лютоев В. П., Белан Б. Д., Симоненков Д. В., Головатая О. С. Детектор ультрафиолетового излучения на основе ультрадисперсного оксида магния с кристаллической структурой периклаза // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 11. С. 916—923. DOI:10.15372/AOO20211112

22. Уоллинг Ч. Свободные радикалы в растворе: Пер. с англ.; под ред. Г. А. Разуваева. М.: Иностр. лит-ра, 1960. 531 с.

23. 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) // МГИ. 2012. № 2. 80 с.

24. Draxler R. R., Hess G. D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // Aust. Meteor. Mag, 1998, vol. 47, p. 295—308.

25. Flanner M., Liu X., Zhou C., Penner J. Enhanced solar energy absorption by internally-mixed black carbon in snow grains // Atmos. Chem. Phys., 2012, vol. 12, pp. 4699—4721. DOI:10.5194/acp-12-4699-2012

26. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable isotope Geochemistry: a tribune to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication, 1991, No. 3, pp. 211—221.

27. Jacobson M.-Z. Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot's feedback to snow and sea ice albedo and emissivity // J. Geophys. Res., 2004. V. 109, D21 201, doi:10.1029/2004JD004945

28. Johnsen S. J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice //Isotopes and Impurities in Snow and Ice. IAHS, 1977. P. 210—219.

29. Johnsen S. J., Clausen H. B., Cuffey K. M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion // Physics of Ice Core Records. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. P. 121—140.

30. Kistler R., Kalnay E., Collins W.G., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation // Bull. Am. Meteorol. Soc., 2001, vol. 82, No. 2, p. 247—268.

31. Mahowald N. M., Kloster S., Engelstaedter S., Moore J. K., Mukhopadhyay S., McConnell J. R., Albani S., Doney S. C., Bhattacharya A., Curran M. A. J., Flanner M. G., Hoffman F. M., Lawrence D. M., Lindsay K., Mayewski P. A., Neff J., Rothenberg D., Thomas E., Thornton P.E., Zender C. S. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry // Atmos. Chem. Phys., 2010. No. 10, p. 10875—10893. DOI:10.5194/acp-10-10875-2010

32. Pinzer B. R., Schneebeli M., Kaempfer T. U. (2012) Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography. The Cryosphere. 2012. No. 6, p. 1141—1155. URL: https://doi.org/10.5194/tc-6-1141-2012

33. Shukurov K. A., Borovski A. N., Postylyakov O. V., Dzhola A. V., Grechko E. I., Kanaya Y. Potential sources of tropospheric nitrogen dioxide for western Moscow region, Russia // Proc. SPIE, 2018, vol. 10833. p. 108337N.

34. Shukurov K. A., Chkhetiani O. G. Probability of transport of air parcels from the arid lands in the Southern

Russia to Moscow region // Proc. SPIE, 2017, vol. 10466. p. 104663V.

35. Skiles S. M., Painter T. H., Belnap J., Holland L., Reynolds R. L., Goldstein H. L., Lin J. Regional variability in dust-on-snow 30 processes and impacts in the Upper Colorado River Basin // Hydrological Processes, 2015, vol. 29, p. 5397—5413.

36. Sokratov S. A. Parameters influencing the recrystallization rate of snow // Cold Regions Science and Technology. 2001, v. 33. No. 2—3, p. 263—274. URL: https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00053-2

37. Sokratov S. A., Maeno N. Effective water vapor diffusion coefficient of snow under a temperature gradient // Water Resour. Res. 2000. v. 36, p. 1269—1276. URL: https://doi.org/10.1029/2000WR900014

38. Soo J.-Ch., Monaghan K., Lee T., Kashon M. and Harper M. Air sampling filtration media: Collection efficiency for respirable size-selective sampling, Aerosol Science and Technology, 2016, vol. 50, No. 1, p. 76—87. DOI: 10.1080/02786826.2015.1128525

39. Waddington E. D., Steig E. J., Neumann T. A. Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited //Annals of Glaciology, 2002, vol. 35, p. 118—124.

References

1. Atmosfernyy aerozol i yego vliyaniye na perenos izlucheniya: k itogam sovetsko-amerikanskogo aerozol'nogo eksperimenta (Atmospheric aerosol and its influence on radiation transfer: on the results of the Soviet-American aerosol experiment). Ed. K. Ya. Kogdratiev. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978, 119 p.

2. Belan B. D. *Ozon v troposfere* (Ozone in the troposphere). Tomsk, Publishing House of the Institute of Atmospheric Optics SB RAS, 2010, 488 p.

3. Vasilchuk Yu. K., Chizhova Yu. N., Budantseva N. A., Lychagin M. Yu., Popovnin V. V., Tkachenko A.N. *Izotopnyy sostav zimnego snega na khrebte Aibga (Krasnaya Polyana), Zapadnyy Kavkaz* (Isotopic composition of winter snow on the Aibga Ridge (Krasnaya Polyana), Western Caucasus). *Arktika i Antarktika* (Arctic and Antarctica), 2017, No. 3, pp. 99—118

4. Gipergennyye okisly zheleza v geologicheskikh protsessakh (Hypergene oxides of iron in geological processes). Ed. N. V. Petrovskaya. Moscow: Nauka, 1975, 207 p.

5. Golubev V. N., Konishchev V. N., Sokratov S. A., Grebennikov P. B. *Vliyaniye sublimatsii sezonnogo snezhnogo pokrova na formirovaniye izotopnogo sostava povtorno-zhil'nykh ldov* (Influence of sublimation of seasonal snow cover on the formation of the isotopic composition of wedge ice). *Kriosfera Zemli* (Cryosphere of the Earth), 2001, V. 5, No. 3, pp. 71—76.

6. Golubev V. N., Sokratov S. A. *Ispareniye snega v izotermicheskikh usloviyakh* (Evaporation of snow under isothermal conditions). *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* (Materials of glaciological research). 1992. No. 72, pp. 205—214.

7. Gorchakov G.I., Koprov B.M., Shukurov R.A. *Vikhrevoy vynos aridnogo submikronnogo aerozolya* (Vertical emission of arid submicron aerosols). *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana* (Proceedings of RAS. Physics of the atmosphere and ocean), 2003, V. 35, No. 5, pp. 596—608.

8. Gorchakov G. I., Koprov B. M., Shukurov R. A. *Issledovaniye vynosa submikronnogo aerozolya s podstilayushchey poverkhnosti* (Study of emission of aerosols from underlying surface). *Optika atmosfery i okeana* (Atmospheric and Oceanic Optics), 2000, V. 13, No. 2, pp. 166—169.

9. Gurtovaya E. E. *Nekotoryye voprosy temperaturnogo rezhima snezhnogo pokrova* (Some questions of the temperature regime of the snow cover). *Rol snezhnogo pokrova v prirodnykh protsessakh* (The role of snow cover in natural processes). Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1961, pp. 121—131.

10. Dyunin A. K. *Mekhanika meteley* (Blizzard mechanics). Novosibirsk, Publishing House of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1963, 380 p.

11. Zakharchenko A. V., Tigeev A. A., Pasko O. A., Kolesnichenko L. G., Moskovchenko D.V. *Prostranstvennoye raspredeleniye geokhimicheskikh komponentov snegovogo pokrova na udalenii ot Tomsk-Severskoy promyshlennoy aglomeratsii* (Spatial distribution of geochemical components of the snow cover at a distance from the Tomsk-Seversk industrial agglomeration). *Kriosfera zemli* (Earth's Cryosphere), 2021, V. XXV, No. 6, pp. 16—27.

12. Ivlev L. S. *Aerozol'noye vozdeystviye na klimaticheskiye protsessy* (Aerosol impact on climatic processes). *Optika atmosfery i okeana (*Atmospheric and Oceanic Optics), 2011, V. 34, No. 5, pp. 392—410.

13. Kolomyts E. G. *Teoriya evolyutsii v strukturnom snegovedenii* (Theory of evolution in structural snow science). Moscow: Geos, 2013, 482 p.

14. Kuz'min P. P. *Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova* (Physical properties of snow cover). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957, 179 p.

15. Malygina N. S., Eirikh A. N., Kurepina N. Y., Papina T. S. *Izotopnyy sostav zimnikh atmosfernykh osadkov i snezhnogo pokrova v perekhodnoy zone Altaya* (Isotope composition of winter precipitation and snow cover in the foothills of the Altai). *Lod i Sneg* (Ice and Snow). 2017, V. 57, No.1, pp. 57—68.

16. Obzor zagryazneniya prirodnoy sredy v Rossiyskoy Federatsii za 2019 g (Review of environmental pollution in the Russian Federation for 2019). Moscow: Roshydromet, 2020, 247 p.

17. Richter G. D. *Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskom protsesse* (The role of snow cover in physical-geographical process). *Trudy Instituta geografii AN SSSR* (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.

18. Talovskaya A. V., Yazikov E. G., Bespalova A. I. P*rostranstvenno-vremennyye trendy pylevogo zagryazneniya snezhnogo pokrova v mnogoprofilnom promyshlennom gorode (na primere g. Tomsk, yug Zapadnoy Sibiri)* (Spatio-temporal trends of dust pollution of snow cover in a diversified industrial city (on the example of Tomsk, south of Western Siberia)). Reports of the International Symposium "Engineering Geology-2021" (Moscow, December 1—3, 2021). Russian Scientific and Technical Society of Radio Engineering, Electronics and Communications. Moscow, 2021, pp. 186—190.

19. M. P. Tentyukov, K. A. Shukurov, B. D. Belan, D. V. Simonenkov, E. G. Yazikov, V. I. Mikhailov, and V. S. *Sopryazhennyy analiz granulometricheskogo sostava aerozol'nogo veshchestva v prizemnom vozdukhe i snezhnom pokrove: vliyaniye vozdushnykh mass na raspredeleniye aerozol'nykh chastits* (Cross-spectrum analysis of granulometric composition of composition of aerosol matter in surface air and snow cover: influence of air masses on the distribution of aerosol particles). *Optika atmosfery i okeana* (Atmospheric and Oceanic Optics), 2021, V. 34, No. 8, pp. 577—584.

20. Tentyukov M. P. *Osobennosti posloynoy izmenchivosti integralnykh fiziko-khimicheskikh parametrov snezhnogo pokro-*

va v srednetayezhnoy zone na Severo-Vostoke Yevropeyskoy ravniny (Features of layered variability of integrated physico-chemical parameters in the snow cover in the middle taiga zone in the north-east of the European plain). *Kriosfera Zemli* (Earth's Cryosphere), 2018, V. XXII, No. 2, pp. 54—60.

21. Tentyukov M. P., Lyutoev V. P., Belan B. D., Simonenkov D. V., Golovataya O. S. *Detektor ultrafioletovogo izlucheniya na osnove ultradispersnogo oksida magniya s kristallicheskoy strukturoy periklaza* (Ultraviolet Radiation Detector Based on Artificial Periclase Nanocrystals (MgO)). *Optika atmosfery i okeana* (Atmospheric and Oceanic Optics), 2022, V. 35, No. 1, pp. 89—96.

22. Walling C. *Svobodnyye radikaly v rastvore* (Free radicals in solution). Moscow, Publishing house Foreign literature, 1960, 531 p.

23. Fierz C., Armstrong R. L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D. M., Nishimura K., Satyawali P. K., Sokratov S. A. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology, 2009, No. 83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.

24. Draxler R. R., Hess G. D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition. Aust. Meteor. Mag, 1998, V. 47, pp. 295—308.

25. Flanner M., Liu X., Zhou C., Penner J. Enhanced solar energy absorption by internally-mixed black carbon in snow grains. Atmos. Chem. Phys., 2012, V. 12, pp. 4699—4721.

26. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. Stable isotope Geochemistry: a tribune to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication, 1991, No. 3, pp. 211—221.

27. Jacobson M.-Z.: Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot's feedback to snow and sea ice albedo and emissivity. J. Geophys. Res., 2004, V. 109, D21 201, doi:10.1029/2004JD004945/

28. Johnsen S. J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. Isotopes and Impurities in Snow and Ice. IAHS, 1977, pp. 210—219.

29. Johnsen S. J., Clausen H. B., Cuffey K. M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. Physics of Ice Core Records. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000, pp. 121—140.

30. Kistler R., Kalnay E., Collins W. G., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. Bull. Am. Meteorol. Soc., 2001, V. 82, No. 2, pp. 247—268.

31. Mahowald N. M., Kloster S., Engelstaedter S., Moore J. K., Mukhopadhyay S., McConnell J. R., Albani S., Doney S. C., Bhattacharya A., Curran M. A. J., Flanner M. G., Hoffman F. M., Lawrence D. M., Lindsay K., Mayewski P. A., Neff J., Rothenberg D., Thomas E., Thornton P. E., Zender C. S. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry. Atmos. Chem. Phys., 2010, No. 10, pp. 10875—10893.

32. Pinzer B. R., Schneebeli M., Kaempfer T. U. (2012) Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography. The Cryosphere, 2012, No. 6, pp. 1141—1155. URL: https://doi.org/10.5194/tc-6-1141-2012

33. Shukurov K. A., Borovski A. N., Postylyakov O. V., Dzhola A. V., Grechko E. I., Kanaya Y. Potential sources of tropospheric nitrogen dioxide for western Moscow region, Russia. Proc. SPIE, 2018, V. 10833, p. 108337N.

34. Shukurov K. A., Chkhetiani O. G. Probability of transport of air parcels from the arid lands in the Southern Russia to Moscow region // Proc. SPIE, 2017, vol. 10466. p. 104663V.

35. Skiles S. M., Painter T. H., Belnap J., Holland L., Reynolds R. L., Goldstein H. L., Lin J. Regional variability in dust-on-snow 30 processes and impacts in the Upper Colorado River Basin. Hydrological Processes, 2015, V. 29, pp. 5397—5413.

36. Sokratov S. A. Parameters influencing the recrystallization rate of snow. Cold Regions Science and Technology. 2001, V. 33, No. 2—3, pp. 263—274. URL: https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00053-2

Sokratov S. A., Maeno N. Effective water vapor diffusion coefficient of snow under a temperature gradient. Water Resour. Res. 2000, V. 36, pp. 1269—1276. URL: https://doi.org/10.1029/2000WR900014

37. Soo J.-Ch., Monaghan K., Lee T., Kashon M., Harper M. Air sampling filtration media: Collection efficiency for respirable size-selective sampling. Aerosol Science and Technology, 2016, V. 50, No. 1, pp. 76—87. DOI: 10.1080/02786826.2015.1128525

38. Waddington E. D., Steig E. J., Neumann T. A. Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited. Annals of Glaciology, 2002, V. 35, pp. 118—124.

Поступила в редакцию / Received 23.08.2022

Фотографии А. А. Чернова и В. А. Варсанофьевой в архиве Д. П. Григорьева

The photos of A. A. Chernov and V. A. Varsanofyeva in the archive of D. P. Grigoriev

The short message contains photographs of famous researchers of the Urals A. A. Chernov and V. A. Varsanofyeva from the personal archive of D. P. Grigoriev, transferred to him by M. V. Fishman. Attention is drawn to the importance of personal archives in the study of the history of science.

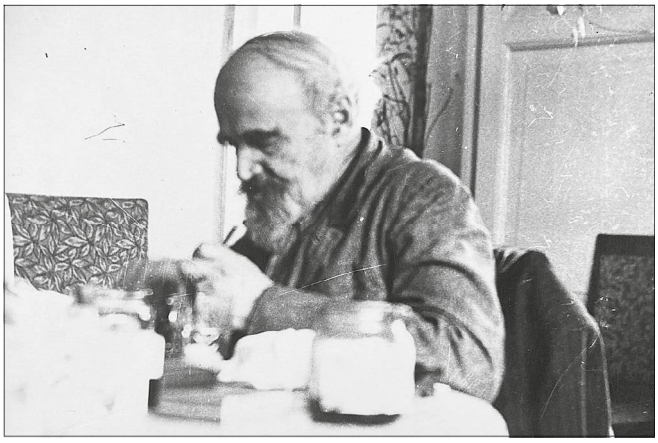
В статье И. С. Астаховой «Вклад профессора А. А. Чернова в изучение карстовых явлений» (Вестник геонаук. 2022. № 7(331). С. 50—52) опубликована фотография А. А. Чернова (1877—1963) с ученицами и соратницами по изучению Урала: Д. М. Раузер-Черноусовой (1895—1996), В. А. Варсанофьевой (1890—1976), М. И. Шульгой-Нестеренко (1891—1964) и Н. А. Емельяновой. Цель этого краткого сообщения – ознакомить читателей с фотографиями того же периода, найденными автором в личном архиве Д. П. Григорьева (1909—2003), хранящемся в комиссии по истории РМО.

Известно, что Д. П. Григорьев собирал фотографии минералогов, в меньшей степени геологов других специализаций, внесших значительный вклад в науку. Для этого он обращался к ним напрямую или к родственникам. Результат – сотни фотографий, к сожалению весьма разупорядоченных. Не секрет, что Д. П. Григорьев, родившийся в Перми, симпатизировал уральским геологам. Вероятно, так было и в случае группы А. А. Чернова. В богатой переписке Д. П. Григорьева нам не удалось найти писем от кого-либо из перечисленных выше лиц.

На одной из фотографий рукой Д. П. Григорьева (почерк труден для понимания, зато однозначно указывает на автора) написано, что они переданы ему 12 января 1966 г. М. В. Фишманом (1919—2003), учеником А. А. Чернова, директором Института геологии Коми филиала АН СССР (1961—1985) и основателем в его стенах Музея им. А. А. Чернова (1968). Краткие подписи на оборотах фотографий сделаны именно рукой М. В. Фишмана. Это установлено по его деловым (письмо от 26 мая 1964 г. ректору ЛГИ Л. Н. Келлю с просьбой о командировании Д. П. Григорьева в пос. Кожимрудник с 20 июля по 15 августа для консультаций по минералогии месторождений горного хрусталя; копия письма Л. Н. Келлю с просьбой объявить благодарность Д. П. Григорьеву – научному консультанту Института геологии Коми филиала АН СССР по проблемам минералогии и генезиса месторождений горного хрусталя на Приполярном Урале, без даты; приглашение на годичное собрание Коми филиала АН СССР 17 января 1966 г.; письмо от 13 ноября 1981 г. ректору ЛГИ Н. И. Еремину с просьбой о командировании Д. П. Григорьева в удобное для него время в Институт геологии для чтения лекций по актуальным проблемам минералогии, методической помощи и консультаций) и личным (поздравления с 1 Мая, без дат) письмам, найденным в архиве Д. П. Григорьева.



А. А. Чернов. 1930-е / A. A. Chernov. 1930s.



А. А. Чернов дома / A. A. Chernov at home



В. А. Варсанофьева и А. Ермилов
V. A. Varsanofyeva and A. Ermilov

Автор обращает внимание на важность личных архивов в изучении истории науки и надеется, что публикуемые фотографии пополнят фототеку музея им. А. А. Чернова в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Д. г.-м. н. Ю. Л. Войтеховский
woyt@geoksc.apatity.ru

XXXVI Черновские чтения



Институт геологии
имени академика Н. П. Юшкина
Федерального исследовательского центра
«Коми научный центр Уральского отделения
Российской академии наук»
сообщает, что
XXXVI Черновские чтения,
посвященные 90-летию со дня рождения
главного научного сотрудника,
доктора геолого-минералогических наук,
профессора
ЛЬВА ВАСИЛЬЕВИЧА МАХЛАЕВА
(1932—2012)



состоятся 14 декабря 2022 г.
в конференц-зале Института геологии Коми
НЦ УрО РАН, по адресу: Сыктывкар,
ул. Первомайская, д. 54, 5 этаж, 520 ауд.
Начало заседания в 15:00.

Приглашаем принять участие.

ПРОГРАММА

Профессор Махлаев – не жрец науки
д. г.-м. н. В. И. Силаев, А. С. Шуйский,
к. г.-м. н. А. Ф. Хазов

Профессор Л. В. Махлаев —
выдающийся педагог высшей школы
к. г.-м. н. Т. П. Майорова

Выступления, воспоминания

The 36th Chernov Readings

Institute of geology
named after Academician N. P. Yushkin
of the Federal Research Center
"Komi Scientific Center of the Ural Branch
of the Russian Academy of Sciences"
announces that
the 36th Chernov Readings,
dedicated to the 90th anniversary
of the birth of the Chief Researcher,
Doctor of geological
and mineralogical sciences,
Professor
LEV VASILEVICH MAKHLAYEV
(1932—2012)



will be held on December 14, 2022
in the conference hall of the Institute of geology
of the Komi SC UB RAS, at the address:
floor 5, room 520, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar.
The conference starts at 15:00.

We invite you to participate.

PROGRAM

Professor Makhlaev is not a priest of science
Dr. Sc. (geol.-mineral.) V. I. Silaev, A. S. Shuysky,
Cand. Sc. (geol.-mineral.) A. F. Khazov

Professor L. V. Makhlaev —
an outstanding teacher of higher education
Cand. Sc. (geol.-mineral.) T. P. Mayorova

Speeches, memories

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

Компьютерная верстка
Т. В. Хазовой

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 30.11.2022. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 6,5. Тираж 140. Заказ 1194. 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