Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4 **ГЕОЛОГИЯ**

ТОМ 64 • № 6 • 2025 • НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Еремин Н.Н., Еремина Т.А., Гурбанова О.А. Частотное распределение пространственных групп и классов симметрии в структурной минералогии. Новые данные 3

Яковишина Е.В., Габдуллин Р.Р., Рыжикова А.И., Бордунов С.И, Иванов А.В., Пузик А.Ю., Казымов К.П., Бадьянова И.В., Копаевич Л.Ф. Геохимическая характеристика турон-коньякских отложений Нижнего Поволжья 16

Барабошкин Е.Ю. Находки редких аммонитов из валанжинских отложений разреза Верхоречье (Юго-Западный Крым) 31

Тевелев А.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) 37

Майоров А.А., Хотылев А.О., Ольховский С.В., Хотылев О.В. Динамика уровня моря и эволюция палеоберега Фанагории 49

Цой В.Д., Сайитов С.С. Региональная минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений Узбекистана 56

Трофимов В.Т. Геологические объекты в структуре инженерно-экологических изысканий 67

Позднякова И.А., Поздняков С.П., Галицкая И.В. Оценка риска загрязнения напорных водоносных горизонтов на территориях распространения погребенных эрозионных врезов на примере г. Москвы 76

Булдович С.Н., Брушков А.В., Дубровин В.А., Железняк М.Н. Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород: от теплового влияния обсадки на результаты измерений до размеров площадки исследований 85

Дроздова О.Ю., Алешина А.Р., Лапицкий С.А. Содержание редкоземельных элементов в водах рек и озер умеренной и бореальной зон 96

Мальцев Г.Г., Якубчук А.С. Дукатское золото-серебряное месторождение: структурный контроль жильных тел 102

Никитин М.Ю., Тверитинова Т.Ю., Галушкин И.В. Новая геологическая карта вулканов Натиб и Маривелес Лусонской островной дуги (Филиппины) 109

Дорохов Д.В., Ахманов Г.Г. Рельеф и донные отложения южного склона Восточно-Готландской впадины (Балтийское море) 121

Ладыгина Л.А., Фетисова А.М. Палеомагнетизм верхнеюрских пород центральной части Русской плиты: разрезы Починки и Дубровское 132

Гриневский С.О., Григорьев В.Ю., Поздняков С.П., Лехов В.А. Климатические закономерности формирования подземного стока на Европейской территории России 147

ИСТОРИЯ НАУКИ

Маслов А.А., Еремин Н.Н. Организация работы на геолого-почвенном факультете в годы Великой Отечественной войны 156

Якубчук А.С. Золото Колымы: от открытия до современности 168

Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале «Вестник Московского университета. Серия 4. Геология» в 2025 г. 177

CONTENTS

Eremin N.N., Eremina T.A., Gurbanova O.A. Space groups and symmetry classes frequency distribution in structural mineralogy. New data 3

Yakovishina E.V., Gabdullin R.R., Ryzhikova A.I., Bordunov S.I., Ivanov A.V., Puzik A.Yu., Kazymov K.P., Badyanova I.V., Kopaevich L.F. Geochemical characteristics of turonian-coniacian deposits of the Lower Volga Region 16

Baraboshkin E.Yu. Finds of rare ammonites from the Valanginian deposits of the Verkhorechie section (Southwestern Crimea) 31

Tevelev A.V., Shestakov P.A., Volodina E.A, Tikhvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid pluton (Southern Urals) 37

Mayorov A.A., Khotylev A.O., Olkhovskiy S.V., Khotylev O.V. Sea level dynamics and evolution of the Phanagoria paleocoast 49

Tsoy V.D., Sayitov S.S. Regional mineralogical and geochemical zonation of gold deposits of Uzbekistan 56

Trofimov V.T. Geological objects in the structure of engineering-ecological surveys. 67

Pozdniakova I.A., Pozdniakov S.P., Galitskaya I.V. Assessment of the risk of contamination of confined aquifers in the areas of buried erosion spreading on the example of Moscow city. 76

Buldovich S.N., Brouchkov A.V., Dubrovin V.A., Zheleznyak M.N. Permafrost Temperature Monitoring: From the Thermal Effect of Casing on Measurement Results to the Size of the Study Site 85

Drozdova O.Yu., Alechina A.R., Lapitskiy S.A. Content of rare earth elements in the waters of rivers and lakes of the temperate and boreal zones 96

Maltsev G.G., Yakubchuk A.S. The Dukat gold-silver deposit: structural control of veins 102

Nikitin M.Yu., Tveritinova T.Yu., Galushkin I.V. New geological map of the Natib and Mariveles volcanoes of the Luzon island arc (Philippines) 109

Dorokhov D.V., Akhmanov G.G. Relief and bottom deposits of the southern slope of the East Gotland Basin (Baltic Sea) 121

Ladygina L.A., Fetisova A.M. Paleomagnetism of the Upper Jurassic rocks of the central part of the Russian Plate: Pochinki and Dubrovskoye sections 132

Grinevskiy S.O., Grigoriev V.Yu., Pozdniakov S.P., Lekhov V.A. Climatic patterns of groundwater flow in the European part of Russia 147

HISTORY OF SCIENCE

Maslov A.A., Eremin N.N. Organization of work at the Faculty of Geology and Soil Science during the Great Patriotic War 156

Yakubchuk A.S. Kolyma gold from discovery to nowadays 168

Index of articles and materials published in the journal "Moscow University Geology Bulletin" in 2025 177

© «Вестник Московского университета», 2025

УДК 548.3
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-3-15

ЧАСТОТНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ГРУПП И КЛАССОВ СИММЕТРИИ В СТРУКТУРНОЙ МИНЕРАЛОГИИ. НОВЫЕ ДАННЫЕ

Николай Николаевич Еремин[1]✉, Татьяна Александровна Еремина[2], Ольга Александровна Гурбанова[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; neremin@mail.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Шэньчжэньский совместный университет МГУ-ППИ, Шэньчжэнь, Китай; t_eremina@list.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gur_o@mail.ru

Аннотация. Проведен статистический анализ распределения кристаллических структур 6006 минералов по сингониям, классам симметрии и пространственным группам. Зафиксированы важные изменения по сравнению с аналогичными выборками начала XXI века. Сделан вывод о полной заселенности 32 классов симметрии структурами минералов. Отмечено уменьшение числа пустых пространственных групп в структурной минералогии до 34. Впервые сделан вывод о полной заселенности неорганическими кристаллами пространственных групп симметрии.

Ключевые слова: частотное распределение, кристаллические структуры минералов, неорганические кристаллы, пустые пространственные группы, распространенные пространственные группы, сингония, класс симметрии

Для цитирования: *Еремин Н.Н., Еремина Т.А., Гурбанова О.А.* Частотное распределение пространственных групп и классов симметрии в структурной минералогии. Новые данные // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 3–15.

SPACE GROUPS AND SYMMETRY CLASSES FREQUENCY DISTRIBUTION IN STRUCTURAL MINERALOGY. NEW DATA

Nikolay N. Eremin[1]✉, Tatiana A. Eremina[2], Olga A. Gurbanova[3]

[1] Lomonosov Moscow State University; Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (IGEM RAS), Moscow, Russia; neremin@mail.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Shenzhen MSU-BIT University, Shenzhen, China; t_eremina@list.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gur_o@mail.ru

Abstract. A statistical analysis of the distribution of crystal structures of 6006 minerals by syngonies, symmetry classes and space groups was carried out. Important changes were recorded compared to similar samples of the early 21st century. A conclusion was made about the complete occupancy of 32 symmetry classes by mineral structures. A decrease in the number of empty space groups in structural mineralogy to 34 was noted. For the first time, a conclusion was made about the complete occupancy of space symmetry groups by inorganic crystals.

***Keywords*:** frequency distribution, crystal structures of minerals, inorganic crystals, empty space groups, common space groups, syngony, symmetry class

***For citation*:** Eremin N.N., Eremina T.A., Gurbanova O.A. Space groups and symmetry classes frequency distribution in structural mineralogy. New data. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 3–15. (In Russ.).

Математика — это язык, на котором написана книга природы. *(Г. Галилей)*

Введение. Несмотря на обязательное подчинение мотива распределения атомов в кристаллической структуре одной из 230 групп симметрии, распределение конкретных структурных представителей по этим группам, классам и сингониям выглядит абсолютно неравномерным и нарушающим все статистические закономерности. Более того, эти распределения существенно отличаются между собой для органических соединений, неорганических кристаллов и минералов. На этот факт одним из первых еще в 1940-х годах на сравнительно небольшой выборке из 3063 структурных определений указал Новацкий [Новацкий, 1949]. Им было отмечено резкое различие в симметрии пространственных групп для минералов и других неорганических соединений, с одной стороны, и для органических соединений, с другой. Если для минералов и неорганических соединений им было отмечено доминирование групп плотнейших упаковок, то для органических кристаллов отчетливо проявилось преимущество моноклинных пространственных групп с винтовыми осями 2_1 и их сочетаниями с плоскостями скользящего отражения и центрами инверсии. Это связано с тем, что для таких кристаллов характерны зигзагообразные це-

почки молекул, являющиеся основным структурным мотивом большинства органических соединений; их взаимная укладка соответствует принципу «выступ к впадине», сформулированному Китайгородским [Китайгородский, 1955] и развитому в работах Зоркого [Зоркий, Олейников, 2001]. Опираясь на этот принцип, можно выделить пятнадцать наиболее вероятных для органических кристаллов пространственных групп низшей категории.

Статистический анализ минералов и неорганических кристаллов продолжился в работах Маккея [Mackay, 1967)], Баура и Касснера [Baur, Kassner, 1992], Доливо-Добровольского [Доливо-Добровольский, 1987, 2002], Блатова с коллегами [Блатов и др., 1993, 1997], Николаева [Николаев, 2000], Урусова и Надежиной [Урусов, 2002; Урусов и Надежина, 2006, 2009] и других исследователей. Такой анализ кристаллических структур природных химических соединений в сравнении с синтетическими представляет собой особый интерес, поскольку все минералы являются наиболее стабильными веществами, прошедшими за геологическое время своего существования многочисленные стадии весьма жесткого так называемого «естественного отбора минеральных видов». Поэтому их число сильно ограничено (по крайней мере, на два порядка) относительно выборки возможных и уже полученных в лабораториях синтетических химических соединений; следовательно, статистика распределения минералов по классам и пространственным группам может быть весьма своеобразна. И действительно, симметрийная статистика минералов и неорганических соединений существенно отличается друг от друга. Как оказалось, для минералов наиболее предпочтительными являются (так же, как и для органических кристаллов) моноклинные классы симметрии, тогда как для неорганических кристаллов — ромбические. Такое различие можно объяснить тем, что подавляющая часть минералов регистрируется преимущественно в самой поверхностной оболочке Земли — Земной коре, что приводит к включению в структуру минералов таких низко-симметричных летучих комплексов как вода, углекислота, гидроксил-ион, неизбежно смещающие максимум распространенности для минералов относительно неорганических кристаллов в сторону моноклинных и триклинных классов. Также важно, что в структурах минералов значимую роль играют относительно слабые водородные связи. Это приводит к усложнению химического состава и заметному ограничению полей устойчивости таких минералов. А нестабильные или малоустойчивые кристаллические постройки отличаются как раз относительно низкой симметрией. Таким образом, данные Новацкого, полученные на крайне ограниченной выборке минералов, оказались не совсем достоверными.

Вместе с тем, со времени последних подробных и надежных статистических анализов [Николаев, 2000; Урусов, 2002; Урусов, Надежина, 2006] прошло уже два десятилетия. За это время число официально зарегистрированных минеральных видов сильно увеличилось и перевалило за шесть тысяч. Поэтому имело смысл провести новый подробный статистический анализ распределения кристаллических структур минералов по сингониям, классам симметрии и пространственным группам, опираясь на современную базу данных минеральных видов, утвержденных Международной минералогической ассоциацией (IMA).

Методика расчета. Прежде чем перейти к подробному анализу относительной распространенности в структурной минералогии точечных классов симметрии и пространственных групп, требуется сделать несколько предварительных замечаний.

Первая ремарка относится к разногласиям в отечественной литературе относительно числа и названий сингоний. Заметим, что термин «*сингония*» в переводе с греческого дословно обозначает одинаковые угловые соотношения между координатными направлениями (*syn* — вместе, *gonia* — угол). Следовательно, классы симметрии должны разделяться на сингонии в соответствии с выбранной кристаллографической системой координат. В свете современного знания о структуре кристаллов за направления координатной системы выбираются трансляции ячейки Браве в стандартной установке. В зависимости от соотношения между степенями эквивалентности трансляционных векторов и углами между направлениями можно выделить лишь шесть различных случаев [Сингония…, 2022]: $a \neq b \neq c$, $\alpha \neq \beta \neq \gamma$ (триклинная сингония); $a \neq b \neq c$, $\alpha = \beta = 90° \neq \gamma$ (моноклинная сингония в классической установке); $a \neq b \neq c$, $\alpha = \beta = \gamma = 90°$ (ромбическая сингония); $a = b \neq c$, $\alpha = \beta = \gamma = 90°$ (тетрагональная сингония); $a = b \neq c$, $\alpha = \beta = 90°$, $\gamma = 120°$ (гексагональная сингония); $a = b = c$, $\alpha = \beta = \gamma = 90°$ (кубическая сингония).

Заметим, что название «ромбическая сингония» связано с поперечным сечением в виде ромба простых форм, присутствующих в огранке этих классов (ромбическая бипирамида, ромбическая призма и др.). Поэтому весьма часто используемый в научных публикациях термин «*орторомбическая сингония*», являющийся по существу механическим переводом с английского языка слова *orthorombic*, выглядит как искусственный американизм наподобие «Москау» вместо Москвы или «Бейюнга» вместо Пекина.

Также заметим, что координатный репер гексагональной сингонии объединяет классы симметрии как с осями 3-го, так и с осями 6-го порядков. Тем не менее, в многочисленной русскоязычной минералогической и кристаллографической литературе (в том числе современной, см., например [Словохотов, 2020]) часто встречается седьмая — тригональная сингония (с главной осью 3-го порядка). В этом случае разбиение на сингонии выполняется в зависимости от набора элементов симметрии, описывающих кристалл на макроскопическом уровне.

Дополнительную путаницу в этот вопрос вносит то обстоятельство, что в англоязычной литературе

термину «сингония» соответствует сразу три определения: «*crystal family*», «*crystal system*» и «*lattice system*» (до 2002 г. — «*Bravies systems*»). Согласно определению два кристалла относятся к одному «*crystal family*» если они описываются пространственными ячейками одной метрики (отличающимися только центрировками). В трехмерном пространстве насчитывается шесть различных случаев [Crystal…, 2019]. К одной «*lattice system*» относятся кристаллы с одинаковой симметрией узла решетки. В трехмерном пространстве насчитывается семь таких случаев (добавляется *ромбоэдрическая система*) [Lattice..., 2025]. Термин «*crystal system*» объединяет кристаллы по набору макроскопических элементов симметрии. В трехмерном пространстве насчитывается семь случаев (добавляется *тригональная система*) [Crystal…, 2019]. Таким образом, пространственные группы гексагональной «*crystal family*» разделяются по порядку главной оси симметрии на две «*crystal systems*». Все группы с главной поворотной или инверсионной осью третьего порядка (соответствующие точечным классам 3, $\bar{3}$, 32, 3*m*, $\bar{3}$*m*) образуют тригональную «*crystal system*», при этом решетка Браве может быть примитивной или ромбоэдрической. Пространственные группы с главной поворотной или инверсионной осью шестого порядка (соответствующие точечным классам 6, $\bar{6}$, 6/*m*, 622, 6*mm*, $\bar{6}$*m*2 и 6/*mmm*) образуют гексагональную «*crystal system*» с примитивной гексагональной решеткой. Обратим внимание, что термин «тригональный» относится только к «*crystal system*», а не к «*lattice system*» [Hann, 2005].

Таким образом, говоря о внешней огранке кристалла и, ориентируясь на термин «*crystal system*», использование названия «тригональная сингония» вполне допустимо. Если же говорить о кристаллической структуре вещества, то классы симметрии с главной осью третьего и шестого порядков, имеющие одинаковую по метрике элементарную ячейку, должны относиться к одной, гексагональной, сингонии. Поэтому, во избежание путаницы в терминологии, в данной публикации будет говориться, что гексагональная сингония подразделяется на две подсингонии, различающиеся порядком главной оси симметрии (рис. 1).

Следующее предварительное замечание касается учета энантиоморфных пар пространственных групп. Заметим, что еще Новацкий в своей работе [1949] предложил частотный анализ относить не к 230, а к 219 пространственным группам, объединив 22 энантиоморфные группы в 11 пар. Такое объединение абсолютно оправдано, поскольку нарушение паритета в распространенности любого из энантиомеров некоторого вещества может быть вызвано только исключительными причинами или специально подобранными условиями [Урусов, 2012]. Даже с учетом этих обстоятельств, статистическая разница определений левых и правых форм для минералов не может превышать первых процентов. А часто наблюдаемые неравноправия определения при структурном анализе левых и правых групп в большинстве случаев связаны с человеческим фактором. Так, кажущееся «неравноправие» двух энантиомеров убедительно демонстрируется на примере кристаллических структур теллура и селена, которые в базе данных Пирсона PCD (Pearson's Crystal Data) [Villars, 2022] отмечались 27 раз для теллура и 39 раз для селена. При этом все регистрации относились к группе $P3_121$ (№ 152) и ни разу к группе $P3_221$ (№ 154). При этом совершенно очевидно, что для синтетических неорганических веществ вероятности кристаллизации каждой из двух энантиоморфных модификаций совершенно одинаковы, и в многочисленных опытах должны образовываться рацемические (эквимолярные) смеси с соотношением обеих модификаций 1 : 1. Такие удивительные расхождения были объяснены в работе Брока и Дуница [Brock, Dunitz, 1991] тем простым фактом, что более распространенная в энантиоморфной паре группа просто приводится в списке групп раньше и выбирается в процессе структурной расшифровки первой. Поэтому статистический анализ в настоящей работе будет относиться именно к 219 группам, что с нашей точки зрения намного более корректно.

Для проведения настоящего анализа была использована выборка 21.02.2025 г., содержащая 6006 минералов, одобренных и утвержденных номенклатурной комиссией международной минералогической ассоциации [IMA, 2025]. Большинство записей в базе данных однозначно фиксируют кристаллическую структуру в рамках одной пространственной группы. Однако в ряде случаев пространственная группа и даже сингония минерала не определена в базе данных однозначно. Например, для альстонита $BaCa[CO_3]_2$ приведены три возможные сингонии (триклинная, ромбическая и гексагональная) и лишь две возможные пространственные группы ($C\bar{1}$ и $P\bar{3}1m$). В подобных случаях использовались дробные вероятности. Запись альстонита была отнесена на 33,3 % к каждой сингонии и на 50 % к двум представленным группам. В случае обнаружения в списке групп нескольких клонов одной пространственной группы они подлежали объединению. Например, для волластонита $CaSiO_3$ представлено три записи пространственных групп $P2_1/a$, $C\bar{1}$ 1и $P\bar{1}$. Но поскольку две последние записи относятся к одной группе, то вклад от этого минерала в общий статистический анализ будет составлять 50 % как для группы № 2, так и для группы № 14. Однако, как будет показано ниже, такой метод оценки не оказал принципиального влияния на общую картину статистического распределения.

Распределение минералов по сингониям и классам симметрии. На рис. 2 приведено распределение минералов по сингониям в сравнении с выборками 2000 и 2002 годов, содержащих 3958 [Николаев, 2000] и 2820 [Урусов, 2002] записей, соответственно. Из 6006 записей в анализируемой базе данных [IMA,

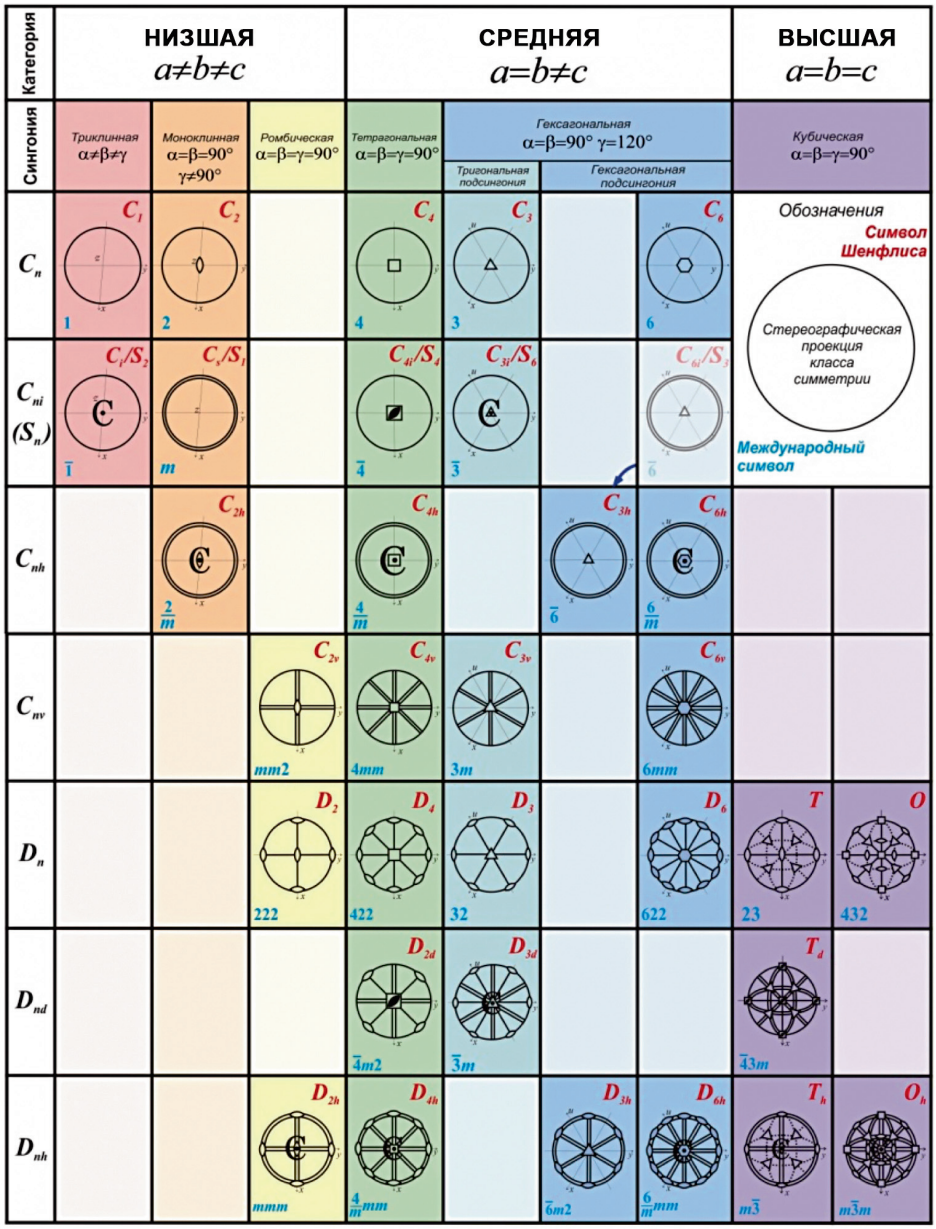


Рис. 1. Распределение 32 классов симметрии по категориям и сингониям

2025]однозначно привязано к определенной сингонии 5404 минерала, а неоднозначно — 5722 минерала. Как видно, добавление дробных неоднозначных определений абсолютно не повлияло на общую картину распределения по сингониям, и тем более на их ранги. Тем не менее, обратим внимание и на произошедшие изменения рангов по сравнению с выборкой 2002 г.: триклинная сингония сменила низший 6-й ранг на 4-й, обогнав и кубическую и тетрагональную сингонию. Также отметим увеличившийся разрыв между моноклинной (ранг 1) и ромбической (ранг 2) сингонией. Если в 2002 г. разница между ними составляла 9,5 %, то в настоящее время она выросла до 14,5 %. С другой стороны, если в 2002 г. разница между ромбической и гексагональной сингонией (ранг 3) была весьма существенна и составляла 180 минеральных видов (6,4 % выборки), то в 2025 г. разрыв сильно уменьшился и составил всего 61 минеральный вид (1,07 %). В целом, три сингонии улучшили свою долю в общей выборке относительно данных начала XXI в. (триклинная +2,7 %, моноклинная +3,1 %, гексагональная +3,5 %), тогда как три оставшиеся заметно потеряли в относительной распространенности (ромбическая –1,8 %, тетрагональная –4,1 %, кубическая –3,4 %) (рис. 3).

При составлении гистограммы, приведенной на рис. 3, использовались сводки из работ Вернадского [Вернадский, 1988], Новацкого [Nowacki, 1942], Шафрановского [Шафрановский, 1983], Николаева [Николаев, 2000] и Урусова [Урусов, 2002] в сравнении с результатами настоящего анализа. Анализируя эту гистограмму, можно сделать вывод, что, несмотря на более чем десятикратный рост числа минералов, их относительное распределение по сингониям изменилось непринципиально. Несколько выпадающие данные Новацкого связаны с тем, что

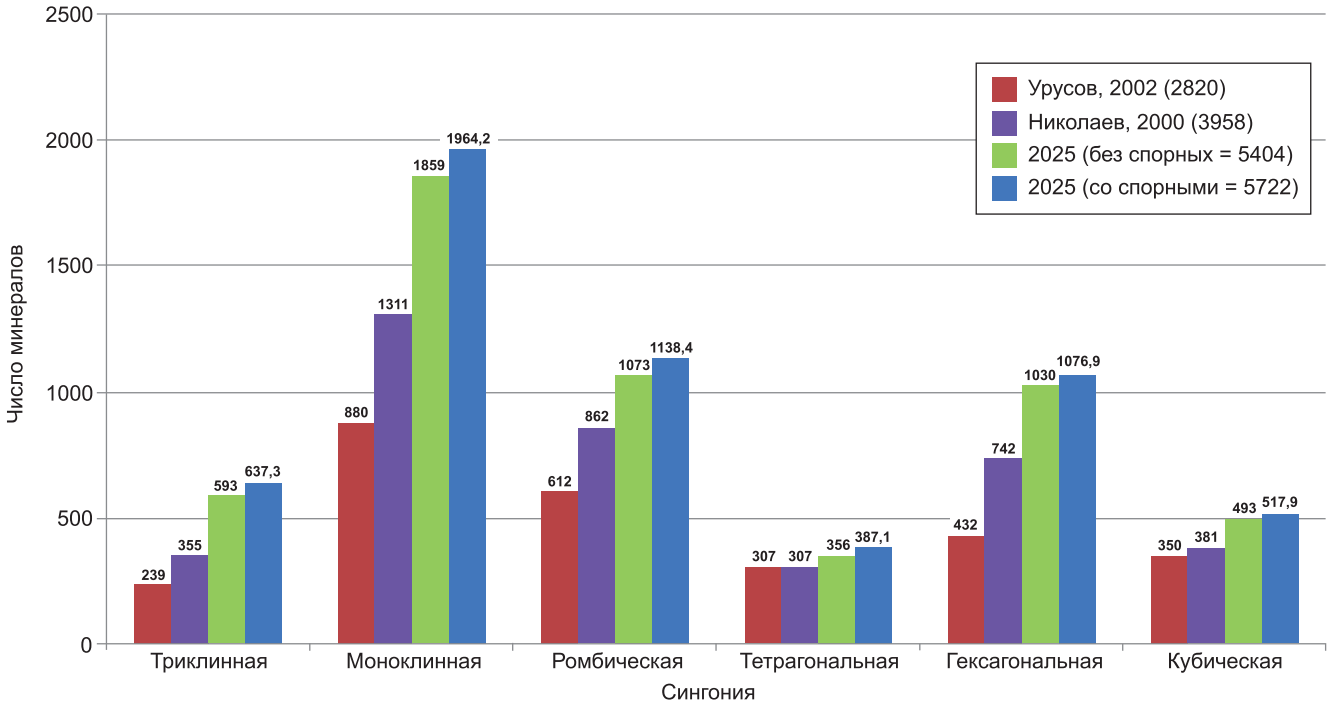


Рис. 2. Распределение минералов по сингониям в сравнении с данными Николаева [2000] и Урусова [2002]

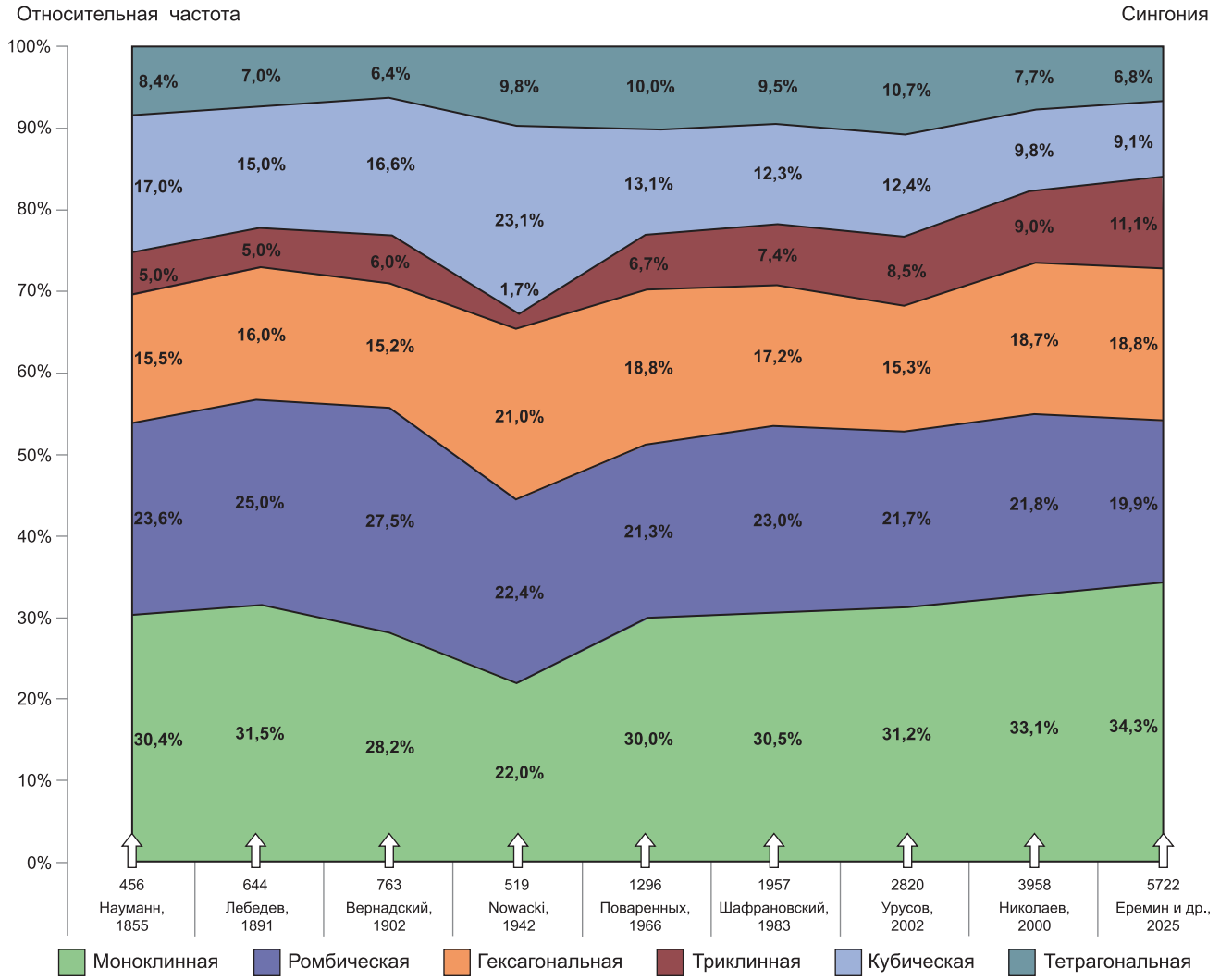


Рис. 3. Гистограмма изменения вклада каждой сингонии в общее число минеральных видов согласно наблюдениям в период с 1855 по 2025 гг.

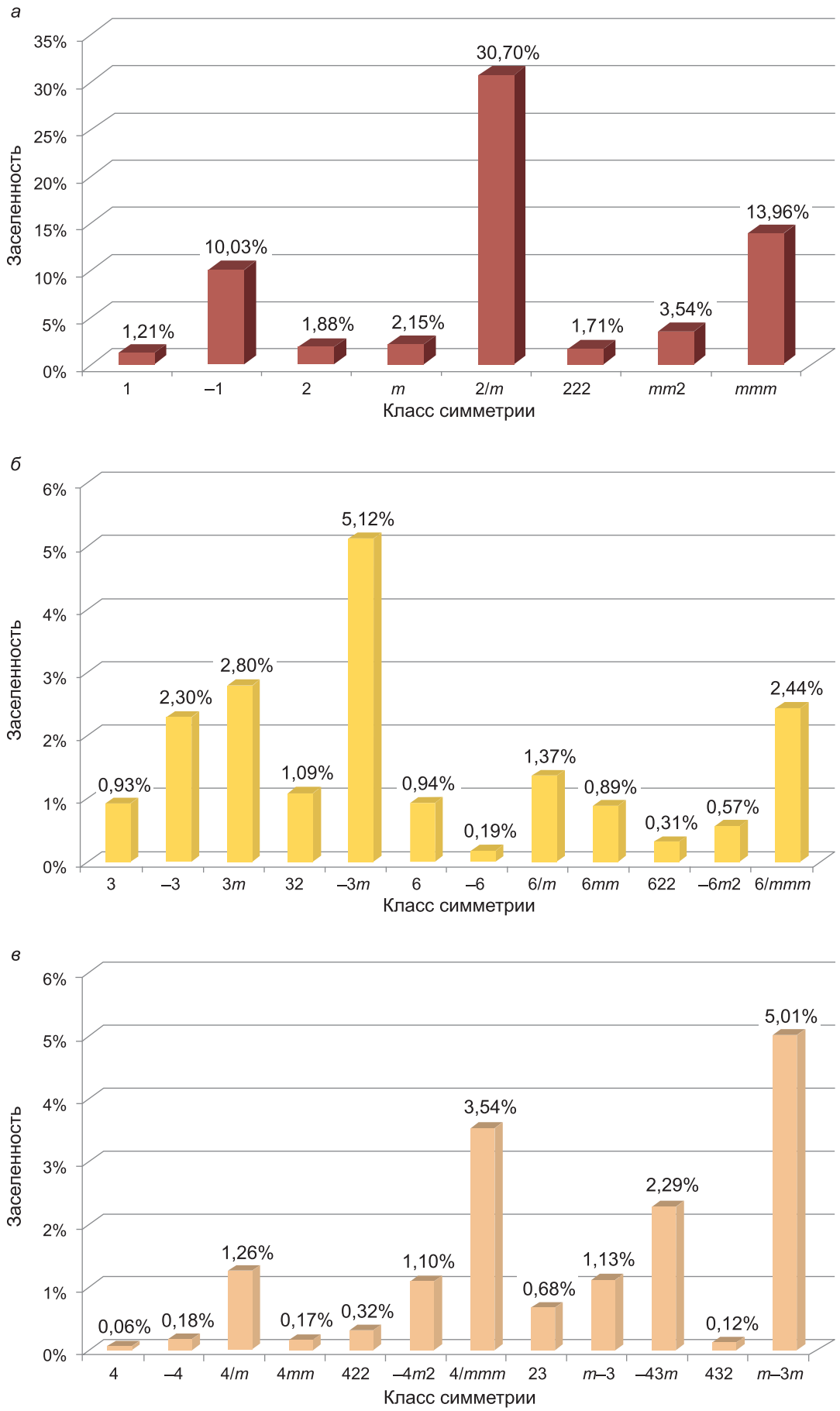


Рис. 4. Распределение 5293 минералов по классам симметрии: *а* — распределение минеральных видов по классам низшей категории, *б* — по классам гексагональной сингонии, *в* — по классам тетрагональной и кубической сингонии

он включил в свою выборку лишь около половины известных к 1942 г. минералов, причем преимущественно высокосимметричных.

Из 6006 записей отсутствует информация о классе симметрии в 713 случаях. Результаты распределения оставшихся 5293 минералов по классам симметрии приведены на рис. 4 и в табл. 1, в которой помимо процентной заселенности класса, указан также его коэффициент относительной распространенности k относительно среднего значения 5293/32. Как видно, распространенных классов с $k>1$ оказалось всего семь, среди которых пять голоэдрических (плюс голоэдрический класс тригональной подсингонии). Отметим огромную распространенность моноклинного класса $2/m$ (30,7 %, $k=9{,}82$). Любопытно, что голоэдрический класс $6/mmm$ с величиной $k=0{,}78$ не попал в число распространенных, проиграв внутри своей гексагональной сингонии и тригональной голоэдрии $\bar{3}m$, и даже классу $3m$. Это может быть объяснено тем, что внутри гексагонального мотива кристаллы предпочтительнее выбирают классы с осями 3-го порядка, автоматически понижая распространенность голоэдрического. Этот факт еще раз демонстрирует близкую родственность групп с осями третьего и шестого порядков и обоснованность выделения шести, а не семи сингоний при анализе кристаллических структур.

К классам средней заселенности логично отнести 18 классов с величиной $k>0{,}1$. Тогда у семи редких классов значения k будут меньше, чем 0,1. Заметим, что среди них ни одного класса низшей категории. Также отметим, что абсолютно пустых классов симметрии не зафиксировано, хотя тетрагональный осевой класс 4 крайне редко встречается в структурах минералов; его $k=0{,}02$, что соответствует значению распространенности всего 0,06 %. Тем не менее, в этом классе зафиксировано две достоверные и однозначные записи ($La_2Si_2O_7$ — перклевеит-La и $Ce_2Si_2O_7$ — перклевеит-Ce).

Распределение минералов по пространственным группам. Всего из 6006 записей однозначно или неоднозначно пространственные группы были указаны для 5721 минерала. Результаты обработки этой выборки приведены в табл. 2. Согласно классификации, изложенной в [Урусов, Надежина, 2009], пространственные группы принято разделять на *распространенные* (с заселенностью ≥ 1 % по всей выборке структурных определений), *средней заселенности* (0,5–1 %), *малозаселенные* (частота встречаемости менее 0,5 %) и *пустые* (без структурных представителей). Очевидно, учитывая возросшую выборку, имеет также смысл ввести категорию «*редких групп*» (менее двух структурных регистраций), которые требуют повышенного внимания и возможной ревизии. Таких групп 29; их список приведен в табл. 3. Всего же из 219 групп 20 относятся к распространенным (на них приходится 64,9 % всех регистраций), 20 — к группам средней заселенности (14,3 %) и 116 малозаселенных групп (20,2 %).

Таблица 1

Распределение 5293 минералов по классам симметрии

Ранг	Класс	Сингония	Заселенность, %	k	Классификация
1	$2/m$	моноклинная*	30,70	9,82	распространенный
2	mmm	ромбическая*	13,96	4,47	
3	$\bar{1}$	1триклинная*	10,03	3,21	
4	$\bar{3}m$	гексагональная*	5,12	1,64	
5	$m\bar{3}m$	кубическая*	5,01	1,60	
6	$mm2$	ромбическая	3,54	1,13	
7	$4/mmm$	тетрагональная*	3,54	1,13	
8	$3m$	гексагональная	2,80	0,90	средний
9	$6/mmm$	гексагональная*	2,44	0,78	
10	$\bar{3}$	гексагональная	2,30	0,74	
11	$\bar{4}3m$	кубическая	2,29	0,73	
12	m	моноклинная	2,15	0,69	
13	2	моноклинная	1,88	0,60	
14	222	ромбическая	1,71	0,55	
15	$6/m$	гексагональная	1,37	0,44	
16	$4/m$	тетрагональная	1,26	0,40	
17	1	триклинная	1,21	0,39	
18	$m\bar{3}$	кубическая	1,13	0,36	
19	$\bar{4}m2$	тетрагональная	1,10	0,35	
20	32	гексагональная	1,09	0,35	
21	6	гексагональная	0,94	0,30	
22	3	гексагональная	0,93	0,30	
23	$6mm$	гексагональная	0,89	0,28	
23	23	кубическая	0,68	0,22	
25	$\bar{6}m2$	гексагональная	0,57	0,18	
26	422	тетрагональная	0,32	0,10	редкий
27	622	гексагональная	0,31	0,10	
28	$\bar{6}$	гексагональная	0,19	0,06	
29	$\bar{4}$	тетрагональная	0,18	0,06	
30	$4mm$	тетрагональная	0,17	0,05	
31	432	кубическая	0,12	0,04	
32	4	тетрагональная	0,06	0,02	

Примечание. * — голоэдрические классы.

В триклинной сингонии всего две пространственные группы, причем обе распространенные. Группа $P\bar{1}$ имеет вообще второй ранг среди всех пространственных групп (10,03 %), а группа $P1$ — восемнадцатый (1,21 %). Заметим, что доля группы $P1$ среди триклинных минералов за 20 лет существенно уменьшилась (2002 г. — 16,3 %; 2025 г. — 10,5 %). Это связано, в том числе, и с возросшим качеством структурных расшифровок, позволяющих более надежно фиксировать в структурах центр инверсии. Так, еще

Таблица 2

Распределение минералов по пространственным группам симметрии

Ранг	Группа	№ группы	Число регистраций (n)	Класс	Частота (% от 5722)	Тип
1	$P2_1/c$	14	643,77	$2/m$	12,163 %	рас
2	$P\bar{1}$	2	531,08	$\bar{1}$	10,034 %	
3	$C2/m$	12	409,57	$2/m$	7,738 %	
4	$B2/b$	15	328,80	$2/m$	6,212 %	
5	$Pnma$	62	283,68	mmm	5,360 %	
6	$P2_1/m$	11	160,32	$2/m$	3,029 %	
7	$R\bar{3}m$	166	138,48	$\bar{3}m$	2,616 %	
8	$Fd\bar{3}m$	227	97,33	$m\bar{3}m$	1,839 %	
9	$R\bar{3}$	148	95,08	$\bar{3}$	1,796 %	
10	$R3m$	160	86,87	3m	1,641 %	
11	$P6_3/mmc$	194	74,94	$6/mmm$	1,416 %	
12	$Fm\bar{3}m$	225	74,28	$m\bar{3}m$	1,403 %	
13	$P6_3/m$	176	70,50	$6/m$	1,332 %	
14	$P2/b$	13	68,50	$2/m$	1,294 %	
15	$P\bar{3}m1$	164	65,33	$\bar{3}m$	1,234 %	
16	$Cmcm$	63	65,00	mmm	1,228 %	
17	$Pbca$	61	64,75	mmm	1,223 %	
18	$P1$	1	63,83	1	1,206 %	
19	$Pbcn$	60	59,50	mmm	1,124 %	
20	$P2_12_12_1$	19	53,60	222	1,013 %	
21	Bb	9	52,11	m	0,985 %	сред
22	$P2_1$	4	50,96	2	0,963 %	
23	$P6_3$	173	48,08	6	0,908 %	
24	$I\bar{4}3m$	217	48,00	$\bar{4}3m$	0,907 %	
25	$Pnnm$	58	45,17	mmm	0,853 %	
26	$P6_3mc$	186	43,78	$6mm$	0,827 %	
27	$B2$	5	42,58	2	0,804 %	
28	$R\bar{3}c$	167	41,33	$\bar{3}m$	0,781 %	
29	$Pmn2_1$	31	37,17	$mm2$	0,702 %	
30	$I4/mmm$	139	37,03	$4/mmm$	0,700 %	
31	$Ia\bar{3}d$	230	36,50	$m\bar{3}m$	0,690 %	
32	Bm	8	34,70	m	0,656 %	
33	$Pna2_1$	33	34,00	$mm2$	0,642 %	
34	$Pm\bar{3}m$	221	32,73	$m\bar{3}m$	0,618 %	
35	$I4_1/amd$	141	32,00	$4/mmm$	0,605 %	
36	$Pa\bar{3}$	205	31,50	$m\bar{3}$	0,595 %	
37	$P6/mcc$	192	30,50	$6/mmm$	0,576 %	
38	$Pmmn$	59	27,50	mmm	0,520 %	
39	$F\bar{4}3m$	216	26,77	$\bar{4}3m$	0,506 %	
40	$P\bar{3}$	147	26,50	$\bar{3}$	0,501 %	
41	$Cmca$	64	26,06	mmm	0,492 %	м/с
42	$R3c$	161	25,00	$3m$	0,472 %	
43	Pb	7	24,00	m	0,453 %	
44	$I4/m$	87	23,17	$4/m$	0,438 %	
45	$P3$	143	22,83	3	0,431 %	
46	$Cmc2_1$	36	22,58	$mm2$	0,427 %	
47	$P31c$	159	22,17	$3m$	0,419 %	
48	$P2_13$	198	22,00	23	0,416 %	
49	$P\bar{4}3m$	215	21,67	$43m$	0,409 %	
50	$Pca2_1$	29	21,20	$mm2$	0,401 %	
51	$R3$	146	20,83	3	0,394 %	
52	$I4_1/a$	88	20,83	$4/m$	0,394 %	
53	$I\bar{4}2m$	121	20,00	$\bar{4}m2$	0,378 %	
54	$P4/nmm$	129	19,08	$4/mmm$	0,361 %	
55	$P321$	150	18,58	32	0,351 %	
56	$Imma$	74	18,50	mmm	0,350 %	
57	$P4_2/mnm$	136	18,17	$4/mmm$	0,343 %	
58	$P4/ncc$	130	18,08	$4/mmm$	0,342 %	
59	$P3_121$ + $P3_221$	152, 154	17,77	32	0,336 % (11,75+6,02)	
60	$Pbcm$	57	17,70	mmm	0,334 %	
61	$Pbam$	55	16,33	mmm	0,309 %	
62	$I4_1/acd$	142	16,17	$4/mmm$	0,305 %	
63	$I\bar{4}2d$	122	15,50	$\bar{4}m2$	0,293 %	
64	$R32$	155	15,00	32	0,283 %	
65	$P\bar{3}c1$	165	14,17	$\bar{3}m$	0,268 %	
66	$P2/m$	10	14,00	$2/m$	0,265 %	
67	$P4/mmm$	123	13,00	$4/mmm$	0,246 %	
68	$P6/mmm$	191	13,00	$6/mmm$	0,246 %	
69	$I\bar{4}3d$	220	13,00	$\bar{4}3m$	0,246 %	
70	$P4/n$	85	12,92	$4/m$	0,244 %	
71	$Pmc2_1$	26	12,87	$mm2$	0,243 %	
72	$Fdd2$	43	12,33	$mm2$	0,233 %	
73	$Pccn$	56	12,25	mmm	0,231 %	
74	$P4_12_12$ + $P4_32_12$	92, 96	11,67	422	0,220 % (9,5+2,17)	
75	$P\bar{6}2c$	190	11,50	$\bar{6}m2$	0,217 %	
76	$C222_1$	20	11,30	222	0,213 %	
77	$Fddd$	70	11,08	mmm	0,209 %	
78	$P2_12_12$	18	11,00	222	0,208 %	
79	$Im\bar{3}m$	229	10,75	$m\bar{3}m$	0,203 %	
80	$P\bar{4}2_1m$	113	10,50	$\bar{4}m2$	0,198 %	
81	$P6_3/mcm$	193	10,50	$6/mmm$	0,198 %	
82	$P\bar{4}3n$	218	10,42	$\bar{4}3m$	0,197 %	
83	$Pmma$	51	10,00	mmm	0,189 %	
84	$P\bar{6}$	174	10,00	$\bar{6}$	0,189 %	
85	$P\bar{6}2m$	189	9,83	$\bar{6}m2$	0,186 %	
86	$I\bar{4}$	82	9,50	$\bar{4}$	0,179 %	
87	$Immm$	71	9,33	mmm	0,176 %	
88	$Ccca$	68	9,00	mmm	0,170 %	
89	$Ibam$	72	9,00	mmm	0,170 %	
90	$P6_322$	182	8,83	622	0,167 %	
91	$Pnna$	52	8,50	mmm	0,161 %	
92	$Fd\bar{3}$	203	8,17	$m\bar{3}$	0,154 %	
93	$Pcca$	54	8,11	mmm	0,153 %	

Ранг	Группа	№ группы	Число регистраций (n)	Класс	Частота (% от 5722)	Тип
94	*Cccm*	66	8,00	*mmm*	0,151 %	
95	$P\bar{3}1m$	162	8,00	$\bar{3}m$	0,151 %	
96	$Fd\bar{3}c$	228	8,00	$m\bar{3}m$	0,151 %	
97	$I2_13$	199	7,50	23	0,142 %	
98	$Ia\bar{3}$	206	7,17	$m\bar{3}$	0,135 %	
99	*Pmmm*	47	7,00	*mmm*	0,132 %	
100	*P*31*m*	157	6,83	3*m*	0,129 %	
101	*Pnn*2	34	6,50	*mm*2	0,123 %	
102	$P4_2/n$	86	6,50	4/*m*	0,123 %	
103	$P4_2/mbc$	135	6,33	4/*mmm*	0,120 %	
104	*P*2	3	6,00	2	0,113 %	
105	*Pmna*	53	6,00	*mmm*	0,113 %	
106	*P*3*m*1	156	6,00	3*m*	0,113 %	
107	$P\bar{6}m2$	187	6,00	$\bar{6}m2$	0,113 %	
108	$Pn\bar{3}$	201	5,50	$m\bar{3}$	0,104 %	
109	$P3_1 + P3_2$	144, 145	5,33	3	0,101 % (3,5+1,83)	
110	*Cmmm*	65	5,29	*mmm*	0,100 %	
111	*Imm*2	44	5,25	*mm*2	0,099 %	
112	$P6_222 + P6_422$	180, 181	5,17	622	0,098 % (4,83+0,33)	
113	*I*4/*mcm*	140	5,17	4/*mmm*	0,098 %	
114	*P*ma2	28	5,00	*mm*2	0,094 %	
115	*Aba*2	41	5,00	*mm*2	0,094 %	
116	$Im\bar{3}$	204	5,00	$m\bar{3}$	0,094 %	
117	*Pban*	50	4,78	*mmm*	0,090 %	м/с
118	*P*4/*mcc*	124	4,50	4/*mmm*	0,085 %	
119	$Pn\bar{3}m$	224	4,50	$m\bar{3}m$	0,085 %	
120	*Amm*2	38	4,25	*mm*2	0,080 %	
121	*Ama*2	40	4,10	*mm*2	0,077 %	
122	*Ima*2	46	4,08	*mm*2	0,077 %	
123	$P222_1$	17	4,03	222	0,076 %	
124	$P4_122 + P4_322$	91, 95	4,00	422	0,076 % (2,0+2,0)	
125	*P*4*bm*	100	4,00	4*mm*	0,076 %	
126	*P*4/*mnc*	128	4,00	4/*mmm*	0,076 %	
127	*I*23	197	4,00	23	0,076 %	
128	$P\bar{3}1c$	163	3,83	$\bar{3}m$	0,072 %	
129	*P*222	16	3,50	222	0,066 %	
130	*Pmm*2	25	3,50	*mm*2	0,066 %	
131	*P*4*mm*	99	3,50	4*mm*	0,066 %	
132	$P3_112 + P3_212$	151, 153	3,45	32	0,065 % (3,45+0,0)	
133	$P4_132 + P4_332$	213, 212	3,33	432	0,063 % (2,17+1,17)	
134	$P6_3cm$	185	3,33	6*mm*	0,063 %	
135	*Pm*	6	3,25	*m*	0,061 %	
136	*I*222	23	3,00	222	0,057 %	
137	$P\bar{4}m2$	115	3,00	$\bar{4}m2$	0,057 %	
138	*P*312	149	3,00	32	0,057 %	
139	$P\bar{6}c2$	188	3,00	$\bar{6}m2$	0,057 %	
140	*Cmma*	67	2,78	*mmm*	0,052 %	
141	*C*222	21	2,75	222	0,052 %	
142	$P4_2/m$	84	2,50	4/*m*	0,047 %	
143	$P\bar{4}2m$	111	2,50	$\bar{4}m2$	0,047 %	
144	$P4_2/nnm$	134	2,50	4/*mmm*	0,047 %	
145	*P*622	177	2,50	622	0,047 %	
146	$I4_132$	214	2,50	432	0,047 %	
147	$P\bar{4}2_1c$	114	2,33	$\bar{4}m2$	0,044 %	
148	*P*4/*mbm*	127	2,33	4/*mmm*	0,044 %	
149	$Pm\bar{3}$	200	2,25	$m\bar{3}$	0,043 %	м/с
150	*Ibca*	73	2,17	*mmm*	0,041 %	
151	*Pba*2	32	2,00	*mm*2	0,038 %	
152	$P4_1 + P4_3$	76, 78	2,00	4	0,038 % (2,0+0,0)	
153	$P\bar{4}c2$	116	2,00	$\bar{4}m2$	0,038 %	
154	$P4_2/mmc$	131	2,00	4/*mmm*	0,038 %	
155	$P4_2/mcm$	132	2,00	4/*mmm*	0,038 %	
156	*P*6/*m*	175	2,00	6/*m*	0,038 %	
157	*F*23	196	1,87	23	0,035 %	
158	$P4_2/nmc$	137	1,75	4/*mmm*	0,033 %	
159	$P6_1 + P6_5$	169, 170	1,60	6	0,030 % (1,6+0,0)	
160	*Pnc*2	30	1,50	*mm*2	0,028 %	
161	*Cmm*2	35	1,50	*mm*2	0,028 %	
162	*Iba*2	45	1,50	*mm*2	0,028 %	
163	*P*4/*nnc*	126	1,50	4/*mmm*	0,028 %	
164	$P4_2/nbc$	133	1,50	4/*mmm*	0,028 %	
165	$F\bar{4}3c$	219	1,50	$\bar{4}3m$	0,028 %	
166	*Fmmm*	69	1,45	4/*mmm*	0,028 %	
167	$I\bar{4}m2$	119	1,33	$\bar{4}m2$	0,025 %	
168	$Pm\bar{3}n$	223	1,33	$m\bar{3}m$	0,025 %	
169	*P*3*c*1	158	1,25	3*m*	0,024 %	
170	*F*222	22	1,00	222	0,019 %	
171	*Ccc*2	37	1,00	*mm*2	0,019 %	ред
172	*Abm*2	39	1,00	*mm*2	0,019 %	
173	*Fmm*2	42	1,00	*mm*2	0,019 %	
174	$I4_122$	98	1,00	422	0,019 %	
175	$I4_1cd$	110	1,00	4*mm*	0,019 %	
176	$P\bar{4}b2$	117	0,83	$\bar{4}m2$	0,019 %	
177	*P*4/*m*	83	0,83	4/*m*	0,016 %	
178	$P2_3$	195	0,58	23	0,011 %	
179	$P4_2$	77	0,50	4	0,009 %	
180	*I*4	79	0,50	4	0,009 %	
181	*I*422	97	0,50	422	0,009 %	
182	$F4_132$	210	0,50	432	0,009 %	
183	*P*4*nc*	104	0,333	4*mm*	0,006 %	
184	*P*432	207	0,333	432	0,006 %	
185	$I2_12_12_1$	24	0,25	222	0,005 %	

Примечание: рас — распространенный, сред — средний, м/з — малозаселенный, ред — редкий.

Таблица 3

Минералы «редких» пространственных групп

Ранг	Группа	№ группы	Число регистраций (n)	Минерал (вероятность)
157	$F23$*	196	1,87	тулулит (1,0), берцелианит (0,333), гидроксикальциоромеит (0,333), борнит (0,2)
158	$P4_2/nmc$*	137	1,75	цироит (1,0), кокцинит (0,5), метацейнерит (0,25)
159	$P6_1$* + $P6_5$*	169, 170	1,60	нагельшмидтит (1,0), тринефелин (0,5), ватерит (0,1)
160	$Pnc2$	30	1,50	терскит (1,0), арменит (0,5)
161	$Cmm2$	35	1,50	сегелерит (1,0), кеншоит (0,5)
162	$Iba2$*	45	1,50	строналсит (1,0), банальсит (0,5)
163	$P4/nnc$*	126	1,50	абернатиит (0,5), черниковит (0,5), цейнерит (0,5)
164	$P4_2/nbc$*	133	1,50	денингит (1,0), меланофлогит (0,5)
165	$F\bar{4}3c$	219	1,50	рудабаньяит (1,0), борацит (0,5)
166	$Fmmm$	69	1,45	стилбит-Ca (0,5), баррерит (0,5), стеллерит (0,33), графит (0,11)
167	$I\bar{4}m2$	119	1,33	гарронит-Ca (0,5), джасмундит (0,5), мошелит (0,33)
168	$Pm\bar{3}n$	223	1,33	вольфрам (0,5), меланофлогит (0,5), содалит (0,33)
169	$P3c1$*	158	1,25	эринит (1,0), берборит (0,25)
170	$F222$*	22	1,00	псевдограндрифит (1,0)
171	$Ccc2$*	37	1,00	искандаровит (1,0)
172	$Abm2$*	39	1,00	смирнит (1,0)
173	$Fmm2$*	42	1,00	агриньерит (1,0)
174	$I4_122$*	98	1,00	поттсит (1,0)
175	$I4_1cd$*	110	1,00	кингсгатеит (1,0)
176	$P\bar{4}b2$*	117	0,83	сферобисмоит (0,5), сурик (0,333)
177	$P4/m$*	83	0,83	швертмантит (0,5), маннардит (0,333)
178	$P23$*	195	0,58	носеан (0,333), лазурит (0,25)
179	$P4_2$	77	0,50	пинноит (0,5)
180	$I4$	79	0,50	пийпит (0,5)
181	$I422$	97	0,50	эканит (0,5)
182	$F4_132$*	210	0,50	сахаит (0,5)
183	$P4nc$*	104	0,33	везувианит (0,333)
184	$P432$*	207	0,33	палладсеит (0,333)
185	$I2_12_12_1$*	24	0,25	веберит (0,25)

Примечание. Звездочкой отмечены группы, относившиеся к категории «пустых» по данным [Урусов, Надежина, 2006].

в 1999 г. Марш в своем обзоре [Marsh, 1999] указал на то, что около 20 % содержащихся в Кембриджском банке структурных данных расшифровок с группой $P1$ должны описываться группой более высокой симметрии. Заметим, что почти половина из этих случаев была объяснена Маршем даже не ошибками структурных расшифровок, а просто потерей черты над единицей при публикации символа $P\bar{1}$. Успешное решение этой чисто технической проблемы путем перехода от печатных машинок к компьютерной верстке в XXI в. весьма наглядно отражается в возрастании относительной доли центросимметричной группы $P\bar{1}$ у триклинных минералов.

В моноклинной сингонии тринадцать пространственных групп. Из них 5 распространенных, причем все они относятся к классу $2/m$, при этом группа $P2_1/c$ (№14) является абсолютным рекордсменом (12,16 % всех регистраций), а группа $C2/m$ — третья по распространенности (7,74 %). Еще 4 группы относятся к группам средней заселенности, а оставшиеся четыре группы — малозаселенные.

В ромбической сингонии 59 пространственных групп. Из них 5 распространенных. Безусловный лидер сингонии — группа $Pnma$ — 5,36 % регистраций. Четыре группы относятся к среднезаселенным, а 38 — к малозаселенным. Девять групп являются редкими, а три ($Pcc2$, $Pnnn$, $Pccm$) — пустыми.

Наиболее многочисленная по числу групп (65) тетрагональная сингония является, тем не менее, самой малозаселенной. В ней находится 20 пустых групп (25 в 2002 г.), 12 редких (20 в 2002 г.) и 31 малозаселенная группа. Только две группы — $I4/mmm$ (30-й ранг, 0,70 %) и $I4_1/amd$ (35-й ранг, 0,61 %) относятся к среднезаселенным.

Из 52 групп гексагональной сингонии семь пустых (10 в 2002 г.) и три редкие (9 в 2002 г.). Тридцать одна группа относится к малозаселенным, еще пять — к группам средней заселенности. Отметим, что из шести распространенных групп четыре описывают симметрию плотнейших упаковок различной слойности ($R\bar{3}m$, $R3m$, $P6_3/mmc$ и $P\bar{3}m$) [Еремин, Еремина, 2018]. Это неудивительно, поскольку факты повышенной распространенности структурных мотивов минералов, построенных на основе плотнейших упаковок, отмечались неоднократно [Белов, 1947, 1976, Lima de Faria, 2012, Еремин и др., 2024, 2025].

36 кубических пространственных групп распределились по распространенности следующим образом: две распространенные (из них группа $Fm\bar{3}m$ (№ 225, ранг 12) описывает симметрию кубической ПУ), пять — средней заселенности, семнадцать — малозаселенных, шесть редких (8 в 2002 г.) и столько же пустых (10 в 2002 г.).

Таким образом, на начало 2025 г. из 219 пространственных групп абсолютно пустыми являются 36 групп (34 с учетом энантиоморфных пар, см. табл. 4), что заметно меньше, чем в 2006 г. — 57 (54) и, тем более, в выборке 1966 г. (112) [Поваренных,

1966]. Обратим также внимание, что во всех энантиоморфных парах распространенность групп с меньшим номером заметно выше (см. табл. 2, 4), что подтверждает озвученную выше гипотезу об определяющей роли человеческого фактора в структурных определениях таких кристаллов.

Из 29 (30 с учетом энантиоморфной пары $P6_1 + P6_5$) отмеченных в табл. 3 редких групп 21 группа числилась в работе [Урусов, Надежина, 2006] пустой. Таким образом, можно сказать, что за два десятилетия произошло существенное сокращение пустых пространственных групп в структурной минералогии. Анализируя данные табл. 3, можно увидеть, что с большой долей вероятности покинули категорию пустых групп по меньшей мере 20 групп, имеющих ранги от 157 до 175. Остальные десять групп не имеют структур минералов, расшифрованных в рамках этой группы с вероятностью более, чем на 1/2. В подавляющем большинстве случаев такая вероятность в реальности значительно меньше половины, поскольку альтернативами этих групп предлагаются более распространенные конкуренты. Так, отмеченные в [Урусов, Надежина, 2006] как заселенные единственными представителями группы $P4_2$ (пинноит) и $I\bar{4}$ (пийпит), имеют в качестве альтернативных моделей структурных расшифровок минералов более распространенные группы $P4_2/n$ (ранг 102) и $P4/n$ (ранг 70) соответственно, что заставляет относить эти две группы и остальные с рангами 176–185 к потенциально пустым.

Любопытно посмотреть заселенность 34(36) пустых минералогических пространственных групп неорганическими соединениями. В работе [Урусов, Надежина, 2009] абсолютно незаселенными неорганическими соединениями группами признавались четыре: $P422$ (№ 89), $P4_222$ (№ 93), $P4_2cn$ (№ 101) и $P\bar{6}$ (№ 168). Они выделены в табл. 4 жирным шрифтом. Все группы из табл. 4 были проанализированы с помощью базы данных Пирсона PCD версии 2022–23 гг. [Villars, 2022]. Использованная версия базы содержала 379 736 записей для примерно 210 000 различных химических формул. Как видно из табл. 4, в настоящей момент в группе $P422$ зафиксировано четыре синтетических соединения, причем для двух ($Al_{72.8}Ga_{39.2}Y_{28}$ и $Cu_2La_2O_{15}Sr_6Ti_2$) выполнена достоверная структурная расшифровка. Группа $P4_222$ с различной долей достоверности заселена тремя представителями. В группе $P4_2cn$ — две достоверно решенные структуры ($Ge_{13}Pt_4Yb_3$ и $Mg_{11.92}Ni_{2.32}Sn_{1.76}$). И, наконец, в группе $P\bar{6}$ отмечено целых 28 соединений, в том числе шесть с полной структурной расшифровкой.

Единственная структурная расшифровка отмечена в группе $I432$ (№ 211) [Соколова и др., 1993]. В цитируемой работе изучались продукты прокаливания ромбического минерала царегородцевита $N[CH_3]_4AlSi_5O_{12}$. При $T = 970$ °C было зафиксировано образование кубической фазы с симметрией $I432$. Фаза была интерпретирована как структура с цеолитоподобным каркасом, в котором произошло разрушение сложных катионов тетраметиламмония и последующая статистическая локализация атомов углерода в каналах структуры. Поскольку структура была решена до $R_w = 4{,}1$ %, то корректность модели и достоверность полученных результатов сомнению не подвергаются.

Любопытно также проследить уже неоднократно отмеченное выше неравноправие энантиоморфных пар: в группе $P6_2$ (№ 171) отмечено 4 соединения, тогда как в группе $P6_4$ (№ 172) — ни одного. Также формально пустой осталась группа $P6_522$ (№ 179), тогда как у ее энантиомера — группы $P6_122$ (№ 178) отмечено целых 102 соединения. Таким образом, можно сделать вывод, что на текущий момент абсолютно пустых групп в неорганической кристаллохимии не осталось. А число пустых групп в структурной минералогии заметно сократилось с 54 (57) в 2002 г. до 34 (36). Возможно, к ним стоит

Таблица 4

Пустые пространственные группы в структурной минералогии на начало 2025 г. и их заселенность неорганическими соединениями

Группа (№)	PCD, 2023	Группа (№)	PCD, 2023	Группа (№)	PCD, 2023	Группа (№)	PCD, 2023
$Pcc2$ (27)	7	$P6_522$ (179)	0	$P\bar{4}n2$ (118)	52	$P4_2nm$ (102)	37
$P4$ (75)	42	$Fm\bar{3}$ (202)	91	$P4_2/ncm$ (138)	85	$P4_2bc$ (106)	21
***P*422 (89)**	4	$I432$ (211)	1	$P6_4$ (172)	0	$I4_1md$ (109)	119
$P4_22_12$ (94)	19	$Pnnn$ (48)	43	$P6mm$ (183)	31	$I\bar{4}c2$ (120)	35
$P4cc$ (103)	4	$I4_1$ (80)	35	$P4_232$ (208)	38	***P*6 (168)**	28
$I4mm$ (107)	256	$P42_12$ (90)	23	$Pn\bar{3}n$ (222)	134	$P6_122$ (178)	102
$P\bar{4}2c$ (112)	37	***P*4$_2$*cn* (101)**	2	$Pccm$ (49)	30	$P6cc$ (184)	16
$P4/nbm$ (125)	201	$P4_2mc$ (105)	15	$P\bar{4}$ (81)	54	$F432$ (209)	7
$P6_2$ (171)	4	$I4cm$ (108)	54	***P*4$_2$22 (93)**	3	$Fm\bar{3}c$ (226)	426

Примечание. Жирным шрифтом выделены группы, считавшиеся в работе [Урусов, Надежина, 2009] абсолютно незаселенными.

отнести дополнительно еще десять потенциально пустых групп с рангами 176–185.

Выводы. Таким образом, в результате проведенного статистического анализа распространенности кристаллических структур минералов по классам симметрии и пространственным группам можно сделать следующие выводы.

1. Существенно выросший за два десятилетия банк данных структурных регистраций не оказал принципиального влияния на вклады каждой из шести сингоний в общее число минеральных видов. Тем не менее, по сравнению с выборкой 2002 г. произошли определенные изменения рангов: в частности, триклинная сингония сменила 6-ой ранг на 4-ый, обогнав и кубическую и тетрагональную сингонию.

2. Распределение 5293 минералов по классам симметрии показало, что лишь семь классов обладают повышенной распространенностью. Явным лидером является голоэдрический моноклинный класс 2/*m* на долю которого приходится более 30 % всех кристаллических структур минералов. А из семи выявленных распространенных классов пять являются голоэдрическими (при этом отмечены все сингонии, кроме тетрагональной, а гексагональная сингония представлена голоэдрией тригональной подсингонии). Голоэдрический класс 6/*mmm* гексагональной подсингонии не попал в число распространенных. Этот факт еще раз демонстрирует близкую родственность групп с осями третьего и шестого порядков и обоснованность выделения шести, а не семи сингоний при анализе кристаллических структур.

3. Из 219 пространственных групп абсолютно пустыми относительно минеральных представителей являются 36 групп (34 с учетом энантиоморфных пар), что заметно меньше, чем в 2006 г. — 57 (54). Заметим, что все эти пустые для структурной минералогии группы в настоящее время заселены неорганическими соединениями (тогда как в 2006 г. отмечалось 4 абсолютно пустые группы). Это позволяет сделать вывод о полной заселенности неорганическими кристаллами пространственных групп симметрии согласно новым данным.

Прогнозируя дату (год, и, возможно, даже век) полной заселенности минеральными представителями всех пространственных групп симметрии, можно проявить определенный вполне обоснованный пессимизм. Несмотря на отмеченное заметное сокращение числа пустых групп, уменьшение произошло, в основном, за счет групп и классов низкой симметрии. Этот факт подчеркивает заметно увеличившуюся в последние десятилетия долю структурных расшифровок редких, метастабильных и «хроноксенных» фумарольных минералов, обладающих пониженной собственной симметрией. Отсутствие или редкость многих гексагональных и особенно тетрагональных пространственных групп объясняется наличием намного более распространенных их псевдосимметричных подгрупп ромбической, моноклинной и тригональной симметрии. Таким образом, если принять во внимание, что число ежегодных регистраций новых минеральных видов имеет тенденцию на стабилизацию (если не на уменьшение), то вероятность появления нового минерала из топологически «малокомфортной» пространственной группы оказывается крайне малой величиной. Особый скепсис вызывают тетрагональные группы симметрии, которые даже с энергетической точки зрения всегда будут проигрывать своим гексагональным и псевдогексагональным аналогам. Этот факт наглядно проявляется при сравнительной распространенности и устойчивости координационных полиэдров с треугольными гранями относительно четырехугольных. Таким образом, объяснение резкой неравноценности пространственных групп в отношении их распространенности в обязательном порядке затрагивает и анализ условий устойчивости кристаллической структуры с позиций минимума энергии межатомных взаимодействий. Представленный в работе статистический геометрический анализ является лишь следствием этого энергетического естественного отбора. С точки зрения энергетической устойчивости кристаллической структуры существенный выигрыш достигается про локализации атомов или молекулярных группировок в равновесных инвариантных позициях, в которых симметрия сил, действующих на объект в этих точках, автоматически равна нулю, поскольку такие позиции описываются одним из центросимметричных точечных классов. В этом состоит объяснение высокой распространенности именно голоэдрических пространственных групп.

Также необходимо отметить, что представленная статистика никоим образом не противоречит неоднократно высказываемому тезису о более высокой устойчивости высокосимметричных минералов [Шафрановский, 1983]. Действительно, симметрийная статистика учитывает лишь формальное количество отдельных минеральных видов, что приводит к уравниванию редчайших представителей с широко распространенными в природе породообразующими минералами. Корректное введение некоторой весовой функции, учитывающей объемные пропорции минералов в Земной коре, как было указано в [Урусов, 2002], наглядно продемонстрирует справедливость тезиса о стремлении кристаллического вещества к максимально высокой симметрии в процессах равновесного минералообразования.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы МГУ № АААА-А16-116033010121-7. Часть работы выполнено в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН № 124022400142-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов Н.В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М.: АН СССР, 1947. 237 с.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.

Блатов В.А., Шевченко А.П., Сережкин В.С. Широко встречающиеся пространственные группы-топологический аспект проблемы. 1. Триклинная и моноклинная сингония // Кристаллография. 1993. Т. 38, № 6. С. 149–157.

Блатов В.А., Шевченко А.П., Сережкин В.С. Частотное распределение пространственных групп. Топологический аспект проблемы. 2. Ромбическая система // Кристаллография. 1997. Т. 42, № 5. С. 773–779.

Вернадский В.И. Кристаллография. Избранные труды / Под ред. В.С. Урусова. М.: Наука, 1988. 341 с.

Доливо-Добровольский В.В. О распределении минеральных видов по классам симметрии // ЗВМО. 1987. № 1. С. 7–17.

Доливо-Добровольский В.В. Симметрийная статистика тетрагональных минералов // ЗВМО. 2002. № 1. С. 3–8.

Еремин Н.Н., Еремина Т.А. Неорганическая кристаллохимия. Кн. 1. М.: КДУ, 2018. 394 с.

Еремин Н.Н., Гурбанова О.А., Подображных А.Д. и др. Важнейшие структурные типы в неорганической химии и минералогии: новые данные // Литосфера. 2024. Т. 24, № 2. С. 214–225.

Еремин Н.Н., Еремина Т.А., Гурбанова О.А. Октаэдрические и тетраэдрические мотивы в структурной минералогии — ответ природы пятому правилу Л. Полинга // Литосфера. 2025. Т. 25, № 2. С. 196–211.

Зоркий П.М., Олейников П.Н. Кристаллохимические классы «кембриджских» кристаллических структур: статистический анализ топологических особенностей // Журнал структурной химии. 2001. Т. 42(1). С. 31–39.

Новацкий В. Приложение к переводу книги П. Ниггли «Стереохимия». М., 1949. 364 с., ил.

Китайгородский А.И. Органическая кристаллохимия. М.: АН СССР, 1955. 558 с.

Николаев С.М. Статистика современной минералогической информации. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 95 с.

Поваренных А.С. О закономерностях в распределении минеральных видов по сингониям, классам симметрии и пространственным группам // Минерал. сб. Львовского гос. ун-та. 1966. № 20(3). С. 341–351.

Словохотов Ю.Л. Основы кристаллохимии. М.: КДУ, 2020. 606 с.

Соколова Е.В., Рыбаков В.Б., Паутов Л.А., Пущаровский Д.Ю. Структурные изменения царегородцевита // Доклады РАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 309–311.

Урусов В.С., Надежина Т.Н. Пустые и редкие пространственные группы в структурной минералогии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 5. С. 52–59.

Урусов В.С., Надежина Т.Н. Частотное распределение и «селекция» пространственных групп в неорганической кристаллохимии // Журнал структурной химии. 2009. Т. 50, № 7. С. 26–43.

Урусов В.С. Принцип минимума структурной диссиметризации и его нарушение редкими новыми минералами // Доклады РАН. 2002. Т. 386, № 3. С. 379–383.

Урусов В.С. Симметрия-диссимметрия в эволюции мира. От рождения Вселенной до развития жизни на Земле. М.: URSS, Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2012. 258 с.

Шафрановский И.И. Статистические закономерности и обобщающий закон в распределении минералов по их симметрии // ЗВМО. 1983. Т. 2, № 112. С. 177–184.

Baur W.H., Kassner D. The perils of Cc: comparing the frequencies of falsely assigned space groups with their general population // Acta Cryst. 1992. B48. № 4. P. 356–369.

Brock P., Dunitz J.D. Space-group frequencies // Acta Cryst. 1991. A47. № 6. P. 854.

Hann T., editor International tables for crystallography. Vol. A. Space group symmetry, fifth edition. Springer, 2005. 910 p.

Lima de Faria J. The close packing in the classification of minerals // Eur. J. Miner. 2012. Vol. 24. P. 163–169.

Mackay A.L. The statistics of the distribution of crystalline substances among the space groups // Acta Cryst. 1967. Vol. 22. P. 329–330.

Marsh R.E. P1 or P1? Or something else? // Acta Cryst. 1999. B55. № 6. P. 931–936.

Nowacki W. Symmetrie und physikalisch-chemische Eigenschaften krystallisierter Verbindungen. I. Die Verteilung der Krystallstrukturen über die 219 Raumgruppen // Helvetica Chimica Acta. 1942. Vol. 25. № 5. P. 863–878.

Villars P., Cenzual K. Pearson's Crystal Data: Crystal Structure Database for Inorganic Compounds (on DVD), Release 2022/23, ASM International, Materials Park, Ohio, USA.

ГИПЕРССЫЛКИ НА ИНТЕРНЕТ РЕСУРСЫ

Сингония кристаллов: Большая Российская энциклопедия, 2022. https://bigenc.ru/c/singoniia-kristallov-279f2a?ysclid=m7kqriy6pu398407775

Crystal family. From Online Dictionary of Crystallography: The International Union of Crystallography, 2019. https://dictionary.iucr.org/Crystal_family

Lattice system. From Online Dictionary of Crystallography: The International Union of Crystallography, 2025. https://dictionary.iucr.org/Lattice_system

Crystal system. From Online Dictionary of Crystallography: The International Union of Crystallography, 2019. https://dictionary.iucr.org/Crystal_system

IMA Mineral List with Database of Mineral Properties. 2025. https://rruff.info/ima/

Статья поступила в редакцию 08.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 550.42:551.763.3(470.44)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-16-30

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРОН-КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Елена Васильевна Яковишина[1]✉, Руслан Рустемович Габдуллин[2], Анна Игоревна Рыжикова[3], Сергей Иванович Бордунов[4], Алексей Викторович Иванов[5], Алексей Юрьевич Пузик[6], Константин Павлович Казымов[7], Ирина Владиславовна Бадьянова[8], Людмила Федоровна Копаевич[9]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru✉, https://orcid.org/0000-0002-1021-565X
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru, https://orcid.org/0000-0001-8296-7191
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ryzva_ana@mail.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-1166-0496
[5] Институт географии РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru, http://orcid.org/0000-0003-2788-0215
[6] Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; alex.puzik@mail.ru, https://orchid.org/0000-0001-7148-7344
[7] Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kazymov.kostya@yandex.ru, https://orchid.org/0000-0001-5411-4781
[8] Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kataev7@psu.ru, https://orcid.org/0000-0003-3337-6592
[9] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopaevich@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-3622-8253

Аннотация. Представлены результаты геохимического изучения отложений туронского и коньякского ярусов на территории Саратовского Поволжья. На основе полученных геохимических данных рассчитаны соотношения и концентрации ключевых химических элементов, отражающих изменения условий седиментации: глубины бассейна, гидродинамической активности, климатических факторов и других параметров.

***Ключевые слова*:** Саратовское Поволжье, Волгоградское Поволжье, мел, турон, коньяк, геохимия, палеогеография

***Для цитирования*:** *Яковишина Е.В., Габдуллин Р.Р., Рыжикова А.И., Бордунов С.И, Иванов А.В., Пузик А.Ю., Казымов К.П., Бадьянова И.В., Копаевич Л.Ф.* Геохимическая характеристика турон-коньякских отложений Нижнего Поволжья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 16–30.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF TURONIAN-CONIACIAN DEPOSITS OF THE LOWER VOLGA REGION

Elena V. Yakovishina[1]✉, Ruslan R. Gabdullin[2], Anna I. Ryzhikova[3], Sergey I. Bordunov[4], Aleksey V. Ivanov[5], Aleksey Yu. Puzik[6], Konstantin P. Kazymov[7], Irina V. Badyanova[8], Ludmila F. Kopaevich[9]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ryzva_ana@mail.ru
[4] Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru
[5] Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow; Tambov State Technical University, Tambov, Russia; yashkovia@mail.ru
[6] Perm State University, Perm, Russia; alex.puzik@mail.ru
[7] Perm State University, Perm, Russia; kazymov.kostya@yandex.ru
[8] Perm State University, Perm, Russia; kataev7@psu.ru
[9] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopaevich@mail.ru

Abstract. The results of a geochemical study of deposits of the Turonian and Konyak stages in the Saratov Volga region are presented. Based on the obtained geochemical data, the ratios and concentrations of key chemical elements are calculated, reflecting changes in sedimentation conditions: basin depth, hydrodynamic activity, climatic factors, and other parameters.

Keywords: Saratov Volga region, Volgograd Volga region, Cretaceous, turonian stage, coniacian stage, geochemistry, paleogeography

For citation: Yakovishina E.V., Gabdullin R.R., Ryzhikova A.I., Bordunov S.I., Ivanov A.V., Puzik A.Yu., Kazymov K.P., Badyanova I.V., Kopaevich L.F. Geochemical characteristics of turonian-coniacian deposits of the Lower Volga Region. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 16–30. (In Russ.).

Введение. Турон-коньякский интервал представляет собой один из самых теплых климатических периодов в истории Земли, что делает его особенно интересным в контексте современных процессов глобального потепления. Отложения турон-коньякского возраста имеют сходный литологический состав и строение. Отсутствие четких визуальных маркеров для определения границ стратиграфических единиц и низкая фаунистическая насыщенность некоторых из них затрудняют прослеживание этих стратонов на большую площадь.

Изученные разрезы Юго-Западного Крыма, Северо-Западного Кавказа и Саратовского Поволжья, согласно палинспастической схеме А.Г. Смита и Дж.К. Брайдена [Smith, Briden, 1977], в турон-коньякское время находились почти на одной палеошироте и соответствовали окраинам Северо-Восточного Перитетиса. Эти области уже давно привлекают внимание геологов. Основное внимание в исследованиях традиционно уделялось вопросам стратиграфии, тогда как палеоэкологическим и палеогеографическим реконструкциям — в меньшей степени [Яковишина и др., 2022б; Копаевич и др., 2024]. Однако, несмотря на достаточно хорошую изученность региона, есть необходимость в обобщении и более широком комплексном анализе, с использованием различных современных методов.

Материалы и методика. Пробы из разрезов Саратовского Поволжья были отобраны экспедицией «Флотилия плавучих университетов–2022» в июне 2022 г. Во время экспедиции было описано 3 разреза, отобрано 94 образца. Из них было изготовлено 88 прозрачных шлифов.

Валовой химический состав 41 пробы Саратовского Поволжья анализировался на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER». На основе полученных данных были рассчитаны соотношения и концентрации определенных химических элементов, которые свидетельствуют об изменении условий осадконакопления (глубины бассейна, гидродинамических процессов, климатических и других факторов).

Стратиграфическая характеристика. На территории Среднего и Нижнего Поволжья верхнемеловые отложения распространены достаточно широко. Стратиграфически наиболее полно они представлены в северных районах Ульяновского и Саратовского Поволжья, где верхнемеловые отложения также хорошо охарактеризованы фаунистическими остатками.

Турон-коньякские отложения объединяются в губкинский надгоризонт (K_2gb), который включает банновский и вольский горизонты (рис. 2), соответствующие по объему туронскому и коньякскому ярусам [Государственная…, 2009].

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа. Для 41 образца, отобранных из туронских и коньякских отложений, был выполнен полный геохимический анализ элементов. На основе полученных данных рассчитаны соотношения и концентрации ключевых химических элементов, отражающих изменения условий седиментации: глубины бассейна, гидродинамической активности, климатических факторов и других параметров. Эти результаты позволили скорректировать ранее существовавшие представления о режиме осадконакопления в изученном разрезе.

Для анализа вариаций палеотемпературных значений использованы следующие геохимические индикаторы: титановый модуль (ТМ) и Fe/Mn. Повышенные концентрации содержания Ca, Sr и Mg указывают на аридные климатические условия, тогда как увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) свидетельствует о гумидном режиме седиментации. Титановый модуль ($ТМ = TiO_2/Al_2O_3$) отражает как динамические условия осадконакопления, так и состав петрогенного материала. Различия в значениях ТМ указывают на разные климатические условия: песчано-алевритовые породы гумидного климата характеризуются более высокими значениями ТМ по сравнению с аридными аналогами. Аналогичная

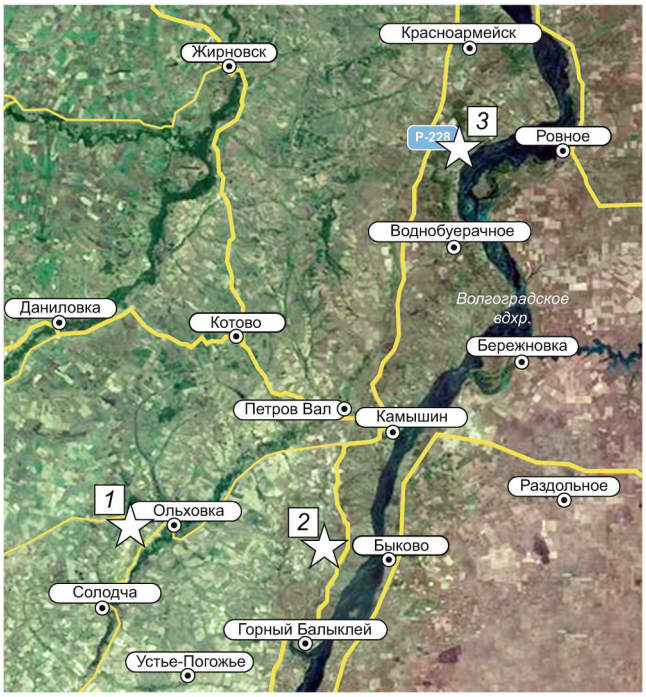


Рис. 1. Положение изученных разрезов на карте: *1* — с. Михайловка, *2* — с. Чухонастовка, *3* — Нижняя Банновка

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Региональные стратиграфические подразделения: Надгоризонт, горизонт		Лона и подлона по моллюскам и иглохожим	Лона по бентосным фораминиферам
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	КОНЬЯКСКИЙ	Верхний	Губкинский	Вольский	Magadiceramus subquadratus	Gavelinella thalmanni
			Средний			Volviceramus involutus	
						Volviceramus koeneni	
			Нижний			Cremnoceramus crassus - Cremnoceramus deformis	Gavelinella kelleri
						Cremnoceramus brongniarti	
						Cremnoceramus rotundatus	
		ТУРОНСКИЙ	Верхний		Банновский	Mytiloides scupini - Mytiloides incertus	Gavelinella moniliformis
						Mytiloides slriatoconcentricus	
						Inoceramus costelatus	
			Средний			Inoceramus lamarcki	
						Inoceramus apicalis	
						Mytiloides subhercynicus - Mytiloides hercynicus	Gavelinella nana
			Нижний			Mytiloides labiatus - Mytiloides kossmati	
						Praeactinocamax plenus triangulus	

Рис. 2. Региональные стратиграфические подразделения по [Олферьев, Алексеев, 2005]

закономерность наблюдается и для глинистых пород. Однако применение ТМ для климатических реконструкций правомерно только при стабильном источнике сноса, поскольку динамическая сортировка материала и состав петрогенной основы часто оказывают большее влияние на величину модуля, чем климатический фактор. В целом, значения ТМ возрастают при переходе от аридных к гумидным условиям, а в пределах гумидной зоны — от глубоководных к прибрежно-морским и континентальным обстановкам [Енгалычев, Панова, 2011].

Глубину бассейна реконструируют по следующим показателям: отношения Fe/Mn, Ti/Mn, титановому (ТМ), натриевому (НМ) и калиевому (КМ) модулям, а также распределению содержания элементов Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, отражающее фациальные изменения. Отношение Fe/Mn демонстрирует обратную зависимость от глубины бассейна, уменьшаясь при переходе от шельфовых к пелагическим условиям. Это обусловлено более интенсивным поглощением марганца осадками в глубоководных обстановках. По величине Fe/Mn выделяют: глубоководные от-

ложения (<40), мелководные (<80), мелководно-прибрежные с терригенным сносом (>160). Наиболее информативно это соотношение для глинистых отложений [Скляров, 2001]. Калиевый модуль ($КМ = K_2O/Al_2O_3$) отражает интенсивность химического выветривания в области сноса. Калий, связанный с полевыми шпатами, накапливается в континентальных отложениях аридных областей, тогда как в гумидном климате мигрирует в растворах и накапливается в морских осадках. Алюминий концентрируется в глинистой фракции, возрастая к открытым частям бассейна. Минимальные значения КМ характерны для континентальных отложений [Енгалычев, Панова, 2011]. Натриевый модуль ($НМ = Na_2O/Al_2O_3$) достигает максимума в континентальных отложениях аридных зон и морских осадках гумидных областей, минимальные значения характерны для прибрежно-морских фаций [Енгалычев, Панова, 2011]. Содержание Sr и Ba: рост концентрации стронция указывает на удаленность от источника сноса, тогда как увеличение бария свидетельствует о его приближении. В глубоководных условиях (4–5 км) содержание Ba может достигать максимума. Палеотемпературные реконструкции по индексу выветривания CIA (Chemical Index of Alteration) основаны на соотношении:

$$CIA = 100 \cdot Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O),$$

где CaO^* — некарбонатный CaO в силикатах [Nesbitt, Young, 1982]. Коррекция на карбонаты и фосфаты выполняется по содержанию CO_2 и P_2O_5. При отсутствии данных CO_2 используется соотношение Ca/Na в силикатах. Значение CIA = 70 служит границей между отложениями теплого и холодного климата.

Установлена линейная зависимость между CIA и температурой поверхности суши

$$T(°C) = 0{,}56 \cdot CIA - 25{,}7 \ (r^2 = 0{,}50),$$

действительная в диапазоне CIA 50–90, что соответствует температурам 3–25 °C [Yang, et al., 2014]. Полученные значения отражают температуру поверхности, а не воздуха.

Также, на основании данных рентгенофлуоресцентного анализа, был проведен расчет нормативного минерального состава с использованием программы MINLITH [Розен и др., 2000]. Погрешность расчетов в MINLITH в большинстве случаев составляет 5–15 % отн., однако при содержании минерала менее 5 % масс. ошибка может возрастать до 60–70 % отн [Розен, Аббясов, 2003]. Поскольку РФА позволил определить только процентное соотношение нерастворимого остатка, применение MINLITH дает возможность косвенно восполнить пробелы в данных о минеральном составе пород разреза. Кварц, минералы кремнезема, полевые шпаты и плагиоклаз относятся к обломочной фракции; кальцит и доломит отражают карбонатную составляющую пород, а глинистые минералы представлены монтмориллонитом, иллитом и хлоритом. Анализ изменений процентного соотношения этих фракций на графиках позволяет делать выводы о вариациях условий осадконакопления в каждом слое.

Разрез у села Михайловка (Захаровка). Данный разрез под названием «Каменный брод» изучался ранее коллегами из Саратовского государственного университета имени Н.Г. Чернышевского [Первушов и др., 2019]. Ранее нами этот разрез публиковался как «Захаровка».

Послойное описание разреза приведено ранее [Иванов и др., 2025].

«Каменный брод» — это протяженное (десятки метров) обнажение в стенках глубокой выемки под трассу газопровода в месте пересечения с автодорогой 18А-3 в 3 км к северо-востоку от села Захаровка (Солодчинское сельское поселение, Ольховский район, Волгоградская область), район Каменно-Бродских меловых возвышенностей (часть Донской гряды).

Для исследования особенностей распределения химических элементов и оксидов в турон-коньякских терригенно-карбонатных отложениях с. Михайловка были использованы данные об их содержании в 21 образце.

В разрезе выявлена четкая положительная корреляция у Al_2O_3 с Fe_2O_3 (0,9), которые также хорошо коррелируют с TiO_2 (0,87 с Al_2O_3 и Fe_2O_3), K_2O (0,85 с Al_2O_3 и 0,75 с Fe_2O_3) и MgO (0,83 с Al_2O_3 и 0,76 Fe_2O_3). В целом практически между всеми вышеперечисленными элементами прослеживается довольно хорошая взаимосвязь. Но интересует также и обратная, отрицательная зависимость в распространенности элементов в породе — она четко прослеживается у SiO_2 с CaO (–0,96). CaO вообще заметно выделяется из ряда оксидов элементов, которые являются породообразующими в разрезе. Со всеми он имеет отрицательную корреляцию, стремящуюся к –1. Результаты рентгенофлюоресцентного анализа (табл. 1; рис. 3) образцов указывают на их преимущественно карбонатный состав, характерный для известняков или мергелей.

Основным компонентом образцов в данном разрезе является CaO (49,08–56,16 %), что подтверждает высокое содержание кальцита. Низкие концентрации оксидов SiO_2 (0,62–13,21 %) и Al_2O_3 (0,16–1,67 %) свидетельствуют о незначительных примесях глинистых минералов или кварца, за исключением отдельных образцов (например, проба 3,50 с 13,21 % SiO_2, где возможны кремнистые включения). Высокие значения отношения Fe/Mn (7,5–40,6) указывают на формирование в условиях достаточного доступа кислорода, что характерно для мелководных морских бассейнов или зон с активной циркуляцией вод. Индекс CIA (Chemical Index of Alteration = 36,25–43,56) соответствует слабой степени химического преобразования исходного материала, что типично для аридных или умеренно-влажных климатических условий. Низкие содержания K_2O (0,03–0,54 %) и Na_2O

Таблица 1

Матрица корреляции химических элементов и оксидов элементов для турон-коньякских отложений разреза с. Михайловка

	SiO_2	TiO_2	Al_2O3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	MgO	MnO	P_2O_5	SO_3	Cl	SrO	ZnO	ZrO_2
SiO_2	1														
TiO_2	0,56	1													
AI_2O_3	0,49	0,87	1												
CaO	*–0,96*	*–0,64*	*–0,64*	1											
Fe_2O_3	0,33	0,87	0,9	*–0,47*	1										
K_2O	0,64	0,8	0,85	*–0,72*	0,75	1									
Na_2O	0,61	0,48	0,57	*–0,67*	0,43	0,85	1								
MgO	*0,12*	0,64	0,83	*–0,32*	0,76	0,5	0,25	1							
MnO	*–0,1*	0,26	0,24	*0,06*	0,35	*0,14*	*0,13*	0,281	1						
P_2O_5	*–0,02*	0,37	0,5	*–0,12*	0,45	*0,16*	*0,03*	0,71	0,61	1					
SO_3	0,26	*0,21*	0,33	*–0,38*	*0,17*	0,23	0,29	0,41	*–0,15*	0,29	1				
Cl	0,29	*0,13*	0,25	*–0,35*	0,24	*0,2*	*0,16*	*0,23*	*–0,01*	*0,13*	0,45	1			
SrO	0,53	0,42	0,49	*–0,68*	0,45	0,63	0,75	0,28	*0*	*–0,02*	0,43	0,38	1		
ZnO	*0,18*	0,31	0,55	*–0,3*	0,43	0,33	*0,08*	0,42	*–0,04*	0,32	*0,17*	*–0,01*	*0,111*	1	
ZrO_2	*–0,03*	*0*	*0,08*	*–0,03*	*–0,05*	*–0,13*	*–0,19*	0,38	*0,03*	0,48	0,33	0,25	*–0,12*	*–0,11*	1

Примечания. Красный цвет — максимальная положительная корреляция, синий с курсивными цифрами — максимальная отрицательная корреляция, белый — отсутствие корреляции.

(0–0,127 %) исключают активное участие полевых шпатов, что согласуется с карбонатным осадконакоплением. Преобладание CaO и низкие концентрации MgO (0,11–0,31 %) указывают на морские условия с ограниченным влиянием доломитизации. Следовые количества P_2O_5 (до 0,15 %) могут быть связаны с биогенными процессами, например, остатками организмов. Отсутствие значительных сульфидов (низкое SO_3 — до 0,09 %) подтверждает окислительную обстановку. Образец 3.50 резко выделяется повышенным содержанием SiO_2 (13,21 %), что может указывать на примеси кремнистых пород, например, опок, диатомитов.

На основе результатов рентгенофлуоресцентного анализа был выполнен расчет нормативного минерального состава с применением программы MINLITH (рис. 4). Минеральный состав представлен преимущественно карбонатными компонентами. Кальцит (Cc) является доминирующим минералом с содержанием 84,58–98,48 %, что характерно для известняков и мергелей. Доломит (Dl) присутствует в подчиненных количествах (до 4 %), свидетельствуя об ограниченных процессах доломитизации. Анкерит (Ank) встречается в следовых количествах (до 2,24 %), что может указывать на диагенетические изменения. Кремнезём представлен кварцем (Q) с вариациями содержания от 0,43 % до 11,93 %, причем повышенные значения в отдельных образцах (например, 11,93 % в пробе 3.5) могут быть связаны с биогенным кремнем или тонкодисперсными глинистыми минералами. Среди глинистых минералов преобладает иллит (Ill, 0,54–3,39 %), что типично для морских осадков, а хлорит (Chl) присутствует в незначительных количествах (до 2,16 %). Минералы терригенного генезиса характеризуются по разрезу относительно стабильными концентрациями. Максимум их содержания приходится на образец 3.4. Карбонатные минералы слагают большую часть пород. Можно заметить плавное уменьшении их концентрации вверх по разрезу. Результаты расчета нормативного минерального состава позволяют также уточнить границы ранее выделенных слоев по выделенным карбонатным пикам — они будут совпадать с ранее выделенными границами по результатам расчета кларковых значений. Предполагаемые границы возможно провести на уровне 3.13, 3.28 и 3.48 образцов.

Карбонатные отложения, изученные в разрезе с Михайловка, сформировались в мелководном морском бассейне с окислительными условиями, слабым поступлением терригенной составляющей и умеренно-аридным климатом. Преобладание карбонатного материала (известняки) с минимальными глинистыми примесями указывает на стабильные условия осадконакопления.

Из-за небольшого количества терригенной примеси можно говорить о том, что накопление отложений происходила на достаточно удаленном расстоянии от источника сноса. Источник сноса был единственным и оставался неизменным на протяжении всего времени формирования осадков этого разреза. Максимум трансгрессии наблюдается в позднетуронское время. Уменьшение концентрации карбонатных материалов вверх по разрезу

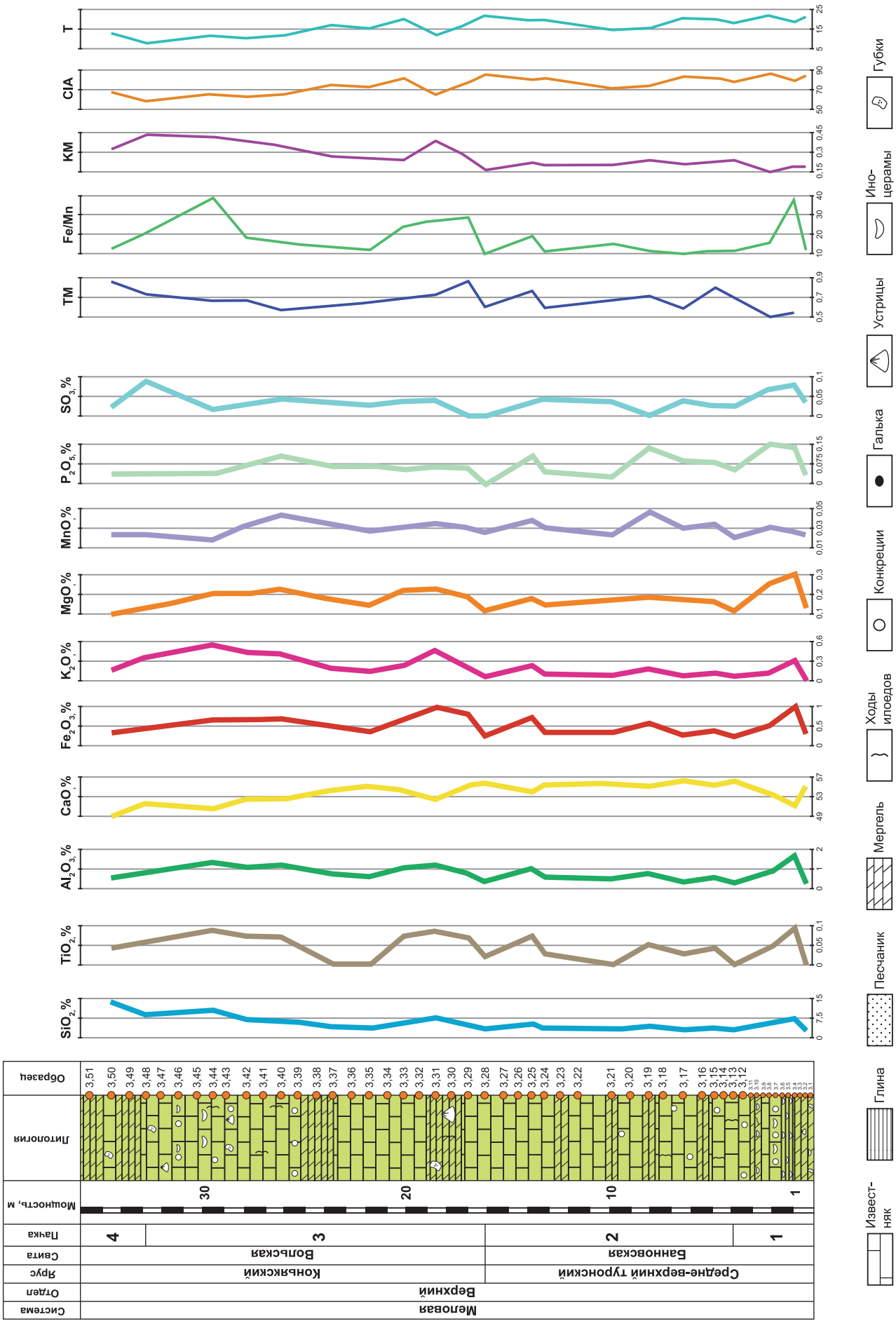


Рис. 3. Сводная литологическая колонка с вынесенными содержаниями основных оксидов разреза с. Михайловка

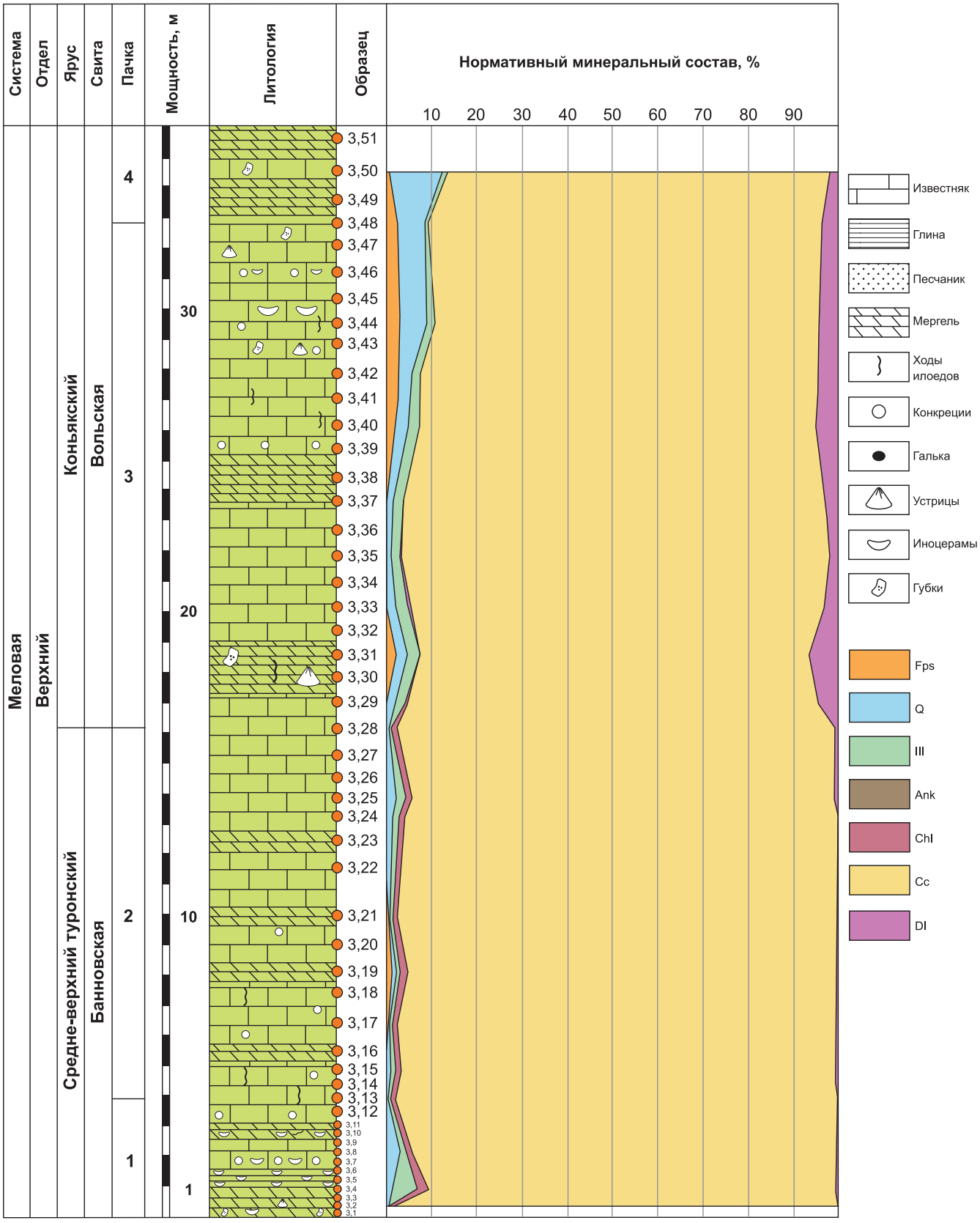


Рис. 4. Сводная литологическая колонка и нормативный минеральный состав по расчетам программы MINLITH разреза с. Михайловка (Захаровка): Q — кварц, минералы кремнезема, Ill — иллит, Ch — хлорит, Cc — кальцит, Dl — доломит, Fsp — полевые шпаты (плагиоклаз+ортоклаз), Ank — анкерит

Таблица 2

Матрица корреляции химических элементов и оксидов элементов для турон-коньякских отложений разреза с. Чухонастовка

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	MnO	P_2O_5	SO_3	Cl	SrO	ZnO	ZnO
SiO_2	1													
TiO_2	0,97	1												
AI_2O_3	0,96	0,92	1											
CaO	*–0,01*	*–0,01*	*–0,29*	1										
Fe_2O3	1	0,97	0,96	*–0,01*	1									
K_2O	0,8	0,75	0,62	*0,54*	0,8	1								
MgO	0,91	0,86	0,99	*–0,41*	0,91	*0,5*	1							
MnO	*0,26*	*0,18*	*0,03*	0,83	*0,28*	0,73	*–0,07*	1						
P_2O_5	*0,38*	*0,44*	*0,14*	0,72	*0,39*	0,68	*0,05*	0,72	1					
SO_3	0,66	0,68	0,7	*–0,3*	0,68	*0,31*	0,75	*–0,01*	*0,38*	1				
Cl	*–0,25*	*–0,21*	*–0,21*	*–0,13*	*–0,24*	*–0,44*	*–0,15*	*–0,39*	*–0,12*	*0,2*	1			
SrO	0,86	0,83	0,75	*0,26*	0,86	0,9	0,65	*0,43*	*0,42*	*0,31*	*–0,5*	1		
ZnO	*0,57*	*0,43*	0,64	*–0,21*	0,59	*0,33*	0,67	*0,05*	*–0,1*	*0,51*	*0,34*	*0,32*	1	
ZrO_2	0,9	0,86	0,99	*–0,45*	0,89	*0,47*	1	*–0,12*	*–0,01*	0,7	*–0,16*	0,65	0,64	1

Примечания. Красный цвет — максимальная положительная корреляция, синий с курсивными цифрами — максимальная отрицательная корреляция, белый — отсутствие корреляции.

может говорить о снижении уровня моря, т. е. о начале регрессии.

Разрез у села Чухонастовка. Данный разрез изучался ранее коллегами из Саратовского государственного университета имени Н.Г. Чернышевского [Первушов и др., 2019].

Для исследования особенностей распределения химических элементов и оксидов в турон-коньякских карбонатных породах разреза в с. Чухонастовка были использованы данные об их содержании в 8 образцах.

CaO имеет отрицательный коэффициент корреляции почти со всеми оксидами кроме P_2O_5 (0,71) и MnO (0,83). SiO_2 с Al_2O_3 имеют высокие значения корреляции друг с другом (0,95), а также с TiO_2 (0,97 с SiO_2 и 0,91 Al_2O_3) и Fe_2O_3 (0,99 с SiO_2 и 0,95 Al_2O_3) и характеризуют объем вклада терригенной фракции в формирование пород. Также с этими оксидами высокие коэффициенты корреляции имеют SrO и ZrO_2. Между остальными оксидами в разрезе корреляционные связи не устанавливаются. Образец 1.11 выделяется на фоне остальных меньшими значениями содержания оксидов, имеющих связь с терригенно-глинистыми материалами (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, K_2O), и повышенными значениями содержания элементов, приуроченных к образованию карбонатных пород (CaO).

Минералого-геохимические особенности образцов демонстрируют ярко выраженный карбонатный состав с преобладанием кальцита (CaO 55,38–63,48 %) (табл. 2, рис. 5). Низкие содержания SiO_2 (0,57–6,62 %) и Al_2O_3 (0,13–1,8 %) указывают на минимальное количество терригенных примесей. Особого внимания заслуживает образец 1.11 с аномально высокими содержаниями SiO_2 (6,62 %) и Al_2O_3 (1,8 %), что может свидетельствовать либо о привносе обломочного материала, либо о наличии биогенного кремнезема. Содержания минорных элементов (Fe_2O_3 0,24–0,91 %, MgO 0,12–0,52 %) соответствуют типичным морским карбонатным осадкам. Условия осадконакопления реконструируются как мелководный морской бассейн с окислительной средой, о чем свидетельствуют высокие содержания CaO (>55 %), характерные для чистых известняков, высокие значения отношения Fe/Mn (7,69–28,44), присутствие Fe^{3+} при отсутствии сульфидов, низкое содержание органического вещества (ППП 31,19–43,13 %). Основная часть осадков формировалась в карбонатной среде, что подтверждается высоким содержанием кальцита — от 89,52 % до 98,12 % в большинстве образцов. Такие значения характерны для морских или лагунных обстановок, где преобладает химическое или биогенное осаждение карбонатов. Однако в некоторых образцах (например, 1,11 и 1,5) наблюдается повышенное содержание кварца (Q — до 4,11 %) и хлорита (Chl — до 2,75 %), что указывает на примесь терригенного материала. Это может быть связано с периодическим поступлением обломочных частиц с континента или размывом близлежащих пород. Особый интерес представляет образец 1.7, в котором зафиксированы отрицательные значения для плагиоклазов (Ab, An, Pl), что может быть свидетельствовать о некорректных результатах анализа. Присутствие иллита (Ill), хлорита (Chl) и их ассоциаций (например, Ill+Kn — до 3,16 %) в ряде образцов может указывать на влияние гидротермальных процессов или постседиментационные преобразования. Это согласуется с наличием

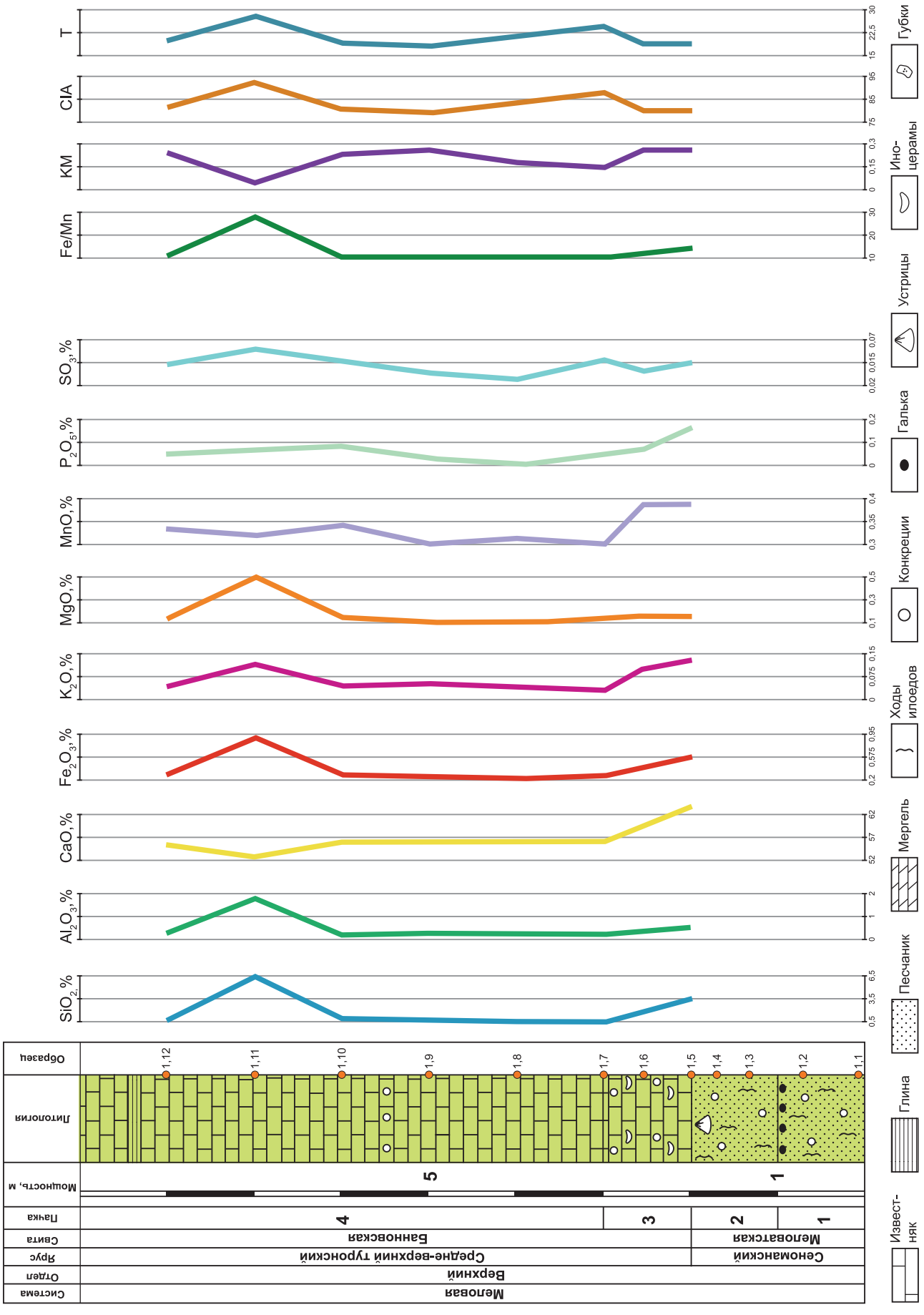


Рис. 5. Сводная литологическая колонка с вынесенными содержаниями основных оксидов разреза с.Чухонастовка

Таблица 3

Матрица корреляции химических элементов и оксидов элементов для турон- коньякских отложений разреза с. Нижняя Банновка

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	MgO	MnO	P_2O_5	SO_3	Cl	SrO	ZnO	ZrO_2	Rb_2O
SiO_2	1															
TiO_2	0,6	1														
Al_2O_3	0,77	0,87	1													
CaO	*–0,84*	*–0,75*	*–0,95*	1												
Fe_2O_3	0,72	0,93	0,98	–0,9	1											
K_2O	0,68	0,88	0,96	–0,86	0,98	1										
Na_2O	0,63	0,4	0,58	–0,76	0,48	0,381	1									
MgO	0,82	0,82	0,96	–0,97	0,92	0,85	0,76	1								
MnO	*–0,79*	*–0,52*	*–0,79*	0,88	*0,7*	*–0,63*	–0,81	–0,86	1							
P_2O_5	*–0,32*	*0,08*	*0,16*	*0,2*	*0,07*	*–0,12*	*0,21*	*–0,19*	0,35	1						
SO_3	0,52	0,53	0,77	*–0,79*	0,7	0,67	0,72	0,76	*–0,7*	*–0,21*	1					
Cl	*0,06*	*0,03*	*–0,09*	*0,08*	*–0,03*	*0,03*	*–0,32*	*–0,15*	0,35	0,34	*–0,26*	1				
SrO	0,33	0,52	0,68	*–0,6*	0,63	0,67	0,4	0,65	*0,41*	*–0,48*	0,6	*–0,28*	1			
ZnO	*0,24*	0,58	0,43	*–0,36*	0,5	0,5	*0,08*	0,41	*–0,29*	*0*	*–0,09*	*0,03*	*0,19*	1		
ZrO_2	*–0,02*	0,52	*0,1*	*0*	*0,24*	*0,19*	*–0,09*	*0,06*	*0,17*	0,35	*–0,1*	0,38	*–0,15*	0,39	1	
Rb_2O	0,67	0,9	0,91	*–0,84*	0,94	0,95	0,39	0,8	*–0,56*	*0,02*	0,61	*0,18*	0,54	0,51	0,37	1

Примечания. Красный цвет — максимальная положительная корреляция, синий с курсивными цифрами — максимальная отрицательная корреляция, белый — отсутствие корреляции.

небольших количеств пелитоморфных минералов (Pel, PelFsp — 0,45–3,87 %), которые часто формируются в условиях переменного окислительно-восстановительного режима, возможно, связанного с флуктуациями уровня кислорода в воде.

Результаты расчета нормативного минерального состава позволяют также уточнить границы ранее выделенных слоев по выделенным пикам — они будут совпадать с ранее установленными границами по результатам расчета кларковых значений. Предполагаемую границу можно провести на уровне образца 1.7 (рис. 6).

Таким образом, отложения разреза возле с. Чухонастовка относятся к карбонатному типу осадконакопления. Условия осадконакопления реконструируются как мелководный морской бассейн с окислительной средой. Практическое отсутствия терригенной примеси говорит о том, что накопление отложений происходило на достаточно удаленном расстоянии от источника сноса. Источник сноса был единственным и оставался неизменным на протяжении всего формирования разреза. Средне-верхнетуронское время характеризуется максимумом трансгрессии, о чем говорят стабильные повышенные концентрации карбонатных минералов по всему разрезу.

Разрез у села Нижняя Банновка. Разрез верхнего мела в районе села Нижняя Банновка Саратовской области считается классическим и изучается со времен И.Ф. Синцова и А.П. Павлова. Послойные описания приводились в разное время Н.В. Милановским [1940], А.Е. Глазуновой [1972], Е.М. Первушовым, М.С. Архангельским и А.В. Ивановым [1999] и др.

Специально турон-коньякский интервал анализировался с позиций биостратиграфии, палеоэкологии, ритмостратиграфии, вариаций мощностей [Габдуллин, Иванов, 2002; Габдуллин и др., 2010; Харитонов и др., 2001], а также био- и магнитостратиграфии [Pervushev, et al., 2023].

Для исследования особенностей распределения химических элементов и оксидов в турон-коньякских карбонатных породах разреза в с. Нижняя Банновка были использованы данные об их содержании в 12 образцах.

CaO имеет отрицательный коэффициент корреляции почти со всеми оксидами, кроме MnO (0,83), с которым он имеет высокий коэффициент корреляции. Al_2O_3 имеет высокие значения корреляции с TiO_2 (0,87), Fe_2O_3 (0,87) а также с K_2O (0.96). Эти оксиды также имеют высокие коэффициенты корреляции друг с другом, что подчеркивает роль терригенной фракции в формирование пород. Между остальными оксидами в разрезе корреляционные связи не устанавливаются. Основная масса проб характеризуется высоким содержанием CaO (51,58–55,53 %) (табл. 3, рис. 7), что указывает на карбонатный состав, типичный для известняков или мергелей. При этом в пробах 10.27, 10.29 и 10.31 наблюдается повышенное содержание SiO_2 (до 29,34 %) и Al_2O_3 (до 4,26 %), что может свидетель-

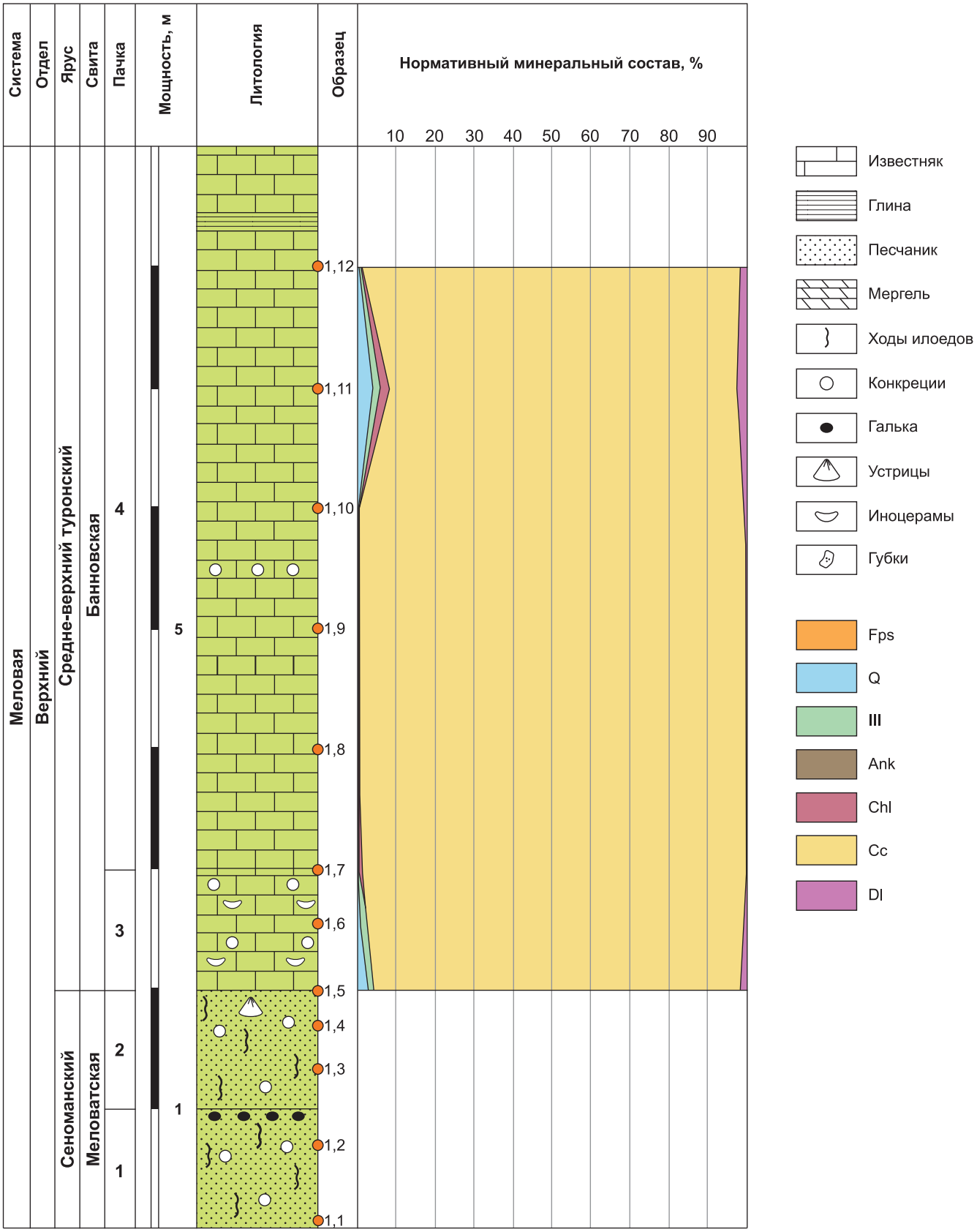


Рис. 6. Сводная литологическая колонка и нормативный минеральный состав по расчетам программы MINLITH разреза с.Чухонастовка: Q — кварц, минералы кремнезема, Ill — иллит, Ch — хлорит, Cc — кальцит, Dl — доломит, Fsp — полевые шпаты (плагиоклаз+ортоклаз), Ank — анкерит

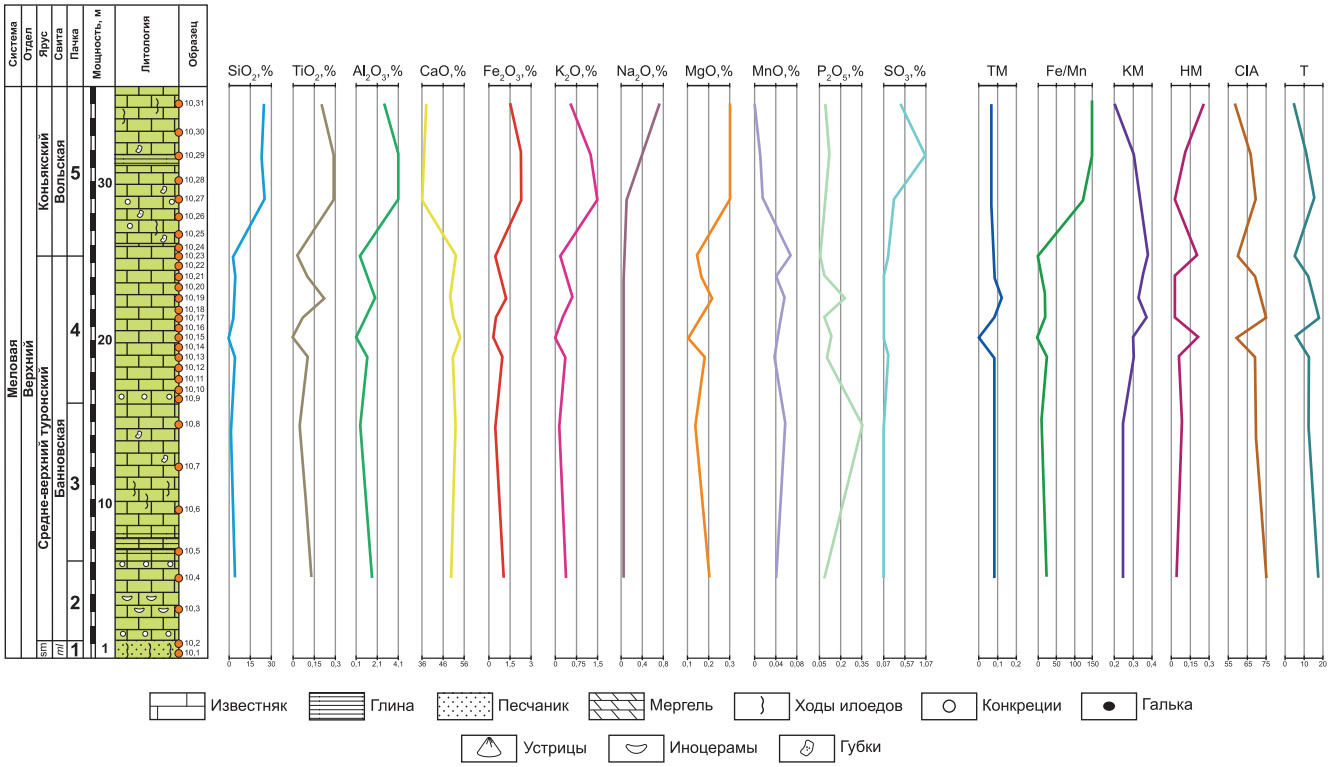


Рис. 7. Сводная литологическая колонка с вынесенными содержаниями основных оксидов разреза с.Нижняя Банновка

ствовать о наличии кремнистого материала или глинистой примеси. Низкие значения K_2O и Na_2O (за исключением пробы 10.31, где Na_2O достигает 0,736 %) подтверждают преобладание карбонатного материала с минимальным вкладом терригенных компонентов. Расчетные модули также поддерживают эту интерпретацию. Титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3) имеет низкие значения (до 0,8), что характерно для карбонатных пород с незначительной терригенной примесью. Высокие значения Fe/Mn (от 9 до 138) указывают на окислительные условия осадконакопления. Калиевый и натриевый модули демонстрируют низкие значения, за исключением пробы 10.31, где повышенный натриевый модуль может быть связан с повышением солености морских вод. Индекс химического выветривания (CIA) варьируется от 24,83 до 42,84, что отражает слабую степень выветрелости и соответствует аридным или семиаридным условиям.

По нормативному минеральному составу можно сделать следующие выводы о минеральном составе пород и условиях их формирования (рис. 8). Основу исследуемых образцов составляют карбонатные минералы, преимущественно кальцит (57,76–97,5 %), с подчиненным содержанием доломита (0,71–2,97 %) и анкерита (0,34–4,96 %). Такое минералогическое соотношение характерно для известняков и мергелей, формирующихся в морских условиях.

Особенности минерального состава позволяют реконструировать палеосреду осадконакопления. Высокое содержание карбонатов (особенно в пробах 10.15, 10.23 и 10.8, где содержание кальцита превышает 95 %) свидетельствует о формировании отложений в спокойных условиях карбонатной платформы или лагунных обстановках. Присутствие кварца в количестве до 20,88 % (пробы 10.27–10.31) указывает на периодическое поступление терригенного материала, возможно, связанное с речным стоком или усилением волновой активности.

Анализ глинистых минералов показывает преобладание иллита (0,2–10,21 %) при практически полном отсутствии монтмориллонита, что характерно для стабильных морских условий. Локальное появление хлорита в пробах 10.8 и 10.4 (1,36 % и 2,22 % соответственно) может свидетельствовать о широком развитии процессов выветривания.

Минералы терригенного генезиса характеризуются плавным увеличением концентрации вверх по разрезу. Максимум их содержания приходится на образец 10.27. Отмечается уменьшении концентрации карбонатов вверх по разрезу. Результаты расчета нормативного минерального состава позволяют также уточнить границы ранее выделенных слоев по выделенным карбонатным пикам — они будут совпадать с ранее выделенными границами по результатам расчета кларковых значений. Предполагаемую границу можно провести на уровне образца 10.23.

Таким образом, комплексный анализ минерального состава позволяет сделать вывод о формировании данных отложений в условиях мелководного морского бассейна с преобладанием карбонатного седиментогенеза, периодически осложняемого поступлением терригенного материала. Стабильные условия осадконакопления, характерные для карбонатных платформ, временно нарушались локальными эпизодическим увеличением количества

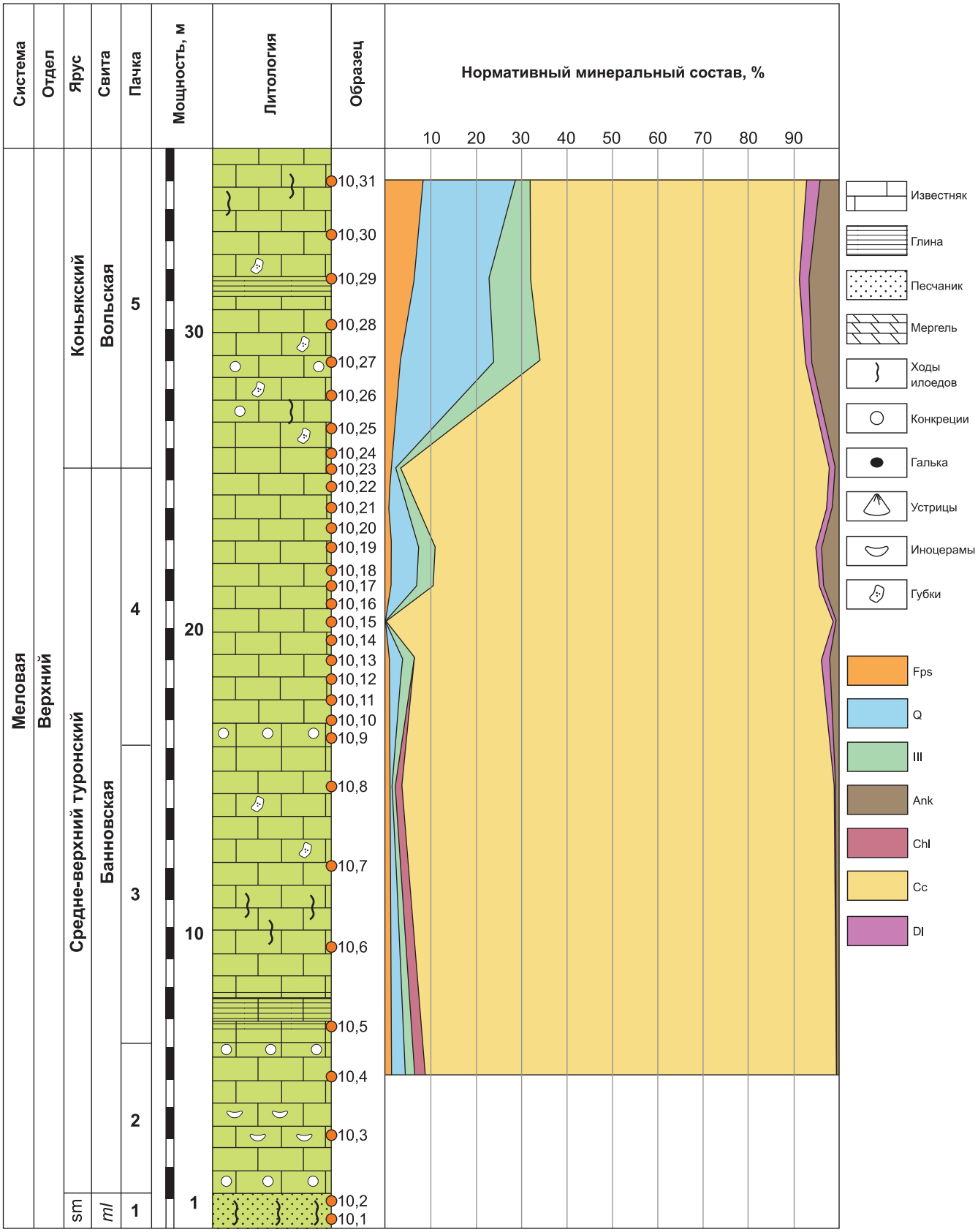


Рис. 8. Сводная литологическая колонка и нормативный минеральный состав по расчетам программы MINLITH разреза с.Нижняя Банновка: Q — кварц, минералы кремнезема, Ill — иллит, Ch — хлорит, Cc — кальцит, Dl — доломит, Fsp — полевые шпаты (плагиоклаз+ортоклаз), Ank — анкерит

кластического материала. Отложения разреза с. Нижняя Банновка накапливались ближе к источнику сноса обломочного материала относительно других рассматриваемых разрезов, о чем говорит увеличенные концентрации терригенной примеси. В среднетуронское время наблюдается повышение уровня моря, а затем в позднем туроне можно выделить его колебания более мелкого ранга, отражающиеся в локальном увеличении содержания глинистой фракции в отложениях. Коньякское время характеризуется началом регрессивного этапа в осадконакоплении.

Заключение. Осадки разрезов сел Михайловка и Чухонастовка формировались в мелководном морском бассейне с окислительными условиями с карбонатным типом осадконакопления, незначительным поступлением терригенного материала и умеренно-аридным климатом. Преобладание карбонатного материала (известняки) с минимальными глинистыми примесями указывает на стабильные условия осадконакопления. Из-за небольшого количества терригенной примеси можно говорить о том, что накопление отложений происходило на достаточно удаленном расстоянии от источника сноса, который был единственным и оставался неизменным на протяжении всего времени накопления осадков. Максимум трансгрессии наблюдается в позднетуронское время. Уменьшение содержания карбонатных минералов с одновременным увеличением доли терригенных минералов вверх по разрезу может говорить о снижении уровня моря и о начале регрессии в коньякское время.

В отличие от осадков разреза в с. Михайловка и Чухонастовка осадки у разреза с. Нижняя Банновка накапливались ближе к источнику сноса, о чем говорит увеличение содержания терригенной примеси. В среднетуронское время наблюдается подъем уровня моря, затем в позднетуронское время можно выделить флуктуации уровня моря более низкого ранга, отражающиеся в локальном увеличении доли глинистой фракции в разрезах. Частичный размыв и смыв осадков происходил в подводных условиях. В карбонатных осадках повышалась концентрация нерастворимого остатка. Не исключен эоловый привнос некоторых его компонентов. Ритмичность отложений в разрезе может быть тесно связана с глобальными флуктуациями инсоляции, определяющими тепловое состояние земной поверхности, возможно по типу циклов Миланковича [Найдин, Копаевич, 1988; Габдуллин, Иванов, 2002; Яковишина и др., 2022а]. В коньякское время отмечается начало регрессивного этапа.

Отмечена закономерность, что в слоях, содержащие скелетные остатки макрофауны, в том числе и относительно мелководных — устриц и губок, или иноцерамов, отмечается увеличение терригенной составляющей, в том числе кварца, иллита и полевых шпатов. Для них характерны высокие значения отношения Fe/Mn (23–162), указывающие на формирование в условиях достаточного доступа кислорода, что характерно для мелководных морских бассейнов или зон с активной циркуляцией вод, а также значения индекса CIA в диапазоне 58–76, что соответствует слабой степени химического преобразования исходного материала, что типично для аридных или умеренно-влажных климатических условий. Значения ТМ составляют 0,09–0,18.

Прослои, лишенные макрофауны предположительно, формировались в более глубоководных условиях, что подтверждается низкими значениями отношения Fe/Mn (5–20), указывающие на формирование в условиях ограниченного доступа кислорода, а также значения индекса CIA в диапазоне 78–94, что соответствует умеренной степени химического преобразования исходного материала, что типично для гумидных климатических условий. Значения ТМ составляют 0,05–0,09.

Показательность верхнемелового разреза, выраженность ритмостратиграфических и литостратиграфических особенностей, насыщенность ископаемыми остатками позволяют позиционировать район села Нижняя Банновка как научно-образовательный полигон для проведения полевых учебных практик [Яшков и др., 2014] и проведения научно-просветительских мероприятий экспедиции «Флотилия плавучих университетов» [Иванов и др., 2021].

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность проекту «Флотилия плавучих университетов» за предоставленные материалы, которые легли в основу данного исследования. Особая признательность направлена Пермскому государственному национальному исследовательскому университету за проведение рентгенофлуоресцентного анализа и предоставленные результаты. Также благодарим С.И. Меренкову за ценные консультации и помощь в интерпретации данных результатов, что значительно способствовало успешному завершению работы.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-27-00139.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Ритмичность карбонатных толщ. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2002. 52 с.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Шешнев А.С. Микрорельеф дна — причина изменчивости мощности турон-коньякской карбонатной толщи на участке Меловое — Нижняя Банновка (Саратовская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 2. С. 20–27.

Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972. 202 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист M-38 — Волгоград. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 399 с.

Енгалычев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2011. № 5. С. 16–29.

Иванов А.В., Габдуллин Р.Р., Сенников А.Г. и др. Палеоэкологические и палеогеографические реконструкции условий формирования позднемеловых осадков Ульяновско-Саратовского прогиба, содержащих ядра нор червей-полихет // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 2. С. 33–50.

Иванов А.В., Яшков И.А., Захаров Е.Е. Экспедиции по Поволжью и Прикаспию. Этюды половины тысячелетия. От первых путешественников до «Флотилии плавучих университетов». М.: Русскій Міръ, 2021. 264 с. (Труды Флотилии плавучих университетов. Т. 1).

Копаевич Л.Ф., Бордунов С.И., Яковишина Е.В. и др. Туронский и коньякский ярусы на территории Восточного Перитетиса — биостратиграфия и палеогеография // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 72–81.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.; Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1940. 308 с.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф. Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М.: Изд-во МГУ, 1988. 141 с.

Олферьев А.Г., Алексеев А.В. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: Палеонтологический институт РАН, 2005. 104 с.

Первушов Е.М., Архангельский М.С., Иванов А.В. Каталог местонахождений остатков морских рептилий в юрских и меловых отложениях Нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1999. 230 с.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А. и др. Туронские-коньякские отложения юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 10–27.

Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов: (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Харитонов В.М., Сельцер В.Б., Иванов А.В. К вопросу о расчленении турон-коньякских отложений в классическом разрезе «Нижняя Банновка» (Саратовское Поволжье) // Тр. НИИ Геологии Сарат. ун-та. Новая серия. Т. 8. Саратов: Научная книга, 2001. С. 21–28.

Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф. и др. Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений северо-западного Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022а. Т. 30, № 3. С. 41–61.

Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф. и др. О границе туронского и коньякского ярусов Северо-Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022б. № 4. С. 34–42.

Яшков И.А., Виноградова Т.Н., Иванов А.В. Банновский научно-образовательный полигон СГТУ имени Ю.А. Гагарина: полевая практика студентов направления «Землеустройство и кадастры»: Учеб. пособие. Саратов: Изд-во Сарат. гос. техн. ун-та, 2014. 60 с.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299, N 5885. P. 715–717.

Neuhuber S., Wagreich M., Wendler I., Spoetl C. Turonian oceanic red beds in the eastern Alps: Concepts for palaeoceanographic changes in the Mediterranean Tethys // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2007. Vol. 251, N 2. P. 222–238.

O'Neil J.R., Adami L.H., Epstein S. Revised value for the 18O fractionation between CO_2 and H_2O at 25 °C // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1975. Vol. 3. P. 623–624.

Pervushov E.M., Ryabov I.P., Guzhikov A.Yu., et al. Bio-magnetostratigraphy of the Turonian–Coniacian deposits of the Lower Bannovka section, South-East of the Russian Plate // Stratigraphy and geological correlation. 2023. Vol. 31, Suppl. 1. P. 52–85.

Smith A.G., Briden J.C. Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge: Cambridge University Press, 1977.

Yang J., Cawood P.A., Du Y., et al. Global continental weathering trends across the Early Permian glacial to postglacial transition: correlating highand low-paleolatitude sedimentary records // Geology. 2014. Vol. 42, N 10. P. 835–838.

Статья поступила в редакцию 25.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 564.53:551.763.12(477.75)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-31-36

НАХОДКИ РЕДКИХ АММОНИТОВ ИЗ ВАЛАНЖИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ВЕРХОРЕЧЬЕ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Евгений Юрьевич Барабошкин✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EJBaraboshkin@mail.ru✉, https://orcid.org/0000-0003-4373-1543

Аннотация. В опорном разрезе нижнего мела в окрестностях села Верхоречье (Бахчисарайский район, Республика Крым) сделаны находки редких аммонитов: верхневаланжинского *Himantoceras lessinianum* Faraoni et al. и валанжин-нижнеготеривского *Olcostephanus densicostatus* (Wegner). Эти находки уточняют сведения о таксономии, географическом распространении аммонитов и подтверждают существование тесной связи крымского палеобассейна с палеобассейнами Западного Средиземноморья.

***Ключевые слова*:** аммонит, *Himantoceras lessinianum, Olcostephanus densicostatus*, валанжин, биостратиграфия, Юго-Западный Крым

***Для цитирования*:** *Барабошкин Е.Ю.* Находки редких аммонитов из валанжинских отложений разреза Верхоречье (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 31–36.

FINDS OF RARE AMMONITES FROM THE VALANGINIAN DEPOSITS OF THE VERKHORECHIE SECTION (SOUTHWESTERN CRIMEA)

Evgeniy Yu. Baraboshkin✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EJBaraboshkin@mail.ru✉, https://orcid.org/0000-0003-4373-1543

Abstract. In the Lower Cretaceous reference section in the vicinity of the village of Verkhorechye (Bakhchisaray district, Republic of Crimea), rare ammonites were found: upper Valanginian *Himantoceras lessinianum* Faraoni et al. and Valanginian-lower Hauterivian *Olcostephanus densicostatus* (Wegner). These findings clarify information about the taxonomy and geographic distribution of ammonites and confirm the existence of a close connection between the Crimean paleobasin and the Western Mediterranean paleobasins.

Keywords: ammonite, *Himantoceras lessinianum, Olcostephanus densicostatus*, Valanginian, biostratigraphy, Southwestern Crimea

***For citation*:** Baraboshkin E.Yu. Finds of rare ammonites from the Valanginian deposits of the Verkhorechie section (Southwestern Crimea). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 31–36. (In Russ.).

Введение. Разрез в окрестностях с. Верхоречье на р. Кача является опорным разрезом нижнемеловых отложений Юго-Западного Крыма. Он посещался многими поколениями геологов и достаточно хорошо изучен (см. ссылки в [Baraboshkin, et al., 2024]). На горе Резанная, расположенной на северной окраине села, экспонирована нижняя часть нижнемеловой последовательности, охватывающая интервал от основания валанжина до нижнеготеривской зоны Crioceratites loryi, известковые песчаники которой слагают вершину горы [Барабошкин, 1997а; Барабошкин, Янин, 1997; Baraboshkin, et al., 2024]. В данном разрезе было найдено достаточно много аммонитов [Каракаш, 1907; Барабошкин, Михайлова, 1994; Baraboshkin, Mikhailova, 2000], что дало основание для разработки [Барабошкин, 1997б], а позже уточнения [Baraboshkin, et al., 2024] аммонитовой зональной последовательности, близкой к зональному стандарту Западного Средиземноморья [Reboulet, et al., 2018; Szives, et al., 2024]. Часть установленных аммонитовых зон базируется на единичных находках, поэтому любые дополнительные сборы аммонитов, особенно зональных форм, имеют важное значение для подтверждения достоверности этой схемы.

В процессе проведения учебной геологической практики студентами МГУ в нижней части горы и в осыпи были сделаны уникальные находки аммонитов, включая ранее неизвестных в Крыму: *Himantoceras lessinianum* Faraoni et al. и *Olcostephanus densicostatus* (Wegner).

Первый аммонит характерен для подзоны Olcostephanus nicklesi зоны Neocomites (Teschenites) pachydicranus верхнего валанжина в ранних версиях западно-средиземноморской шкалы [Hoedemaeker, et al., 1995]. Позже место зоны Neocomites (Teschenites) pachydicranus заняла зона Neocomites peregrinus, но подзона Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi по-прежнему сохранилась в схеме [Reboulet, et al., 2018; Szives, et al., 2024]. В крымских разрезах встречен *Teschenites* aff. *pachydicranus* [Baraboshkin, et al., 2024], определенный только в открытой номенклатуре, а *O. nicklesi* пока не найден, поэтому данный интервал выделялся в ранге зоны Himan-

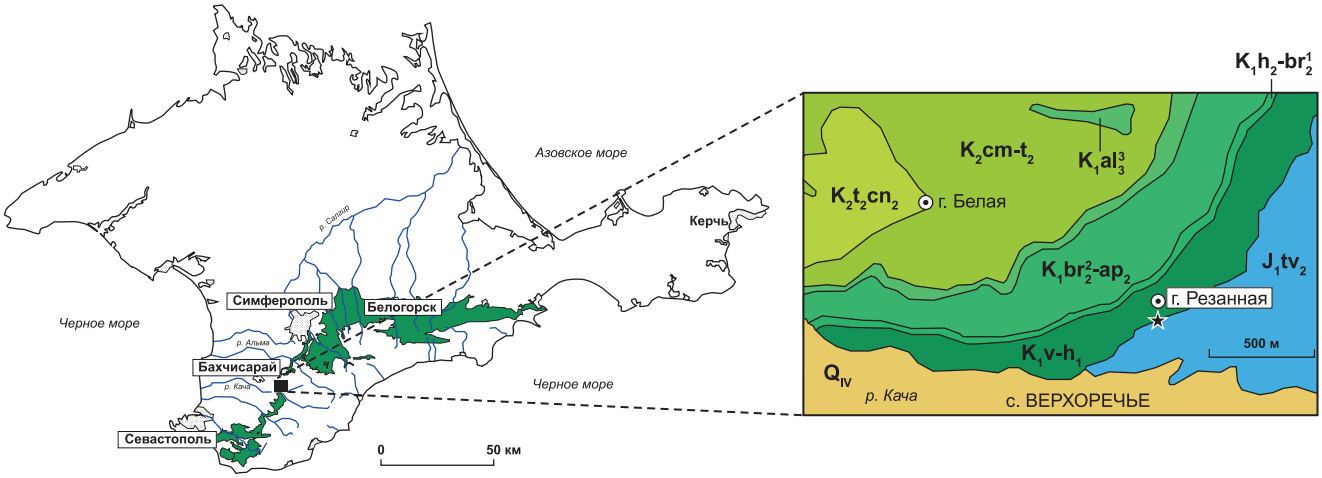


Рис. 1. Положение района находки аммонитов (звездочка)

toceras trinodosum, обоснованной единственным аммонитом *Himantoceras* cf. *lessinianum* Faraoni et al. [Барабошкин, Михайлова, 1994; Baraboshkin, Mikhailova, 2000]. Находка *Himantoceras lessinianum* гораздо лучшей сохранности, происходящая из того же самого интервала, подтверждает достоверность выделения уровня с *Himantoceras*.

Вид *Olcostephanus densicostatus* является формой, широко распространенной в разрезах Западного Средиземноморья в значительном стратиграфическом интервале [Reboulet, 1996]. В крымских (и вообще российских) разрезах он встречен впервые, но, к сожалению, в осыпи. Поэтому эта находка дополняет характеристику нижнемеловых аммонитовых комплексов Крыма и расширяет представления об их географическом распространении.

Палеонтологическое описание. Таксономическое положение найденных аммонитов принято в соответствии с работами [Klein, et al., 2007; Klein, 2005], но с небольшими изменениями. При описании использованы стандартные терминология и замеры раковин, приведенные в [Атлас…, 1997]. Образцы хранятся в Музее Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова (МЗ МГУ), коллекция № 163, и в Музее Крымского учебно-научного центра имени проф. А.А. Богданова, экз.V-91.

Отряд Ammonitida Haeckel, 1866
Подотряд Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Надсемейство Ancyloceratoidea Gill, 1871
Семейство Crioceratitidae Gill, 1871
Род *Himantoceras* Thieuloy, 1965
Himantoceras lessinianum Faraoni, Flore, Marini, Pallini, Pezzoni, 1997
Рис. 2 А–Г
1997 *Himantoceras lessinianum:* Faraoni, et al., p. 79, pl. 9, fig. 11, 12, pl. 10, fig. 1, 2, 3, 4, 5
2000 *Himantoceras* cf. *lessinianum*: Baraboshkin, Mikhailova, p. 93, pl. 4, fig. 6
2007 *Himantoceras lessinianum:* Klein, et al., p. 32 (с синонимикой)
2024 *Himantoceras* cf. *lessinianum*: Baraboshkin, et al., p. 568, fig. 23j, k.

Голотип — экземпляр GA063, Музей окаменелостей Лессинии (Museo dei Fossili della Lessinia) [Faraoni, et al., 1997 p. 79, Pl. 10, figs 1, 2, 4]. Верхний валанжин, зона N. (T.) pachydicranus, горизонт O. nicklesi, Майга Гаспарине, разрез А, слой 17, горы Лессини, Северная Италия.

Описание. Имеющийся в нашем распоряжении образец представлен фрагментом внутреннего ядра относительно хорошей сохранности, включающего часть фрагмокона и почти полную жилую камеру. Раковина средних размеров (Д = 109,0 мм), гетероморфная. На ранних стадиях она представляет собой криокон с несомкнутыми оборотами спирали, на поздних — сильно развернутую спираль (циртокон). Сечение оборотов овальное, сжатое с боков (В = 21,0 мм, Ш = 16,0 мм), в устьевой части округло-трапециевидное.

Скульптура представлена сериями (6–7) тонких одиночных или двураздельных ребер, разделенных толстыми ребрами, несущими три бугорка. Наиболее рельефные бугорки расположены чуть выше середины оборота и на вентральном перегибе; на дорзальном перегибе присутствует бугорок поменьше. На жилой камере бугорки сглаживаются, хотя само ребро остается толстым. От толстого ребра может ответвляться тонкое, образующее либо простое ребро, изогнутое назад (ветвление происходит позади толстого ребра на дорзальном перегибе), либо образующее петлю, замыкающуюся на крайних бугорках и отходящую вперед или назад от толстого ребра.

Тонкие ребра немного наклонены вперед на ранних оборотах, а на поздних оборотах и жилой камере в средней части боков выгнуты вперед. Эти ребра слабо утолщаются на уровне бугорков толстых ребер, причем наиболее сильно — на вентральном перегибе, но крупных бугорков не образуется. Ребра редко и не регулярно ветвятся на дорзальном перегибе, либо образуют петлю, аналогично толстым ребрам, замыкание которой происходит в районе дорзального или вентрального перегиба.

На фрагмоконе ребра прерываются на вентральной стороне, хотя толстые ребра остаются немного

возвышенными; на жилой камере все ребра пересекают вентральную сторону. Всего на образце (примерно 3/4 оборота) насчитывается 7 толстых ребер, 39 тонких ребер на дорзальной стороне и 47 — на вентральной.

На жилой камере в средней части дорзальной стороны на ядре присутствует неглубокая борозда. В области устья раковина резко расширяется в районе дорзального перегиба, ребристость практически исчезает. Край устья не сохранился. Лопастная линия также практически не сохранилась.

Сравнение. Данный образец наиболее близок к серии образцов *Himantoceras lessinianum*, изображенных в работе [Faraoni, et al., 1997], но имеет гораздо лучшую сохранность. В то же время от голотипа вида наш образец отличается более резко выраженными бугорками толстых ребер на фрагмоконе и в начале жилой камеры, что сближает его с типовым видом рода *Himantoceras trinodosum* Thieuloy. От последнего наш образец отличается исчезновением бугорков на толстых ребрах жилой камеры, наличием бугорковидных утолщений на тонких ребрах и отсутствием двураздельных тонких ребер с высокой точкой ветвления. Петлевидные ребра, хотя и не приводятся в описаниях упомянутых видов, но, судя по фотографиям, они изредка встречаются у обоих.

Замечания. Вслед за [Klein, 2007], автор настоящей статьи относит к данному виду экземпляр *Himantoceras trinodosum*, изображенный в работе [Reboulet, 1996, pl. 25, fig. 8] с заметными бугорками на тонких ребрах. В то же время надо отметить, что бугорки или бугорковидные утолщения изредка присутствуют на формах, определенных как *Himantoceras trinodosum* (например, в работе [Vašiček, 2005]). Поэтому в ряде случаев признаки, позволяющие различить виды *H. lessinianum* и *H. trinodosum*, становятся несколько расплывчатыми. Тем не менее, автор разделяет мнение Я. Кляйна [Klein, et al., 2007] о самостоятельности вида *H. lessinianum*.

Надо отметить, что данная находка является наиболее полной и хорошо сохранившейся из всех известных, и ее описание дополняет существующие представления о виде *H. lessinianum*.

Распространение. Верхний валанжин, зона Himantoceras trinodosum (и ее аналоги) южной Франции, Италии, Крыма (рис. 3).

Материал. Один экземпляр МЗ МГУ № 163/1. г. Резанная, 8–10 м выше кровли базальных конгломератов, сборы Н.Г. Зверькова, 2012 г.

Подотряд Ammonitina Hyatt, 1889
Надсемейство Perisphinctaceae Steinmann, 1890
Семейство Olcostephanidae Haug, 1910
Подсемейство Olcostephaninae Pavlow, 1892
Род *Olcostephanus* Neumayr, 1875
Olcostephanus densicostatus (Wegner, 1909)
Рис. 2, Д, Е
Astieria Atherstoni var. *densicostata*: Wegner, 1909, p. 82, pl. XVI(I), fig. 3

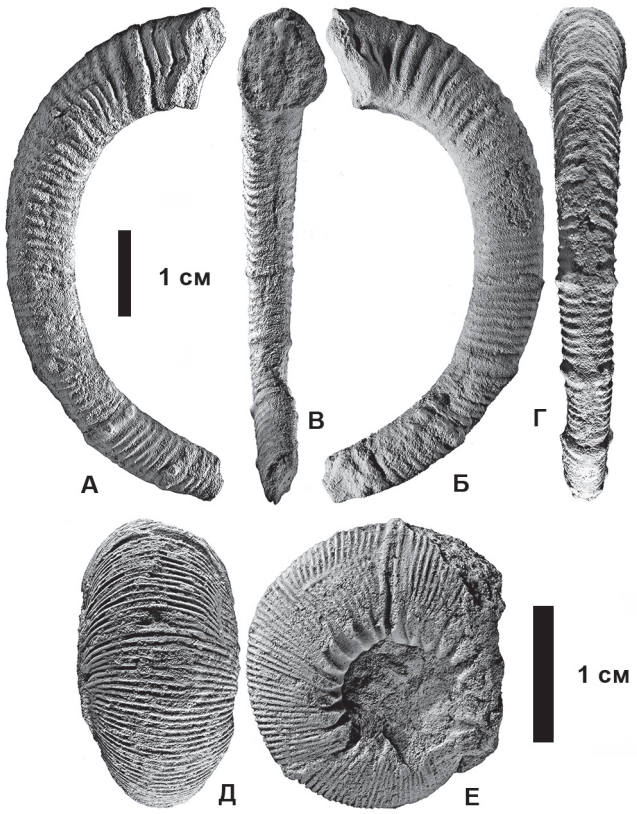


Рис. 2. А-Г: *Himantoceras lessinianum* Faraoni, et al., 1997, экз. МЗ МГУ № 163/1: А, Б — сбоку; В — со стороны устья; Г — с вентральной стороны. Верхний валанжин, зона Himantoceras trinodosum, г. Резанная, 8–10 м выше кровли базальных конгломератов, сборы Н.Г. Зверькова, 2012 г. Д, Е: *Olcostephanus densicostatus* (Wegner, 1909), экз. V-91: Д — с вентральной стороны, Е — сбоку. Музей Крымского учебно-научного центра имени проф. А.А. Богданова. Валанжин — нижний готерив, ЮВ склон г. Резанная, место слияния двух промоин, из осыпи. Сборы Г.А. Кравченко, 10.07.2021. Образцы покрыты хлористым аммонием. Фото Е.Ю. Барабошкина

Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus: Bulot, 1990, p. 94, pl. 12, fig. 5, 6, 7, 8, 9, 10 (с синонимикой)
Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus: Pszczółkowski, Myczyński, 2004, p. 187, fig. 18: 3
Olcostephanus densicostatus: Klein, 2005, p. 84 (с дополнительной синонимикой)
Olcostephanus densicostatus: Lukeneder, 2005, fig.4A-O, pl. 1, fig. O-V
Olcostephanus densicostatus: Lukeneder, Aspmair, 2006, pl. 2, fig. 5
Olcostephanus densicostatus: Lukeneder, 2014, fig. 10: 9–11
? *Olcostephanus densicostatus*: Bajnai, et al., 2017, fig. 5K
Olcostephanus densicostatus: Melliti, et al., 2019, fig. 5A, B
Olcostephanus densicostatus: Vašíček, et al., 2020, p. 802, fig. 3G (с дополнительной синонимикой)
Olcostephanus densicostatus: Főzy, et al., 2022, pl. 40, fig.12

Голотип по монотипии — экземпляр, изображенный Вегнером (Wegner, 1909, S. 31, Taf. 1, Fig. 3), хранящийся под номером ID 267 в коллекции Института

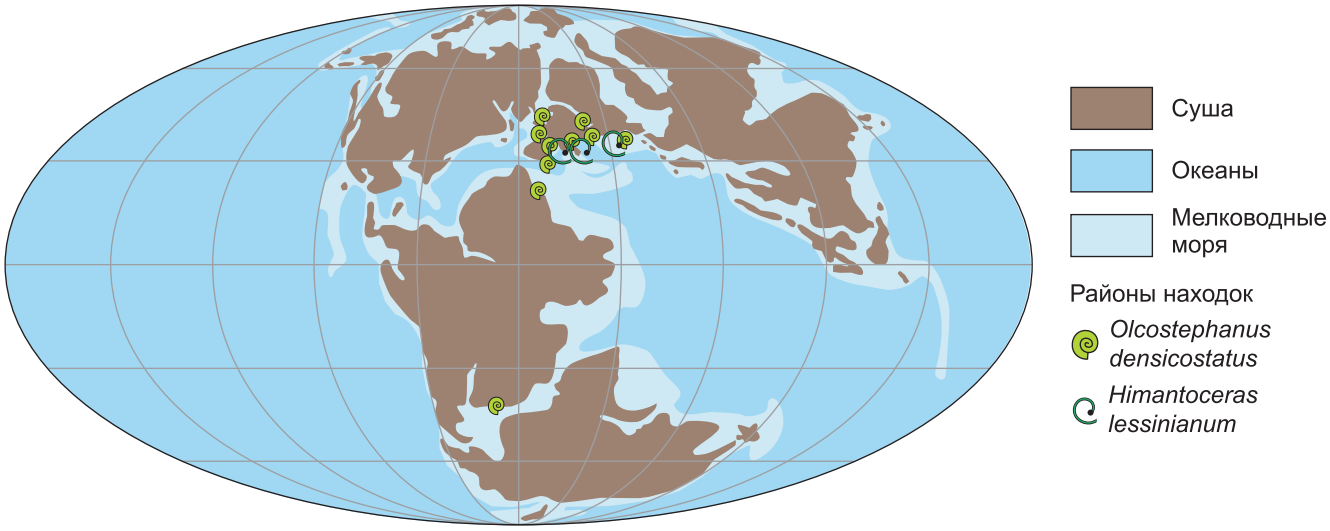


Рис. 3. Схема географического распространения *Himantoceras lessinianum* и *Olcostephanus densicostatus*. Палеотектоническая основа по R. Blakey, с изменениями

Доломье (коллекция G. Guebhard), из валанжина Эскраньоля (Приморские Альпы, Франция).

Описание. Раковина небольшого размера (Д = 44,3 мм), полуэволютная (Ду = 16,0 мм; Д/Ду = 36 %). Жилая камера составляет последний оборот. Поперечное сечение низкое, субовальное; ширина, измеренная между умбиликальными бугорками (Ш = 24,0 мм), несколько больше высоты (В = 20,0 мм). Умбиликальная стенка широкая (6,0 мм), вертикальная.

Скульптура представлена пучками ребер и пережимами. На пол-оборота насчитывается два пережима, перед которыми располагается утолщенное ребро. Между пережимами насчитывается 9 умбиликальных ребер, начинающихся от умбиликального шва и на умбиликальном перегибе образующих уплощенные с боков бугорки, от которых отходит 3–5 прямых вторичных ребер. Всего на половине оборота насчитывается 45 ребер. Редко дополнительное ветвление происходит чуть выше умбиликального перегиба. От ребра, предшествующего пережиму, сзади отходят 4 тонких ветви: три ответвляются на умбиликальном перегибе и одна на слабо выраженном вентральном перегибе. Все ребра пересекают вентральную сторону без понижения.

Лопастная линия не наблюдалась.

На раковине присутствует повреждение (вероятно, след укуса) в виде небольшого валика, идущего параллельно навиванию и слегка искривляющего вторичные ребра.

Изменчивость данного вида подробно рассматривалась в работе [Cooper, 1981] и с точки зрения выраженности морфологических признаков при разном диаметре раковины, наш образец можно отнести к макроконхам.

Сравнение. *O. densicostatus* отличается от близкого *O. balestrai* (Rodighiero) по более широкому умбиликусу и крупным умбиликальным бугоркам. Согласно [Bulot, 1990], от *O. guebhardi* Kilian он отличается наличием раздвоенных вторичных ребер на жилой камере, меньшим изгибом первичных ребер на умбиликальной стенке, обособлением умбиликальных бугорков (в отличие от удлиненных вздутий первичных ребер у *O. guebhardi*) и меньшими размерами.

Замечания. Вид обладает большой изменчивостью как в пределах одного стратиграфического уровня [Cooper, 1981; Lukeneder, 2005], так и в процессе эволюции: у более поздних форм умбиликальные бугорки уменьшаются и становятся более редкими, а первичные ребра — более тонкими и короткими [Bulot, 1990; Reboulet, 1996].

После работы [Klein, 2005], в которой помещен весьма полный список синонимики, в свет вышло еще несколько публикаций с определениями и изображениями данного вида, с которыми можно согласиться (см. список синонимики). Сомнение вызывает только изображение в работе [Bajnai, et al., 2017, fig. 5K], где описываемый экземпляр, по нашему мнению, ближе к *Olcostephanus guebhardi*. Но характеристика поперечного сечения у этой формы не приведена, поэтому ее точную идентификацию провести затруднительно.

Распространение. Верхний валанжин (кровля подзоны nicklesi) — нижний готерив (основание зоны loryi) Швейцарии, Австрии, Франции, Болгарии, Венгрии, Словакии, Англии, Польши, Северной Германии, Туниса, Южной Африки, Крыма (рис. 3).

Материал. Один экземпляр. Внутреннее ядро хранится в Музее Крымского учебно-научного центра имени проф. А.А. Богданова, экз. V-91; отпечаток от того же самого экземпляра хранится в Музее Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, экз. МЗ МГУ № 163/3. ЮВ склон г. Резанная, место слияния двух промоин, из осыпи. Сборы Г.А. Кравченко, 10.07.2021.

Обсуждение. Как указано в начале работы, оба встреченных аммонита представляют собой очень редкие находки для крымских разрезов.

До настоящего времени была опубликована единственная находка небольшого фрагмента *Himantoceras* cf. *lessinianum* [Baraboshkin, Mikhailova 2000; Baraboshkin, et al., 2024]. Новая, более полная, находка подтверждает присутствие данного вида в Крыму. Среди находок зональных видов-индексов этого стратиграфического интервала (*Neocomites pachydicranus, Neocomites peregrinus, Olcostephanus nicklesi* или *Himantoceras trinodosum*) в Крыму был встречен *Varlheideites* [="*Neocomites*"] *peregrinus,* но существенно ниже уровня с *Himantoceras,* в связи с чем была выделена подзона Varlheideites peregrinus [Baraboshkin, et al., 2024]. Вероятно, это аналог зоны Peregrinus средиземноморской шкалы [Szives, et al., 2024]. *Teschenites* aff. *pachydicranus,* определенный в открытой номенклатуре, также был зафиксирован в разрезе г. Резанная [Baraboshkin, et al., 2024], но выше находок *Himantoceras*. Поэтому уровень с находками *Himantoceras* остается уникальным, и в дальнейшем, если не будет встречен сам вид-индекс *H. trinodosum*, для крымских разрезов его нужно будет заменить на зону H. lessinianum.

Вид *Olcostephanus densicostatus* широко распространен в средиземноморских разрезах (рис. 3) и его находка в Крыму на данный момент является самой восточной из всех известных. Надо сказать, что представители рода *Olcostephanus* уже были описаны из валанжинских отложений Крыма [Karakasch, 1902; Каракаш, 1907; Атлас…, 1997], однако они относятся к другим представителям рода. Поэтому можно отметить, что *O. densicostatus* встречен в крымских разрезах, как и в российских, впервые. Его находка уточняет данные о географическом распространении этого вида.

Заключение. В опорном разрезе нижнего мела в окрестностях с. Верхоречье встречены редкие аммониты — верхневаланжинский *Himantoceras lessinianum*, и валанжин-нижнеготеривский *Olcostephanus densicostatus,* находки которых расширяют наши представления об этих видах и их географическом распространении.

Благодарности. Авторы признательны Г.А. Кравченко и Н.Г. Зверькову за предоставление уникальных находок для изучения.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма / Ред. В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.

Баробошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача — Бодрак // Очерки геологии Крыма / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997а. С. 27–53.

Баробошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997б. № 3. С. 22–29.

Баробошкин Е.Ю., Михайлова И.А. К ревизии неокомских аммонитов Крыма: роды *Neohoploceras* Spath и *Luppovella* Nikolov // Палеонт. журн. 1994. № 3. С. 41–54.

Баробошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Корреляция валанжинских отложений Юго-западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997. С. 4–26.

Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб.: М. Меркушев, 1907. 482 с.

Bajnai D., Pálfy J., Martinez M., et al. Multi-proxy record of orbital-scale changes in climate and sedimentation during the Weissert Event in the Valanginian Bersek Marl Formation (Gerecse Mts., Hungary) // Cretaceous Research. 2017. Vol. 75. P. 45–60.

Baraboshkin E.J., Mikhailova I.A. New and poorly known Valanginian ammonites from South-West Crimea // Bul. Institut Royal des Sci. Nat. Belgique. Sci. de la terre. 2000. Vol. 70. P. 89–120.

Baraboshkin E.Yu., Arkadiev V.V., Guzhikov A.Yu., et al. Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Part 1. Introduction and the Lower Cretaceous // Stratigraphy and Geological Correlation. 2024. Vol. 32. No. 5. P. 544–611.

Bulot L.G. Evolution des Olcostephaninae (Ammonita, Cephalopoda) dans le contexte paleo-biogeographique du Crétacé inférieur (Valanginien-Hauterivien) du Sud-Est de la France // Diplome Superieur d'Étude et de Recherche Dijon, 1990. 177 p.

Cooper M.R. Revision of the late Valanginian Cephalopoda from the Sundays River Formation of South Africa, with special reference to the genus *Olcostephanus* // Ann. South African Museum. 1981. Vol. 83. Pt. 7. P. 147–366.

Faraoni P., Flore D., Marini A., et al. Valanginian and early Hauterivian ammonite successions in the Mt Catria group (Central Apennines) and in the Lessini Mts (Southern Alps), Italy // Paleopelagos. 1997. Vol. 7. P. 59–100.

Főzy I., Scherzinger A. Szives O. Late Jurassic–Early Cretaceous (Kimmeridgian–Barremian) ammonites of the Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary) / Ed. by I. Főzy. Fauna, biostratigraphy, facies and paleotectonic evolution of the Late Jurassic–Early Cretaceous formations in the Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). Institute of Geosciences, University of Szeged, GeoLitera Publishing House, 2022. P. 243–360.

Hoedemaeker Ph.J., Cecca F., Avram E., et al. Report on the 3rd international Workshop on the standard Lower Cretaceous ammonite zonation of the Mediterranean region // Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia. 1995. Vol. LI. P. 213–215.

Karakasch N.I. Note sur le Crétacé inférieur de Biassala (Crimée) // Ann. Univer. Grenoble. 1902. T. XIV. P. 411–425.

Klein J. Lower Cretaceous Ammonites I. Perisphinctaceae 1. Himalayitidae, Olcostephanidae, Holcodiscidae, Neocomitidae, Oosterellidae / Ed. by W. Riegraf. Fossilium Catalogus. I: Animalia. Pars 139. Leiden, Backhuys Publishers BV, 2005. 484 p.

Klein J., Busnardo R., Company M., et al. Lower Cretaceous Ammonites III. Bochianitoidea, Protancyloceratoidea, Ancyloceratoidea, Ptychoceratoidea / Ed. by W. Riegraf. Fossilium Catalogus. I: Animalia. Leiden: Backhuys Publishers BV, 2007. VI+381 p.

Lukeneder A. Taphonomy and stratigraphy of Early Cretaceous ammonoid mass occurrences (Late Valanginian; Northern Calcareous Alps, Upper Austria // Austrian J. Earth Sci. 2005. Vol. 98. P. 34–51.

Lukeneder A. Cretaceous ammonites from Upper Austria // Denisia 32, zugleich Kataloge des ober Österreichischen Landesmuseums. Neue Serie. 2014. Vol. 157. S. 59–79.

Lukeneder A., Aspmair Ch. Stratigraphic implications of a new Lower Cretaceous Ammonoid fauna from the Puez area (Valanginian — Aptian, Dolomites, Southern Alps, Italy) // Geol. Alpine. 2006. Vol. 3. S. 55–83.

Melliti S., Reboulet S., Ben Haj Ali N., et al. Ammonoid and foraminiferal biostratigraphy from uppermost Valanginian to lowermost Barremian of the Jebel Boulahouajeb section (northern Tunisia) // Journ. African Earth Sci. 2019. Vol. 151. P. 438–460.

Pszczółkowski A., Myczyński R. Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian–Hauterivian limestones in selected sections of the Branisko Succession, Pieniny Klippen Belt (Poland) // Stud. Geol. Polonica. 2004. Vol. 123. P. 133–197.

Reboulet S. L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin vocontien et de la plate-forme provençale (Sud-Est de la France): relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques // Doc. Lab. Géol. Lyon. 1996. Vol. 137. 371 p.

Reboulet S., Szives O. (Reporters). Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017) // Cretaceous Research. 2018. Vol. 91. P. 100–110.

Szives O., Moreno-Bedmar J.A., Aguirre-Urreta B., et al. Report on the 7th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Warsaw, Poland, 21st August 2022): State of the art on the current Standard Ammonite Zonation of the Western Tethyan Mediterranean Province // Cretaceous Research. 2024. Vol. 153. 105716.

Vašiček Z. The oldest (Late Valanginian) Crioceratitinae (heteromorphic ammonoids) from the Central Western Carpathians (Slovakia) // Geologica Carpathica. 2005. Vol. 56, No. 3. P. 245–254.

*Vašíček Z. Teschenicera*s gen. nov. (Ammonoidea) and the definition of the Valanginian/Hauterivian boundary in Butkov Quarry (Central Western Carpathians, Slovakia) // Acta Geol. Polonica. 2020. Vol. 70, No. 4. P. 569–584.

Wegner R.N. Übersicht der bisher bekannten Astieria-Formen der Ammonitengattung *Holcostephanus* nebst Beschreibung zweier neuer Arten // Neues Jahrb. Mineral., Geol. Paläont. 1909. Bd I. S. 77–92.

Статья поступила в редакцию 20.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 552.311(470.5)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-37-48

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ЧИЛЕКТИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Александр Вениаминович Тевелев[1]✉, Петр Александрович Шестаков[2], Екатерина Алексеевна Володина[3], Александра Андреевна Тихвинская[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@yandex.ru✉, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; petrshestak@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/PetrShestakov/
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/
[4] ООО «Рок Энд Милл», Москва, Россия; borsanya@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/alexbor/

Аннотация. В статье рассматривается строение и история формирования Чилектинского плутона, расположенного в Восточно-Магнитогорской зоне Южного Урала. Массив сложен плутонитами двух комплексов краснинского (тоналитового ряда) и чилектинского (субщелочного ряда). Чилектинский комплекс монцодиоритов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов выделен впервые, его изотопный возраст (380 млн лет) доказан U-Pb методом (LA-ICP-MS) по циркону. Чилектинский плутон формировался в качестве сдвигового магматического дуплекса на попутном изгибе левого сдвига северо-восточного простирания.

Ключевые слова: Восточно-Магнитогорская зона, умереннощелочные гранитоиды, изотопный возраст, сдвиговый магматический дуплекс

Для цитирования: *Тевелев А.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А.* Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 37–48.

NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE CHILEKTA GRANITOID PLUTON (SOUTHERN URALS)

Alexander V. Tevelev[1]✉, Petr A. Shestakov[2], Ekaterina A. Volodina[3], Alexandra A. Tihvinskaya[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; atevelev@yandex.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; petrshestak@yandex.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru
[4] Rock and Mill Ltd., Moscow, Russia; borsanya@yandex.ru

Abstract. This paper reviews the structure and formation history of the Chilektinsky pluton, located in the Eastern Magnitogorsk zone of the Southern Urals. The pluton is composed of plutonites of two complexes, the Krasninsky (tonalite series) and the Chilektinsky (subalkaline series). The Chilekta complex of monzodiorites, granosyenites and moderately alkaline granites was identified for the first time, its isotopic age (380 Ma) was proved by U-Pb dating (LA-ICP-MS) on zircons. The Chilekta pluton was formed as a shear magmatic duplex on the northeast-trending left strike-slip fault.

Keywords: Eastern Magnitogorsk zone, subalkaline granitoids, isotopic age, shear magmatic duplex

For citation: Tevelev A.V., Shestakov P.A., Volodina E.A, Tikhvinskaya A.A. New data on the structure and age of the Chilekta granitoid pluton (Southern Urals). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 37–48. (In Russ.).

Введение. Чилектинский плутонический массив расположен в Оренбургской области Южного Урала, восточнее Ириклинского водохранилища (р. Урал). Массив подробно был изучен при проведении региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [Лисов и др., 2018]. В 1960-х и 1990-х годах в районе массива проводились крупномасштабные (1 : 50 000) геологосъемочные работы. Кроме того, Чилектинский (вариант названия — «Шиликтинский») массив упоминается в работах, посвященных металлогении Восточно-Магнитогорской зоны [Андреев и др., 2018; Минина, Мигачев, 2018; Рыкус, Сначев, 2019]. Вместе с тем Чилектинский массив не может считаться в достаточной степени изученным. Основной целью настоящего исследования является выяснение особенностей строения и возраста массива. В перечень основных задач входило определение взаимоотношений между породами разных фаз внедрения, петрографические, геохимические и изотопные исследования.

С тектонической точки зрения, Чилектинский массив расположен в Восточно-Магнитогорской структурно-фациальной зоне, вблизи границы Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Он считается полихронным, состоящим из пород двух плутонических комплексов [Лисов и др., 2018]: средне-позднедевонского краснинского и раннекаменноугольного куйбасовского. В условиях не очень хорошей обнаженности взаимоотношения между породами разных комплексов и фаз внедрения часто определяются с существенной долей условности. Однако основной проблемой является отсутствие изотопных данных, подтверждающих принятый возраст пород, а, следовательно, отнесение их к тому или иному комплексу. Задача усложняется тем, что вблизи Чилектинского массива описано несколько близких к нему по составу комплексов [Лисов и др., 2018]: раннекаменноугольный петропавловский габбро-диорит-гранитовый, среднедевонский теренсайский диорит-гранодиоритовый, раннекаменноугольный коскульский габбро-монцодиоритовый, а также несколько плутонических комплексов, локализованных в пределах соседней Восточно-Уральской мегазоны.

Геология района исследований. Согласно принятому тектоническому районированию [Пучков, 2000] в пределах восточного склона Южного Урала выделяются несколько основных зон, отделенных от деформированной окраины Восточно-Европейской платформы Главным Уральским разломом (ГУР): Магнитогорская и Восточно-Уральская (ВУМ) мегазоны, разделенные Уйско-Новооренбургской (УНЗ) шовной зоной (рис. 1). Магнитогорская мегазона представляет собой девонскую палеоостровную дугу, в пределах которой в раннем карбоне был сформирован Богдановский палеорифт (Центрально-Магнитогорская зона — ЦМЗ). Он разделяет Магнитогорскую мегазону на Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны. Восточно-Уральскую мегазону чаще считают коллажем разрозненных тектонических блоков, прорванных многочисленными гранитоидными массивами каменноугольного и раннепермского возраста.

Чилектинский массив располагается в Восточно-Магнитогорской зоне, целиком в пределах небольшого тектонического блока размером примерно 10 × 25 км, который имеет вид параллелограмма с длинными сторонами субмеридионального простирания и короткими — северо-восточного (Чилектинский блок). В пределах этого блока вмещающие массив породы целиком представлены базальтоидами третьей подсвиты александринской толщи среднего девона [Лисов и др., 2018]. Сам Чилектинский массив имеет в плане форму большой линзы размером 4 × 14 км, вытянутой меридионально (рис. 2).

Площади Чилектинского плутона соответствует отрицательная аномалия поля силы тяжести и контрастные аномалии магнитного поля.

В состав *краснинского плутонического комплекса* по данным [Лисов и др., 2018] входят габбро, габбродиориты, диориты (первая фаза комплекса); гранодиориты, кварцевые диориты (вторая фаза) и плагиограниты (третья фаза). При этом указано, что непосредственно в пределах Чилектинского плутона отсутствуют габброиды первой фазы краснинского комплекса. Породы второй и третьей фаз внедрения занимают центральную и северную часть массива. По данным [Лисов и др., 2018], возраст этих пород — позднедевонский. Краснинский комплекс прорывает фаунистически охарактеризованную вулканогенно-осадочную урлядинскую толщу среднего–верхнего девона и, в свою очередь, прорван гранитоидами раннекаменноугольного возраста.

Куйбасовский плутонический комплекс, согласно [Лисов и др., 2018], сложен породами двух фаз внедрения. Первая фаза представлена габбро, габбродиоритами, а вторая фаза — гранодиоритами, граносиенитами. В пределах Чилектинского плутона комплекс слагает протяженное в меридиональном направлении тело габбродиоритов в западной его части и крупное тело граносиенитов, занимающее всю юго-восточную часть плутона. Практически все фазы внедрения обоих комплексов сопровождаются дайками первого этапа, имеющими состав, соответствующий составу пород главных фаз. По данным [Лисов и др., 2018], интрузивы куйбасовского комплекса прорывают шумилинскую свиту фамена — раннего турне, а галька граносиенитов находится в конгломератах верхов турнейского яруса. Сами массивы прорываются магматитами мосовского комплекса (серпуховский век). Таким образом, по геологическим данным, возраст куйбасовского комплекса, скорее всего, раннетурнейский.

Методика. ***Полевые исследования***. Чилектинский массив был изучен и опробован при проведении в 2022–2023 гг. работ по гранту РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия_а).

Из пород Чилектинского массива взято 9 проб на разные виды анализов (табл. 1).

Изучение, описание и фотографирование шлифов проводилось с помощью микроскопа Olympus

Таблица 1

Список и координаты точек отбора образцов

Точка, проба	Порода	Широта, с. ш.	Долгота, в. д.
13	Умереннощелочные граниты	51°44′59,60″	59°18′44,30″
14	Монцодиориты	51°45′52,90″	59°16′40,50″
15	Трахириолиты (дайка)	51°45′54,10″	59°16′41,10″
16	Монцодиориты	51°45′50,60″	59°16′39,90″
18	Граниты	51°49′2,84″	59°16′26,59″
20	Габбро	51°49′4,20″	59°16′21,00″
21	Гранодиориты	51°49′44,10″	59°16′16,70″
22	Гранодиориты	51°46′39,10″	59°18′42,70″
23	Граносиениты	51°45′22,40″	59°17′0,5″

Примечание. В точках 13–20 состав пород определен по результатам силикатного анализа. На точках 21–23 определение производилось визуально в полевых условиях.

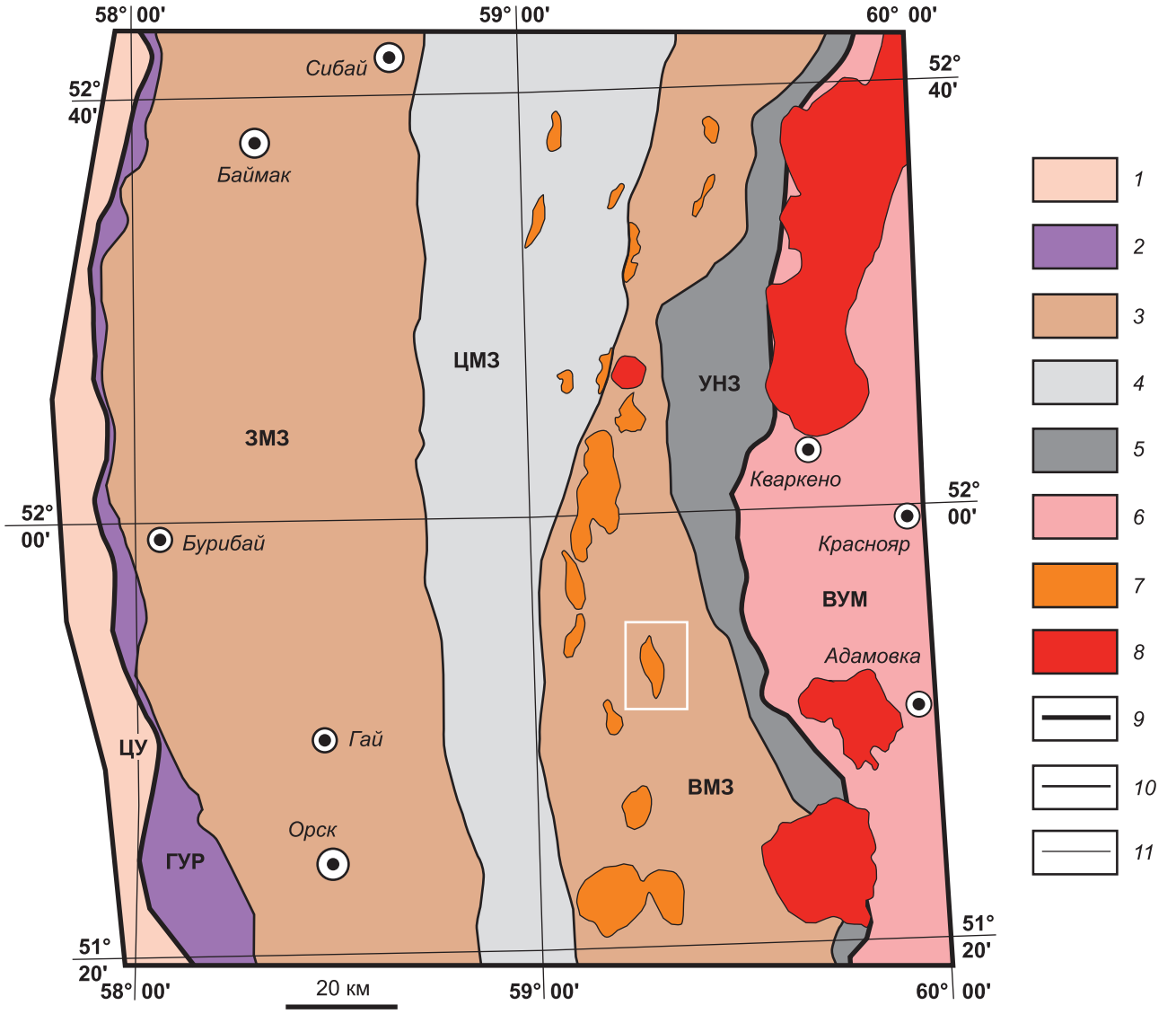


Рис. 1. Общая схема тектонического районирования (Южный Урал). *1* — докембрийские комплексы деформированного края Восточно-Европейской платформы; *2* — серпентинитовый меланж Главного Уральского разлома (ГУР); *3*, *4* — комплексы Магнитогорской мегазоны: *3* — преимущественно девонские островодужные, *4* — преимущественно раннекаменноугольные рифтогенные; *5* — разновозрастные комплексы Уйско-Новооренбургской шовной зоны (УНЗ); *6* — метаморфические комплексы Восточно-Уральской мегазоны (ВУМ); *7*, *8* — плутонические массивы: *7* — повышенной щелочности, *8* — гранит-лейкогранитовые; *9*, *10* — разрывы: *9* — границы мегазон, *10* — границы зон; *11* — интрузивные границы. ЦУ — Центрально-Уральская зона, ЗМЗ — Западно-Магнитогорская зона, ЦМЗ — Центрально-Магнитогорская зона, ВМЗ — Восточно-Магнитогорская зона. Белой рамкой обозначен Чилектинский массив

ВХ53Р (Япония), приобретенного по «Программе развития МГУ».

Определение породообразующих элементов проводилось методом мокрой химии в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс, руководитель д.г.-м.н. В.Н. Удачин) по стандартным методикам: 1 — № 138-Х «Определение породообразующих элементов в горных породах и рудах ускоренными фотометрическим титриметрическим методами»; 2 — № 50-Х «Определение оксида железа (II) в силикатных горных породах, силикатных и сульфидных минералах титриметрическим бихроматным методом»; 3 — № 172-С «Определение кремния, титана, алюминия, железа, кальция, магния, марганца в горных породах, рудном и нерудном минеральном сырье, объектах окружающей среды пламенным атомно-абсорбционным методом»; 4 — № 502-С «Определение калия и натрия в горных породах атомно-эмиссионным методом»; 5 — № 118-Х «Определение потери при прокаливании (ППП) в бокситах, в некоторых силикатных и карбонатных породах гравиметрическим методом»; 6 — № 120-Х «Определение гигроскопической и связной воды в горных породах гравиметрическим методом»; 7 — № 197-Х «Определение массовой доли фосфора в горных породах и рудах фотометрическим методом в виде восстановленного фосфоро-молибденового комплекса».

Элементный геохимический анализ горных пород проводился в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс). Пробы горных пород разлагали в микроволно-

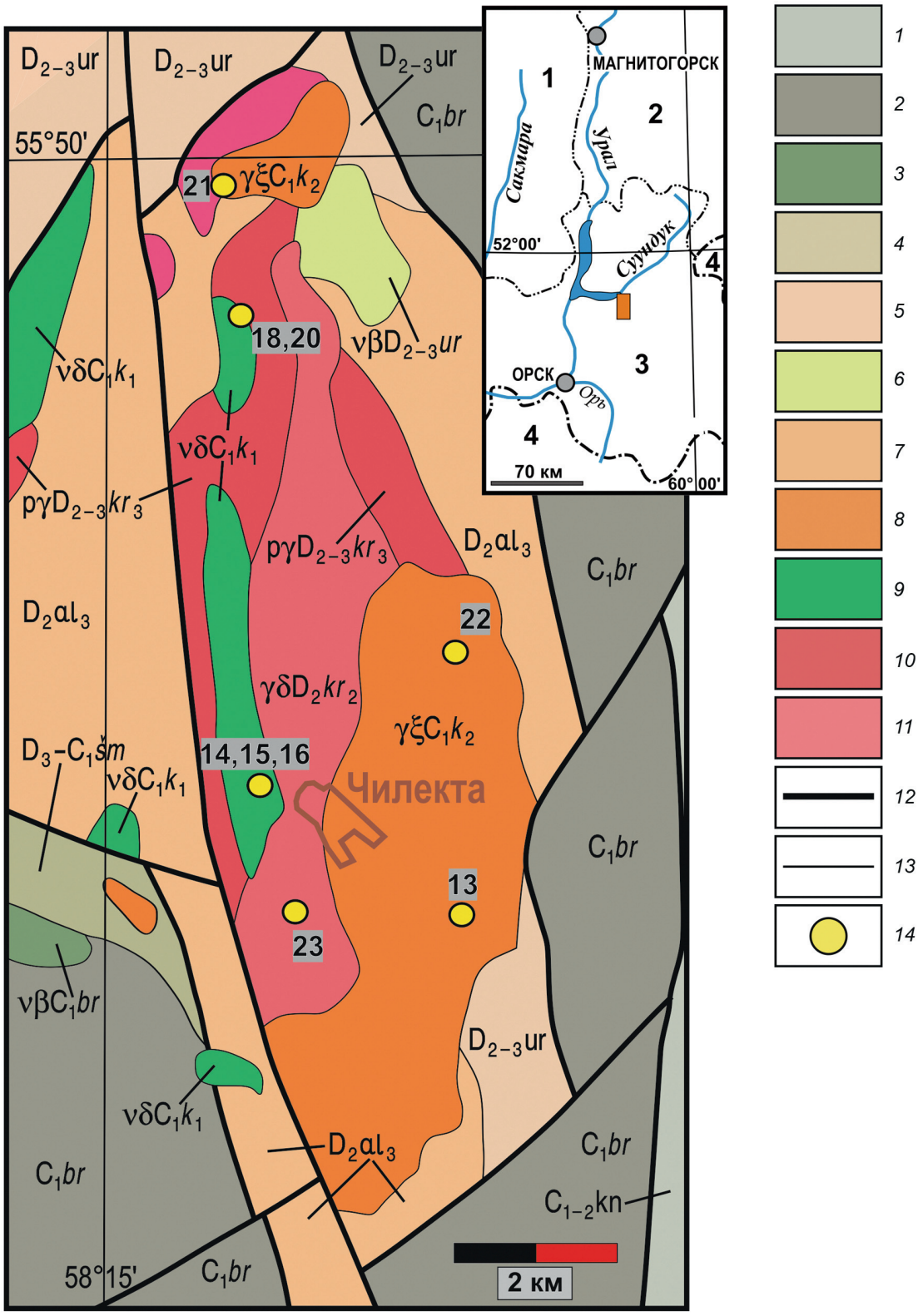


Рис. 2. Геологическая карта Чилектинского массива (фрагмент Госгеолкарты-200 территории листа M-40-VI [Лисов и др., 2018]). *1* — $C_{1\text{-}2}$kn, каморзинская толща, мраморизованные известняки и алевролиты; *2* — C_1br, березовская свита, базальтоиды; *3* — $\nu\beta C_1br$, березовские субвулканические долериты; *4* — D_3-$C_1šm$, шумлинская свита, эффузивные породы; *5* — D_{2-3}ur, урлядская толща, эффузивные породы; *6* — $\nu\beta D_{2-3}ur$, урлядские субвулканические долериты; *7* — D_2al_3, александринская толща, третья подтолща, туфы и базальтоиды; *8*, *9* — куйбасовский комплекс: *8* — $\gamma\xi C_1k_2$, вторая фаза, граносиениты, *9* — $\nu\delta C_1k_1$, первая фаза, габбро, габбродиориты; *10*, *11* — краснинский комплекс: *10* — $p\gamma D_{2-3}kr_3$, третья фаза, плагиограниты, *11* — $\gamma\delta D_2kr_2$, вторая фаза, гранодиориты; *12* — разрывы; *13* — геологические границы (стратиграфические и интрузивные); *14* — точки отбора образцов и их номера. На врезке: 1 — Республика Башкортостан, 2 — Челябинская область, 3 — Оренбургская область, 4 — Республика Казахстан. Оранжевый прямоугольник — район работ

вой системе (SpeedWave 3, Berghof, Германия). Для анализа 0,07 г измельченного материала пробы разлагали с использованием смеси растворов концентрированных кислот в автоклавах ($HF+HNO_3+HCl$). Программа микроволнового вскрытия выполнялась в течение 15 минут при 145 °C и 20 минут при 200 °C, время удержания 15 минут с последующим процессом охлаждения в течение 10 минут. После упаривания остаток разбавляли и процесс повторяли несколько раз. Кислотные экстракты фильтровали через мембранные фильтры из ацетата целлюлозы с размером пор 0,45 мм и анализировали на 45 элементов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS: Agilent Technologies 7700x, Япония). Многоэлементные стандартные растворы (Agilent) обычно анализировались как средства контроля качества. Качество аналитических процедур оценивалось с помощью соответствующих внешних стандартов, включая материал российских стандартов СГД-2а (габбро эссекситовое) и СКД-1 (кварцевый диорит), у которых есть сертифицированные/рекомендуемые значения. Относительное стандартное отклонение (RSD) было ниже 8 %. Воспроизводимость при анализе стандартных образцов составляла 91–112 %.

Контрольный элементный геохимический анализ проб № 15 и 16, а также анализ проб № 21–23 выполнен в геохимической лаборатории геологического факультета МГУ имени Ломоносова (руководитель д.г.-м.н. А.Ю. Бычков, аналитик с.н.с. И.Ю. Николаева). Образцы для анализа готовили спеканием с карбонатом натрия — 0,1 г образца смешивали с 0,3 г безводного карбоната натрия (Merck, Suprapur®) в агатовой ступке и переносили в корундовый тигель. Спекание проводили при 800 °C в течение часа в муфельной печи. Полученные таблетки спеченного материала обрабатывали 5 мл смеси HNO_3:HCl:HF 10:2:1 и после растворения разбавляли до 50 мл деионизированной водой (EasyPure®). Для измерения раствор разбавляли 3 % азотной кислотой [Бычкова и др., 2020]). Измерения проводились с использованием масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме Supec 7000, приобретенного по Программе развития МГУ. В качестве внутреннего стандарта в пробы вводился индий в концентрации 10 ppb. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы образцов чередовали с анализами эталонного образца с периодичностью 1 : 10. В качестве вторичного стандарта использовали стандартные образцы BHVO-2 и BCR-2 с серией тестовых образцов. Погрешность анализа составляла от 0,5 до 2 отн.%. Относительная ошибка измерений разными лабораториями, как правило, не превышала 10 %, за исключением определения содержания Cs и Ta.

Дробление проб до 0,5 мм выполнено в лаборатории ФГБУ ВИМС.

Выделение минералов тяжелой фракции выполнено по стандартной методике в лаборатории ГИН РАН (аналитик А.С. Новикова) с незначительными изменениями:

1. *Пробы промыты* на концентрационном столе по стандартной методике.

2. *Магнитная сепарация* для извлечения ферромагнитных минералов проведена сразу из мокрого шлиха ручным магнитом,

3. *Электромагнитная сепарация*. Разделение высушенного шлиха на магнитные фракции (2, 5 и 8 ампер) и немагнитную. Мономинеральные фракции получены доводкой фракций в чашках с бромоформом.

4. *Диагностика и выделение мономинеральных фракций*. Каждая фракция была тщательно просмотрена с целью определения видового состава акцессорных минералов. Затем была вытянута «дорожка», из которой весь циркон отобран для датирования в отдельный конверт.

Фотографирование зерен циркона. Характеристика внутреннего строения и выбор точек для U-Pb (LA-ICP-MS) датирования выполнено на основании изучения зерен циркона в проходящем свете, а также в режиме катодолюминесценции (CL) в ЦКП ИФЗ РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA LMS [Veselovskiy, et al., 2022], оснащенного панхроматическим CL-детектором с широким спектральным диапазоном (185–850 нм). После фотографирования с шашек было снято напыление (аналитик А.В. Чистякова).

Выбор точек для датирования. Каждое зерно циркона было тщательно изучено визуально на фото в проходящем свете и в катодолюминесцентном изображении. Для датирования мы выбрали наиболее «чистые» участки зерен: без метамиктных зон, включений и сильной трещиноватости. В результате из пробы Ш-1s13 для датирования были выбраны 30 зерен циркона.

U-Th-Pb изотопное датирование зерен циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН, г. Москва (аналитик А.С. Дубенский). Для лазерного отбора пробы использована система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) [Kolodyazhny, et al., 2023]. Непосредственно перед измерением шашки с зернами циркона были промыты в ультразвуковой ванне в 5 % растворе HNO_3, затем сполоснуты в дистиллированной воде и просушены на воздухе. Затем испаренное лазером вещество было перенесено потоком гелия с последующим подмешиванием к нему газифицированного аргона.

Для калибровки использован внешний стандарт — циркон GJ-1 [Jackson, et al., 2004; Elhlou, et al., 2006] с $^{206}Pb/^{238}U$ возрастом 601,9 ± 0,4 млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS [Horstwood, et al., 2016]. Стандарт предоставлен Национальным Центром геохимической эволюции и металлогении кон-

тинентов GEMOC Университета Маккуори (Сидней, Австралия). Для контроля качества анализа были использованы стандарты циркона 91500 [Wiedenbeck, et al., 1995; 2004] и Plesovice [Sláma, et al., 2008] с возрастами 1062,4 ± 0,4 млн лет и 337,1 ± 0,4 млн лет соответственно [Elhlou, et al., 2006], полученными по методу CA-ID-TIMS. В ходе исследования зерен циркона из пробы № Ш-1s13 для контрольных стандартов были получены средневзвешенные $^{206}Pb/^{238}U$ оценки возраста (2σ) 1065,9 ± 4,8; (n = 10) и 337,6 ± 1,9 (n = 10) млн лет, что удовлетворительно соответствует стандартам.

Результаты работ. ***Петрографическая характеристика пород***. Среди основных пород второй фазы краснинского комплекса преобладают биотит-роговообманковые разности. Плагиограниты третьей фазы представлены биотитовыми, реже — биотит-мусковитовыми разностями. Габбро-диориты куйбасовского комплекса отличаются от габбро меньшим содержанием темноцветных минералов (20–30 %), более кислым плагиоклазом (андезином), появлением (наряду с пироксеном) роговой обманки и небольшого количества ксеноморфного кварца. Граносиениты второй фазы — массивные породы розового цвета различных оттенков, мелко- и среднекристаллические, часто с порфировидной структурой. В составе преобладает калинатриевый полевой шпат (микроклин), образующий таблитчатые кристаллы — 55 %, кварц составляет 30 %, плагиоклаз (альбит) — 10 %, биотит — 5 %, акцессорный минерал — магнетит [Лисов и др., 2018]. Далее кратко описан состав других характерных пород Чилектинского массива.

Умереннощелочные граниты (проба 13; 2-я фаза куйбасовского комплекса) сложены, в основном, полевыми шпатами (60 %) (плагиоклаз и калинатриевый шпат примерно в равных количествах), кварцем (30 %), амфиболом (3 %) и биотитом (2 %). Второстепенным минералом в породе является серицит (около 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1 %), вторичные — соссюритовым агрегатом. Вокруг кристаллов плагиоклаза присутствуют широкие зоны мирмекитов (рис. 3, *а*).

Монцодиориты (проба 14; 1-я фаза куйбасовского комплекса) состоят из полевых шпатов (плагиоклаз и калинатриевый шпат в соотношении 3 : 1; 64 %), роговой обманки (30 %) и биотита (5 %). Второстепенным минералом в монцодиоритах является кварц (около 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1 %), вторичные — соссюритовым агрегатом и хлоритом.

Плагиоклаз представлен субидиоморфными таблитчатыми кристаллами размером 0,3–1 мм. Кристаллы плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы, соссюритизированы в центральной части. Калинатриевый полевой шпат имеет аналогичные параметры, пелитизирован. Роговая обманка образует субидиоморфные удлиненные кристаллы размером 0,5–1 мм, отмечаются единичные идиоморфные зерна. Биотит представлен субидиоморфными табличками, как правило, они тяготеет к интерстиционному пространству между лейкократовыми минералами. Местами зерна биотита замещены хлоритом светло-зеленого цвета. Кварц образует мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции, размер выделений кварца до 0,4 мм. Рудный магнетит распределен равномерно по объему породы в виде идиоморфных одиночных кристаллов размером 0,1–0,5 мм (рис. 3, *б*).

Габбро (проба 20; 1-я фаза куйбасовского комплекса) представлено породой с неравномернокристаллической, мелко-среднекристаллической гипидиоморфнозернистой пойкилитовой келифитовой структурой и массивной текстурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (55 %) и роговая обманка (45 %), а второстепенным минералом — кварц (около 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 1 %), вторичные — соссюритовым агрегатом и хлоритом (3 %).

Плагиоклаз, как и в монцодиоритах, представлен субидиоморфными таблитчатыми кристаллами размером 0,7–3 мм. Кристаллы его также полисинтетически сдвойникованы, соссюритизированы в центральной части. Плагиоклаз обрастает каймами более кислых номеров. Роговая обманка образует идиоморфные столбчатые кристаллы размером до 1 мм. Рудный минерал (магнетит?) распределен неравномерно по объему породы в виде ксеноморфных одиночных кристаллов размером 0,5–1 мм, выполняет интерстиционное пространство между зернами плагиоклаза (рис. 3, *в*).

Породы Чилектинского массива были вторично изменены, на что указывает присутствие во всех образцах соссюритового агрегата и хлорита. Также породы имеют значительное количество магнетита и в меньшем количестве — гематит, что подтверждается данными магнитной минералогии [Шестаков и др., 2024].

Геохимическая характеристика пород. Геохимическая характеристика пород Чилектинского массива базируется всего на 6-ти силикатных анализах (табл. 2) и 11 анализах рассеянных элементов (табл. 3). На диаграмме TAS (рис. 4) фигуративные точки пород Чилектинского массива локализованы в четырех областях: габбро (№ 20); монцодиориты (№ 14, 16); умереннощелочные граниты (№ 13, 18); лейкограниты (трахириолиты, дайка, № 15). При этом габбро относятся к низкокалиевым, умереннотитанистым разностям, а все остальные породы — к высококалиевым. Высокоглиноземистыми оказываются только монцодиориты.

Распределение нормированных значений РЗЭ (рис. 5) в средних и кислых породах Чилектинского массива очень однородно, но обладает отчетливым тетрадным эффектом.

Первая тетрада (La–Nd) характеризуется крутым трендом примерно на полпорядка. Во второй тетраде (Sm–Gd) у большей части пород наблюдается

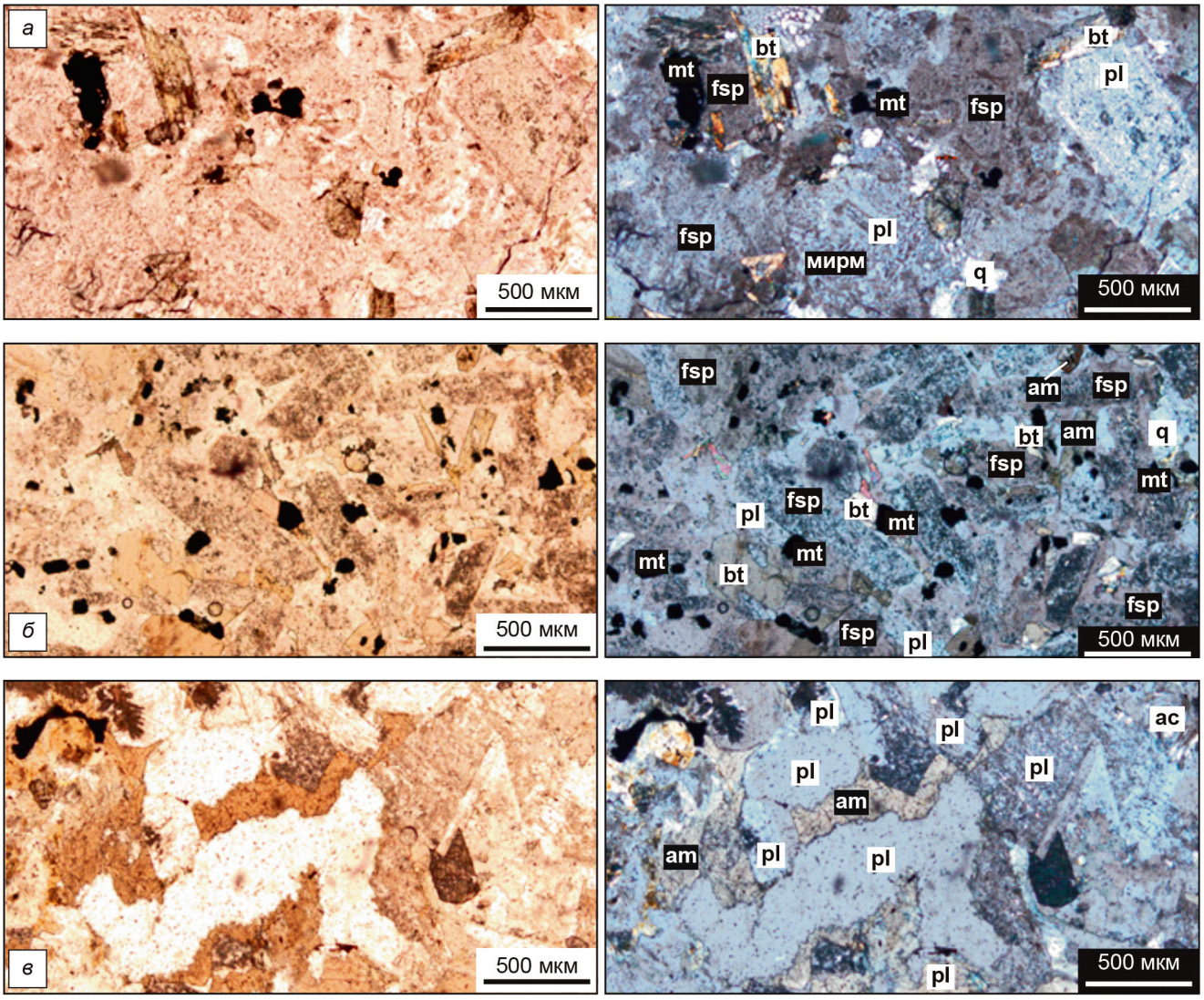


Рис. 3. Микрофото шлифов, слева — без анализатора, справа — с анализатором: умереннощелочных гранитов (*а*), монцодиоритов (*б*), габбро (*в*). fsp — калинатриевый полевой шпат, pl — плагиоклаз, bt — биотит, mt — магнетит, мирм — мирмекиты, am — амфибол, ac — актинолит(?)

европиевый минимум со средним отношением Eu/Eu* = 0,40. В третьей (Gd–Ho) и четвертой (Er–Lu) тетрадах тренд практически горизонтальный. Такое распределение предполагает коровый источник вещества с существенным фракционированием плагиоклаза. Этот вывод подтверждается очевидным сходством распределения РЗЭ в породах Чилектинского массива и верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003]. Только габбро (проба 20) оказываются несколько обедненными всеми РЗЭ.

Распределение других рассеянных элементов также достаточно плотное (рис. 6). При этом содержание крупноионных элементов на два порядка превышает их концентрацию в примитивной мантии (особенно высокое — в трахириолитах дайки), а содержание высокозарядных элементов — в пять-семь раз. Распределение элементов имеет характерные особенности. В первую очередь это Ta-Nb минимум, характерный для надсубдукционных образований. Вторая особенность состоит в свинцовом максимуме, как правило, связанным с влиянием коровой компоненты. Стронциевый и европиевый минимумы, скорее всего, определяются фракционированием плагиоклаза. В целом, характер распределения рассеянных элементов в породах Чилектинского массива сходен с их распределением в верхней континентальной коре.

Изотопный возраст Чилектинского массива. Проба Ш-1s13 взята из граносиенитов 2-й фазы внедрения куйбасовского комплекса (по [Лисов и др., 2018]). Состав породы по данным силикатного анализа отвечает умереннощелочным гранитам. Из гранитов выделено 114 зерен циркона. Они имеют размер 150–220 мкм (редко около 100 мкм) и правильные кристаллографические очертания: короткие призмы с пирамидальными головками и коэффициентом удлинения 2–3. Примерно 20 % представляют собой осколки более крупных кристаллов. Практически все кристаллы содержат большое количество включений и метамиктные

Таблица 2

Состав пород Чилектинского массива, мас.%

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	P_2O_5	Сумма
15	74,24	0,27	13,83	0,81	0,69	0,03	0,32	0,90	3,24	3,90	0,72	<0,05	99,03
13	69,34	0,46	14,98	1,34	1,17	0,06	0,70	1,56	5,18	3,34	0,88	0,10	99,21
18	68,80	0,57	15,46	1,54	1,56	0,07	0,74	1,96	4,90	2,77	0,50	0,11	99,08
14	55,66	2,00	15,84	5,12	3,29	0,18	3,36	5,32	4,40	2,04	1,28	0,65	99,26
16	54,84	1,65	16,32	4,62	3,33	0,15	3,86	5,28	4,40	2,14	2,06	0,36	99,19
20	48,98	1,03	17,85	3,17	4,61	0,13	10,12	7,57	2,47	0,39	2,74	0,16	99,36

Таблица 3

Содержание рассеянных элементов в породах Чилектинского массива, г/т

Элементы	Номера проб										
	13	14	15,2	15	16,2	16	18	20	21	22	23
Cs	17,13	16,27	9,96	19,00	25,66	16,75	35,59	13,04	21,08	9,65	30,19
Rb	116,38	70,12	151,10	162,06	87,81	65,60	102,53	17,11	128,16	84,42	127,04
Ba	133,61	108,18	109,17	120,14	126,17	82,10	112,38	67,60	143,05	149,92	143,94
Th	113,77	42,09	212,36	232,11	36,20	41,61	80,21	17,66	133,07	72,76	127,67
U	124,83	40,35	163,54	217,33	27,25	42,45	84,94	16,44	97,38	52,01	117,06
Nb	8,55	7,18	13,45	12,01	8,34	5,82	8,09	2,17	15,43	12,62	14,37
Ta	14,88	12,94	1,48	17,21	н/о	10,41	12,32	6,82	1,16	н/о	1,21
La	43,24	40,86	19,38	22,13	27,12	29,17	34,28	14,49	43,84	53,13	45,07
Ce	29,64	31,11	22,66	20,95	24,36	22,80	24,64	12,07	36,33	43,22	37,48
Pb	75,65	61,14	23,21	27,92	51,11	33,70	62,56	20,75	79,78	69,70	70,65
Pr	20,45	25,42	16,02	15,44	19,92	19,01	17,94	10,23	24,81	31,38	25,64
Sr	10,75	19,41	2,81	2,76	15,97	18,68	8,81	21,68	5,91	11,89	2,78
Nd	15,08	22,02	11,23	11,67	16,83	16,98	14,46	9,16	17,99	23,61	18,74
Zr	7,03	4,85	13,88	14,98	5,42	6,18	6,57	5,61	7,94	18,78	7,55
Hf	9,18	6,00	18,02	17,51	7,02	7,57	7,83	6,07	10,77	18,47	11,68
Sm	8,65	14,55	6,38	7,05	10,78	11,44	9,44	6,55	9,45	12,13	10,05
Eu	6,36	12,00	2,86	3,64	9,82	10,25	7,30	6,70	4,78	9,00	4,90
Gd	6,42	11,80	5,34	5,31	9,25	9,27	7,46	5,33	7,31	9,96	8,02
Tb	5,43	9,14	4,86	4,52	8,19	7,82	6,27	4,63	6,62	8,15	7,21
Dy	4,69	8,55	4,24	4,20	6,65	7,30	5,69	4,12	5,28	6,12	5,72
Y	4,47	7,18	4,15	4,10	5,97	6,19	5,22	3,46	5,09	5,68	5,61
Ho	4,22	7,17	3,96	3,96	6,23	6,23	5,02	3,55	4,78	5,77	5,10
Er	4,63	7,52	4,57	4,41	6,30	6,62	5,70	3,64	5,20	6,10	5,88
Tm	4,42	6,41	4,54	4,73	5,74	5,64	4,89	3,11	5,45	5,93	6,10
Yb	4,63	6,10	4,88	4,84	5,39	5,53	4,63	3,08	5,38	5,73	5,88
Lu	4,77	6,05	4,74	5,13	5,37	5,49	4,84	3,04	4,83	5,50	5,49

зоны, «чистые» участки в них редки. Кристаллы циркона обладают зональным строением двух типов. В обычном варианте это стандартная тонкая осцилляционная зональность, конформная граням кристалла. Часть кристаллов устроена более сложно: в их центральной части наблюдается линейная осцилляционная зональность, «обрезанная» по периферии кристалла осцилляционной зональностью, конформной граням кристалла. Для датирования выбраны 30 кристаллов с относительно «чистыми» участками (рис. 7).

Недостаточно хорошее качество материала послужило причиной большого количества дискордантных значений определения изотопного возраста (рис. 8; табл. 4).

Статистическая обработка полученных возрастов показывает распределение, близкое к нормальному (табл. 5; рис. 9). Наиболее приемлемые статистические параметры имеет распределение возрастов, определенных по соотношению $^{206}Pb/^{238}U$, которые и приняты в работе.

Обсуждение материала. Согласно данным [Лисов и др., 2018] интрузивы куйбасовского комплекса

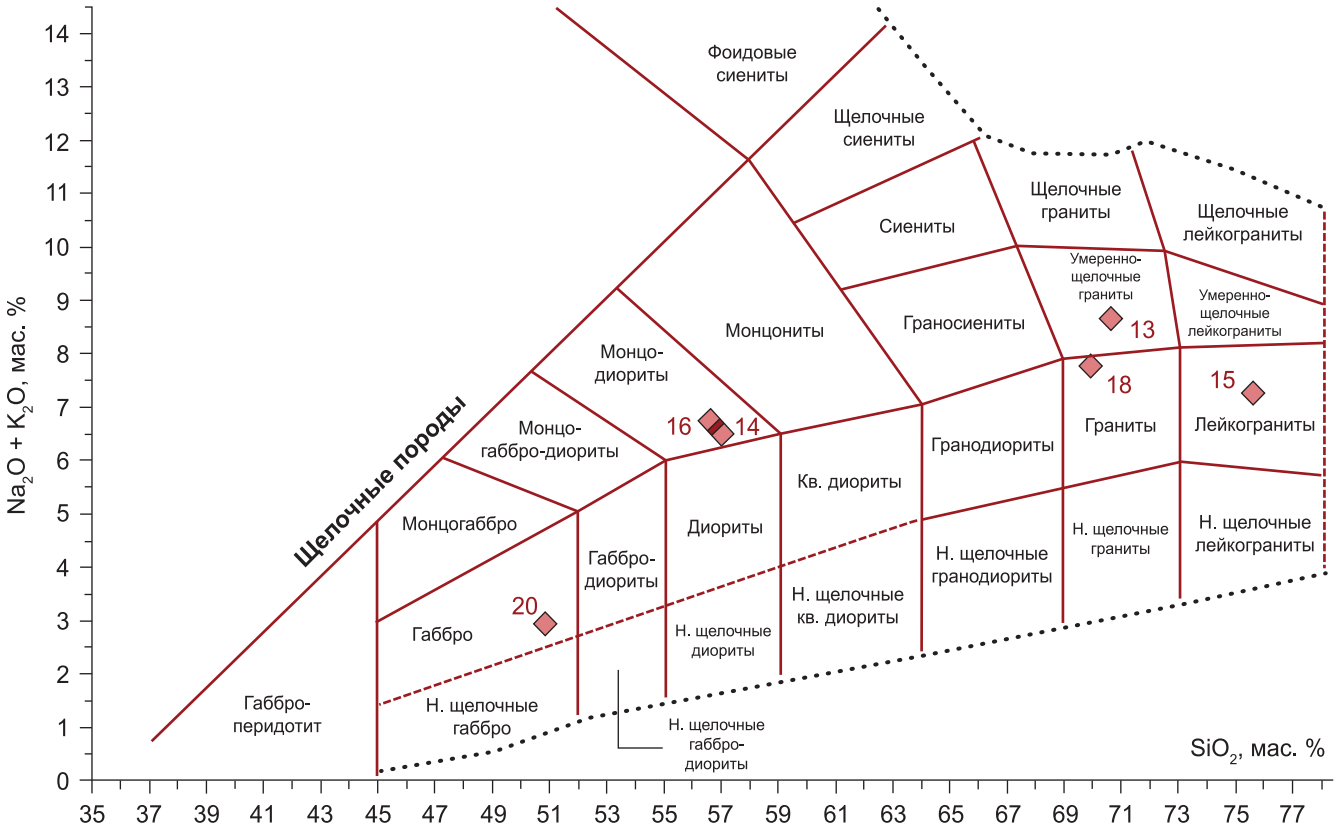


Рис. 4. Диаграмма TAS для пород Чилектинского массива. Анализы пересчитаны на 100 %

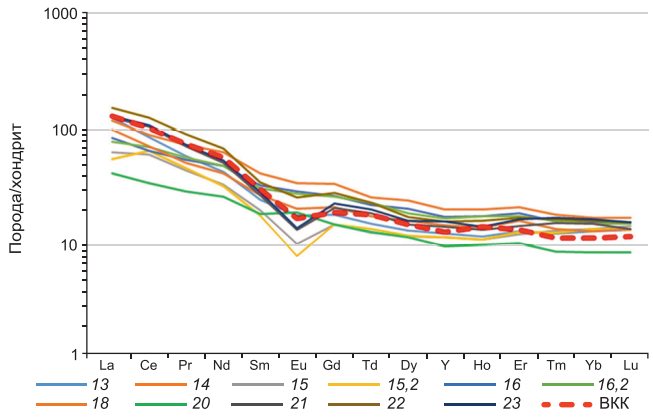


Рис. 5. Распределение РЗЭ в породах Чилектинского массива. Нормировано по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]. ВКК — то же для верхней континентальной коры [Rudnik, Gao, 2023]

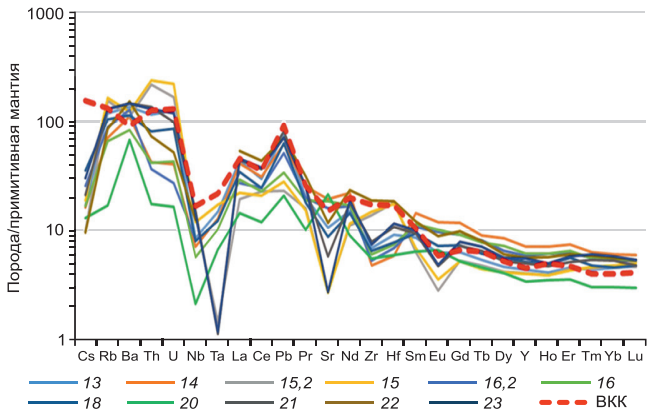


Рис. 6. Распределение рассеянных элементов в породах Чилектинского массива. Нормировано на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. ВКК — то же для верхней континентальной коры [Rudnik, Gao, 2023]

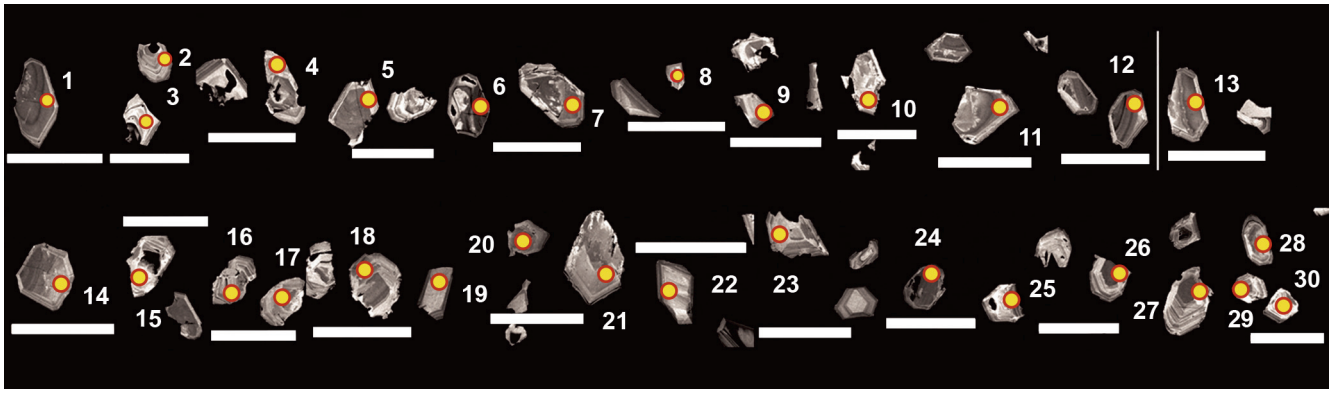


Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона из пробы Ш-1s13. Масштабная линейка 200 мкм

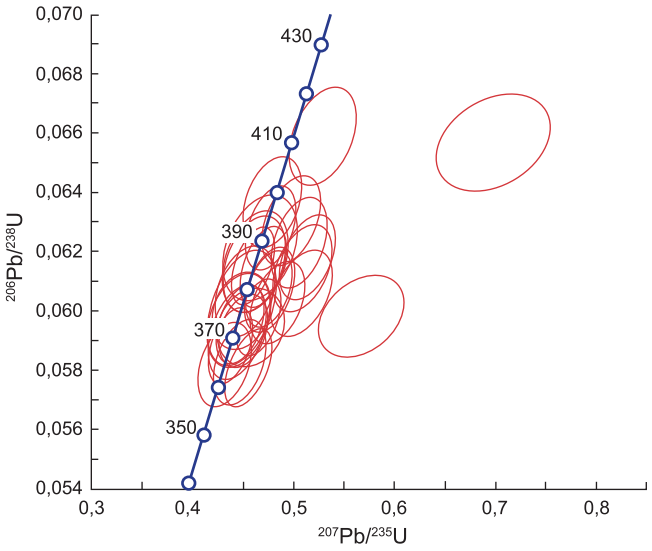


Рис. 8. U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных зерен циркона из умереннощелочных гранитов (проба Ш-1s13); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ

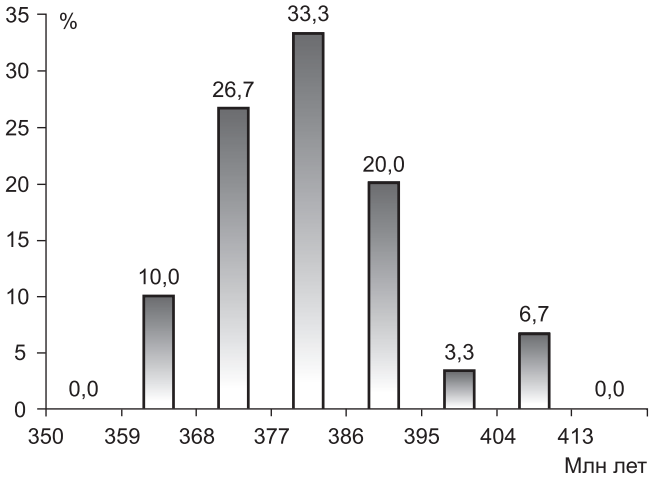


Рис. 9. Гистограмма распределения возрастов зерен циркона в пробе Ш-1s13

в районе Чилектинского массива прорывают шумилинскую свиту фамена-раннего турне. Вместе с тем отнесение плутонитов, слагающих часть Чилектинского массива, к куйбасовскому комплексу вызывает сомнения. Этому предположению противоречат данные об изотопном возрасте циркона пробы Ш–1s13 из лейкогранитов 2-й фазы внедрения «куйбасовского» комплекса. Лейкограниты оказались позднедевонскими с изотопным возрастом 380 млн лет. Судя по взаимоотношениям монцодиоритов и лейкогранитов, вторые являются самыми молодыми породами в массиве, из чего следует, что и диориты тоже позднедевонские, то есть, в пределах Чилектинского массива вообще нет раннекаменноугольных пород.

Вместе с тем, судя по аналитическим данным, породы «куйбасовского» комплекса представлены субщелочной серией, то есть они заведомо отличаются от пород краснинского комплекса, которые относятся к тоналит-плагиогранитному ряду, но

Таблица 4

Изотопный возраст зерен циркона из пробы Ш-1s13

№ зерен	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$		D, %
	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	Возраст	1σ	
1	367	26	368	6	368	3	370	6	0,3
2	382	23	384	6	385	3	378	6	0,8
3	559	30	415	8	389	4	373	7	–30,4
4	501	32	410	8	394	4	380	7	–21,4
5	607	30	418	8	384	4	374	7	–36,7
6	436	32	375	8	365	4	356	7	–16,3
7	373	26	372	6	372	3	362	7	–0,3
8	430	24	391	6	385	3	370	7	–10,5
9	384	39	385	9	385	4	372	9	0,3
10	381	44	378	10	378	4	370	9	–0,8
11	448	47	382	9	372	3	370	3	–17,0
12	485	28	395	7	380	3	379	7	–21,6
13	392	47	389	10	389	4	369	8	–0,8
14	892	43	456	11	375	3	364	3	–58,0
15	483	25	395	6	380	3	378	7	–21,3
16	380	37	372	8	371	4	372	8	–2,4
17	539	36	431	9	411	4	387	9	–23,7
18	387	39	387	9	387	4	371	9	0,0
19	471	24	388	6	374	3	368	8	–20,6
20	363	36	364	8	365	4	345	8	0,6
21	1126	48	538	14	410	4	394	4	–63,6
22	378	34	374	7	373	3	370	7	–1,3
23	631	33	417	8	379	4	365	7	–39,9
24	615	29	421	8	387	4	359	7	–37,1
25	397	37	398	8	398	4	367	8	0,3
26	416	29	396	7	393	4	386	8	–5,5
27	375	40	379	8	380	4	359	8	1,3
28	373	44	374	9	374	4	359	8	0,3
29	493	28	396	7	380	3	356	8	–22,9
30	538	31	401	7	377	3	351	8	–29,9

Примечание: D — коэффициент дискордантности, рассчитанный для оценок изотопного возраста, полученным по отношениям $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$; серым фоном выделены номера зерен с D > |10 %|.

тоже считаются позднедевонскими. Среди множества плутонических комплексов Южного Урала есть несколько позднедевонских, но аналогами «куйбасовского» комплекса Чилектинского массива могут быть только комплексы умереннощелочного ряда.

В пределах Восточно-Уральской зоны описан позднедевонский верхнеуральский габбродиорит-монцонит-сиенитовый комплекс, для которого полу-

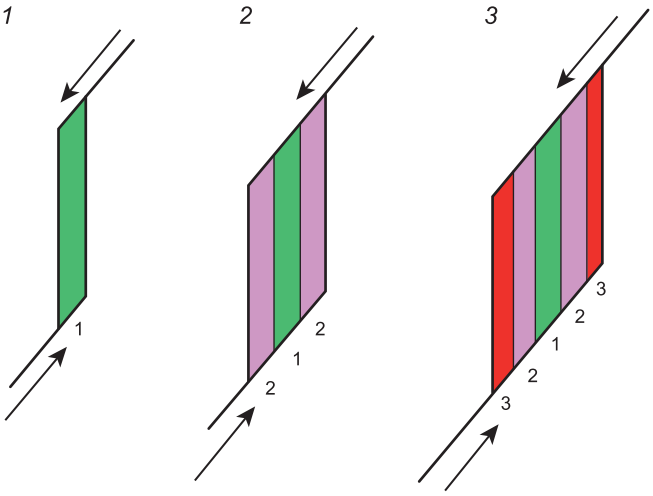


Рис. 10. Модель формирования сдвигового магматического дуплекса центробежного типа: *1* — первая фаза внедрения, *2* — вторая, *3* — третья. По [Тевелев, 2016]

чена рубидий-стронциевая изохрона с параметрами: Т — 362±9 млн лет при СКВО — 0,187 [Салихов и др., 1990; Мосейчук и др., 2013]. Верхнеуральский комплекс объединяют в вулкано-плутоническую ассоциацию с шумилинским позднедевонско-раннекаменноугольным вулканическим комплексом [Мосейчук и др., 2013], т. е. он, видимо, несколько моложе «куйбасовского» комплекса Чилектинского массива. При некотором сходстве составов пород двух плутонических комплексов, у них имеются и существенные отличия, связанные, во-первых, с тем, что габброиды верхнеуральского комплекса имеют более щелочной состав, а во-вторых, с тем, что для верхнеуральского комплекса характерны округлые, концентрически-зональные массивы. Кроме того, в этом комплексе практически нет лейкогранитов.

Близким по составу к «куйбасовскому» комплексу Чилектинского массива является монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой урускискенский комплекс. По данным [Лисов и др., 2018] галька гранитоидов урускискенского комплекса присутствует в конгломератах фаменского возраста. Проблема, однако, заключается в том, урускискенский комплекс распространен исключительно на востоке Восточно-Уральской мегазоны [Тевелев и др., 2006; Лисов и др., 2018], а в Восточно-Магнитогорской зоне неизвестен.

У проблемы может быть несколько решений: 1) выделить в пределах Восточно-Магнитогорской зоны новый плутонический комплекс с названием ***чилектинский*** по плутонотипическому массиву; 2) расширить ареал распространения урускискенского комплекса, включив в него Восточно-Магнитогорскую зону; 3) отнести умереннощелочные породы Чилектинского массива к верхнеуральскому комплексу. По причинам, указанным выше, следует принять первый вариант. Гранитоиды чилектинского комплекса внедрялись на последних стадиях формирования Магнитогорской островной дуги. Последовательность внедрения фаз Чилектинского плутона можно представить следующим образом:

Таблица 5

Статистические параметры распределения возрастов лейкогранитов (млн лет)

Статистические параметры	Изотопные отношения, по которым определялся возраст		
	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
Среднее	487	382	398
Мода	373	380	372
Медиана	433	380	390
Стандартное отклонение	165,98	11,36	33,54
Асимметрия	2,57	0,91	2,75
Эксцесс	7,66	0,96	10,01

1 — гранодиориты краснинского комплекса (2-я фаза);

2 — плагиограниты краснинского комплекса (3-я фаза);

3 — монцодиориты чилектинского комплекса (1-я фаза);

4 — умереннощелочные граниты чилектинского комплекса (2-я фаза).

Границы интрузивных тел в массиве имеют преимущественно меридиональное простирание, примерно параллельное длинным границам Чилектинского блока. Центральная часть массива сложена гранодиоритами 2-й фазы краснинского комплекса, а восточная и западная части — плагиогранитами его 3-й фазы. Такое расположение пород разных фаз внедрения обычно интерпретируется как результат формирования массива в зоне присдвигового растяжения [Тевелев, Тевелев, 1996; 1999]. При этом северо-восточные разрывы кинематически представляли собой левые сдвиги, а субмеридиональные — отрывы попутных изгибов сдвига (локальные зоны транстенсии). По принятой классификации [Тевелев, 2016] Чилектинский массив при внедрении краснинского комплекса представлял собой сдвиговый дуплекс центробежного (антитаксиального) типа с расположением последовательных фаз от центра массива к краям, т. е. с внедрением поздней фазы по контактам пород ранней фазы с вмещающими породами (рис. 10).

Тип сдвигового магматического дуплекса зависит прежде всего от соотношения скорости смещения по сдвигу и скорости застывания интрузива. При высокой скорости смещения массив не успевает окончательно застыть и следующий отрыв происходит внутри его, а при низкой скорости смещения отрывы формируются по контактам массива. Внедрение фаз чилектинского комплекса продолжалось в той же кинематической обстановке присдвигового растяжения. Монцодиориты внедрялись по западному контакту гранодиоритов и плагиогранитов, а граниты — вдоль восточного контакта всего массива.

Выводы. В строении Чилектинского плутона участвуют два позднедевонских комплекса — крас-

нинский тоналитового ряда и чилектинский умереннощелочного ряда, выделенный впервые. Для чилектинского комплекса определен позднедевонский изотопный возраст U-Pb (LA-ICP-MS) методом по циркону — 380 млн лет.

Чилектинский комплекс умереннощелочного ряда внедрялся на завершающей стадии формирования Магнитогорской островной дуги в обычной гомодромной последовательности. Первая его фаза представлена монцодиоритами, вторая — преимущественно умереннощелочными гранитами, а дайки первого этапа — лейкогранитами. Все породы имеют повышенную щелочность и характерные для надсубдукционных образований минимумы Nb и Ta.

Чилектинский плутон формировался как сдвиговый магматический дуплекс центробежного типа, в котором левые сдвиги имели северо-восточное простирание, а отрывы — субмеридиональное. Таким образом, при формировании массива преобладало широтное растяжение. Впоследствии, вероятно, в раннем карбоне сдвиги были смещены субмеридиональными левыми сдвигами [Тевелев и др., 2010].

Благодарности. Авторы искренне благодарны А.Ю. Казанскому и Е.В. Коптеву за помощь в сборе материала, А.С. Новиковой, А.В. Чистяковой и А.С. Дубенскому за тщательную работу с цирконом, В.Н. Удачину, А.Ю. Бычкову и И.Ю. Николаевой за геохимические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А. и др. Рудные районы с медно-порфировым оруденением — перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. № 4. 2018. С. 3–17.

Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В. и др. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 45–54.

Лисов А.С., Кваснюк Л.Н., Алексеева Г.А., Панюта В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист M-40-VI (Джуса). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 176 с.

Минина О.В., Мигачёв И.Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) // Отечественная геология. 2018. № 4. С. 26–41.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 222 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И. Геология и палеовулканические условия образования месторождения летнее (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. Геология. Геофизика. Бурение. 2019. Т. 17, № 1. С. 6–12.

Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Горожанин В.М. Верхнеуральская группа интрузивов (геология, вещественный состав). Препринт. Уфа, 1990. 32 с.

Тевелев А.В. Структурная геология: Учебник. 2-е изд., перераб. и доп. М.: ИНФРА-М, 2016. 342 с.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Пикулик Е.А., Правикова Н.В. Уйско-Новооренбургская шовная зона Южного Урала (структура границы палеоостровной дуги и микроконтинента) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя (Мат-лы XLIII Тектонического совещания). Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 337–341.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). Под ред. проф. А.М. Никишина. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тр. Тектонического Совещания. М.: Геос, 1999. С. 189–193.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Доклады Академии наук. 1996. Т. 346 (5). С. 653–655.

Шестаков П.А., Казанский А.Ю., Тевелев А.В. и др. Петромагнитные исследования Чилектинского плутона Южного Урала // Геофизика. 2024. № 6. С. 94–99.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., et al. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. 70, A158.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. Vol. 211. P. 47–69.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology — Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. Vol. 40, I, 3. P. 311–332.

Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., et al. The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (the Central Part of the East European Platform): Results of the U-Th-Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias // Geotectonics. 2023. Vol. 57. P. 602–625.

Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry: 10 Vol. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. V. 3: The Crust / R.L. Rudnick (ed.). P. 1–64.

Slama J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. Vol. 249. P. 1–35.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1989. N 42.

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., et al. Shared Research Facilities "Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism" of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. 13 (2). 0579.

Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards and Geoanalytical Research. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., et al. Further characterization of the 91500 zircon crystal // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. Vol. 28. P. 9–39.

Статья поступила в редакцию 13.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 551.89:902.034
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-49-55

ДИНАМИКА УРОВНЯ МОРЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОБЕРЕГА ФАНАГОРИИ

Александр Александрович Майоров[1], Алексей Олегович Хотылев[2]✉, Сергей Валерьевич Ольховский[3], Олег Владимирович Хотылев[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alex.yora@gmail.com
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhotylev@yandex.ru✉
[3] Институт археологии РАН, Москва, Россия; uwiaran@gmail.com
[4] АО «ЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», Москва, Россия; hot63@mail.ru

Аннотация. Статья посвящена определению уровня водоема, прилегающего к древнему городу Фанагория (южный берег Таманского залива) в интервале с V в. до н. э. по IV в. н. э. Установлено, что на рубеже V–IV вв. до н. э. уровень воды находился на отметке –2,7–3,0 м ниже современного, а к III–IV вв. н. э. поднялся до отметки –1,5 м ниже современного. Кроме того, удалось локализовать береговую линию города по состоянию на IV в. н. э. и опровергнуть тезис о затоплении прибрежного района Фанагории в результате морской трансгрессии.

***Ключевые слова*:** Таманский залив, археология, уровень моря, палеогеография, античность, Фанагория

***Для цитирования*:** *Майоров А.А., Хотылев А.О., Ольховский С.В., Хотылев О.В.* Динамика уровня моря и эволюция палеоберега Фанагории // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 49–55.

SEA LEVEL DYNAMICS AND EVOLUTION OF THE PHANAGORIA PALEOCOAST

Alexander A. Mayorov[1], Alexey O. Khotylev[2]✉, Sergey V. Olkhovskiy[3], Oleg V. Khotylev[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alex.yora@gmail.com
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akhotylev@yandex.ru✉
[3] Institute of Archaeology of RAS, Moscow, Russia; uwiaran@gmail.com
[4] JSC "ZARUBEZHGEOLOGIA", Moscow, Russia; hot63@mail.ru

Abstract. The article is devoted to determining the level of the reservoir adjacent to the ancient city of Phanagoria (the southern shore of the Taman Bay) in the period from the 5th century BC to the 5th century AD. It was shown that the water level at the boundary of the 5th–4th centuries BC was at around 2.7–3.0 m below the modern level, and by the 3rd–4th centuries AD it rose to –1.5 m below the modern level. In addition, it was possible to localize the coastline of the city as of the 4th century AD and refute the thesis about the flooding of the coastal area of Phanagoria as a result of marine transgression.

***Keywords*:** Taman Bay, archeology, sea level, paleogeography, antiquity, Phanagoria

For citation: Mayorov A.A., Khotylev A.O., Olkhovskiy S.V., Khotylev O.V. Sea level dynamics and evolution of the Phanagoria paleocoast. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 49–55. (In Russ.).

Введение. Динамика уровня Черного моря в позднечетвертичное время является предметом продолжительной научной дискуссии. Существование крупных трансгрессивно-регрессивных циклов, приводивших к расширению Азово-Черноморского бассейна, а в отдельные периоды — и к его слиянию с водами Каспийского моря [Сорокин и др., 2023], к настоящему времени не подвергается сомнению [Матишов и др., 2012]. При этом колебания уровня Черного моря в позднем голоцене представляют значительный интерес не только с точки зрения палеогеографии, но и археологии, поскольку берега водоемов являлись привлекательными локациями для основания поселений.

К настоящему времени в историографии преобладают две основные модели изменения уровня черноморского бассейна в последние 6–8 тыс. лет. Первая, более популярная среди археологов, описывает этот период как серию чередующихся трансгрессий и регрессий (рис. 1) [Федоров, 1959]. Следует отметить, что под понятием «морская регрессия» археологи обычно понимают хронологический период, в течение которого уровень моря был ниже, чем до или после него. Эта трактовка не совпадает с геологическим значением этого термина, означающим процесс отступания моря от берегов, вызванный прогибанием бассейна или сокращением объема его водной массы.

Ряд исследователей придерживается принципиально иной точки зрения [Porotov, 2007; Дикарёв, 2011; Fouache, et al., 2012; Giame, et al., 2016], доказывая непрерывность трансгрессии (повышения уровня) моря, но выделяя в ней фазы различной интенсивности (рис. 1) [Fouache, et al., 2012]. В терминах первой модели эта схема выглядит как единый трансгрессивный этап, начавшийся не позднее 6 тыс. до н. э. и продолжающийся до настоящего времени.

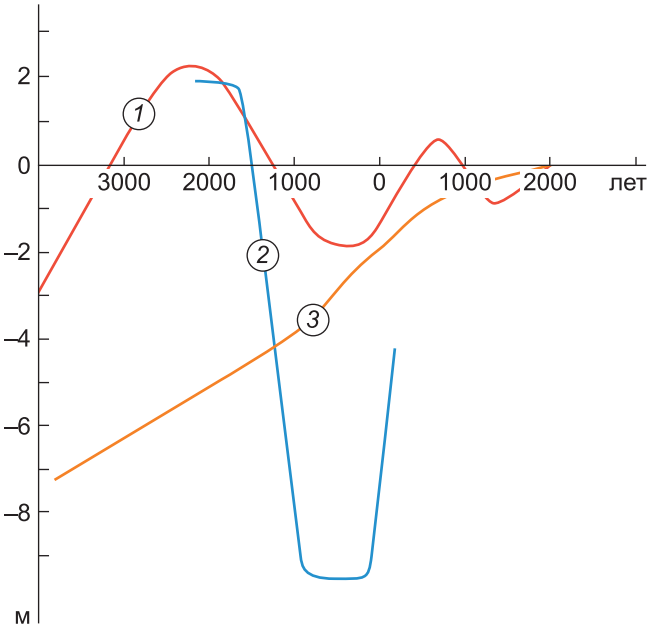


Рис. 1. Модели динамики уровня Черного моря в последние 6000 лет. *1* — по П.В. Федорову [1959]; *2* — по К.К. Шилику [1977]; *3* — по [Fouache, et al., 2012]

Целью данной статьи является определение уровня воды в интервале с V в. до н. э. по IV в. н. э., когда изучаемый регион представлял собой архипелаг островов в дельте Кубани [Fouache, et al., 2012; Giame, et al., 2016]. Обе вышеупомянутые модели солидарны в том, что в V в. до н. э. уровень моря был существенно ниже современного, а к IV в. н. э. повысился, но также оставался ниже современного. В терминологии первой модели этот период низкого уровня моря именуется фанагорийской регрессией, последовавшей за новочерноморской трансгрессией и предшествовавшей нимфейской трансгрессии. Согласно второй модели, этому периоду соответствует очень медленный подъем или стабильный уровень воды, ограниченный двумя интервалами сравнительно быстрого роста уровня моря (новочерноморской и нимфейской трансгрессиями первой модели).

Расчетом уровня моря в период фанагорийской регрессии занимались многие исследователи. Таблица 1 демонстрирует колебания оценок величины максимального понижения уровня воды относительно современного в диапазоне от 2 до 10 м.

При этом определение уровня моря в период древнегреческой колонизации Северного Причерноморья (VII–VI вв. до н. э.) имеет важное научное значение, так как позволит уточнить очертания берегов и установить возможность существования проливов и лиманов, ныне исчезнувших или заметно изменивших свои очертания. Это, в свою очередь, поможет сопоставить найденные археологами «безымянные» прибрежные поселения с топонимами, известными из трудов древних авторов.

Таманский полуостров является регионом с активно проявленными неотектоническими движениями, что показано как геоморфологическими методами [Мануилова и др., 2023], так и результатами GNSS-измерений [Юбко и др., 2016]. Очевидно, что неотектонические движения способны существенно влиять на контуры берегов. Иногда такие движения могут компенсировать собственные изменения уровня моря, например, если подъем уровня моря совпадает во времени с неотектоническим поднятием территории. Поэтому необходимо оценить и учесть возможное влияние неотектонического фактора на динамику уровня моря на примере особенностей строения современных отложений и рельефа ряда древних поселений, расположенных на берегах Таманского залива — Фанагории, Кеп, Патрея, Гермонассы, Приморского-23 (рис. 2). Решению этой задачи посвящена отдельная публикация.

Материалы и методы исследований. Для определения уровня моря мы в первую очередь использовали материалы полевых отчетов об археологических раскопках Фанагории с 1920-х годов до настоящего времени: данные о датированных строительных комплексах и уровне подошвы культурного слоя на разных участках города.

Таблица 1

Некоторые оценки уровня моря в период Фанагорийской регрессии по сравнению с современным уровнем

Автор	м, ниже у.м.	Изученный материал
А.Б. Островский, 1971	10	Анализ 3600 скважин причерноморского побережья
С.И. Варущенко, 1975	2	Голоценовое развитие Северо-Западного шельфа Черного моря
Н.С. Благоволин и др., 1976	2–3; 7–9	Анализ Голоценовых террас Причерноморья
И.П. Балабанов, А.Я. Измайлов, 1988	7–10	Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков морских террас
А.В. Кондрашов, 2010	3,5–4	Подводное исследование рифов, морского дна
Л.П. Колли, 1909	3,5	Находки предметов культуры и быта на дне Черного моря
В.Д. Блаватский, 1961	3–4; >4	Подошва культурного слоя «подводной Фанагории»
Д.Я. Беренбейм, 1959	2	Анализ различных археологических изысканий
М.В. Агбунов, 1992	5	Изучение работ археологов, историков, географов
А.А. Никонов, 1998	2–3,5; 4–5	Изучение 14 археологических памятников Черного моря
Я.М. Паромов по [Дикарёв, 2011]	4	Изучение затопленных элементов инфраструктуры Фанагории
А.Н. Шамрай по [Дикарёв, 2011]	4,5–5	Изучение ОАН «Береговой-4»

Для локализации палеобереговой линии Фанагории мы использовали результаты 10 разрезов донных осадков (собственные данные) в портовой акватории — их состав, структурно-текстурные особенности, мощность и возраст культурного слоя, глубины расположения подошвы культурного слоя. Также в наших расчетах учтены местоположение, размеры, высоты основания и кровли портовых сооружений Фанагории — причала греческого времени (собственные данные) и причала римского времени [Голофаст, Ольховский, 2013, 2016].

В результате комплексирования вышеперечисленных данных удалось уточнить динамику изменения уровня моря в период с V в. до н. э. по IV в. н. э. и примерно локализовать местоположение береговой линии в этот период.

Город Фанагория располагался на южном берегу Таманского залива, в 1,5 км к западу от современного пос. Сенной, был основан переселенцами из Малой Азии около 539 г. до н. э. и почти непрерывно существовал по крайней мере до X в. н. э. Его археологическое изучение началось еще в XIX в., а с 1920-х годов приобрело систематический характер [Античное..., 2010; Кузнецов, 2010].

Город располагался на двух прямоугольных террасах, вытянутых с востока на запад параллельно берегу. В настоящее время нижняя терраса длиной



Рис. 2. Схема расположения некоторых античных поселений на берегах Таманского залива. Курсивом указаны названия современных объектов

1300 м и шириной от 90 до 200 м полого понижается к морю с высот 9–10 м до высот 4–5 м, и завершается обрывистым клифом. Верхняя терраса длиной до 1500 м и шириной до 270 м расположена на высотах 25–27 м над уровнем моря, и весьма крутым склоном высотой 10–12 м переходит в верхнюю часть ниж-

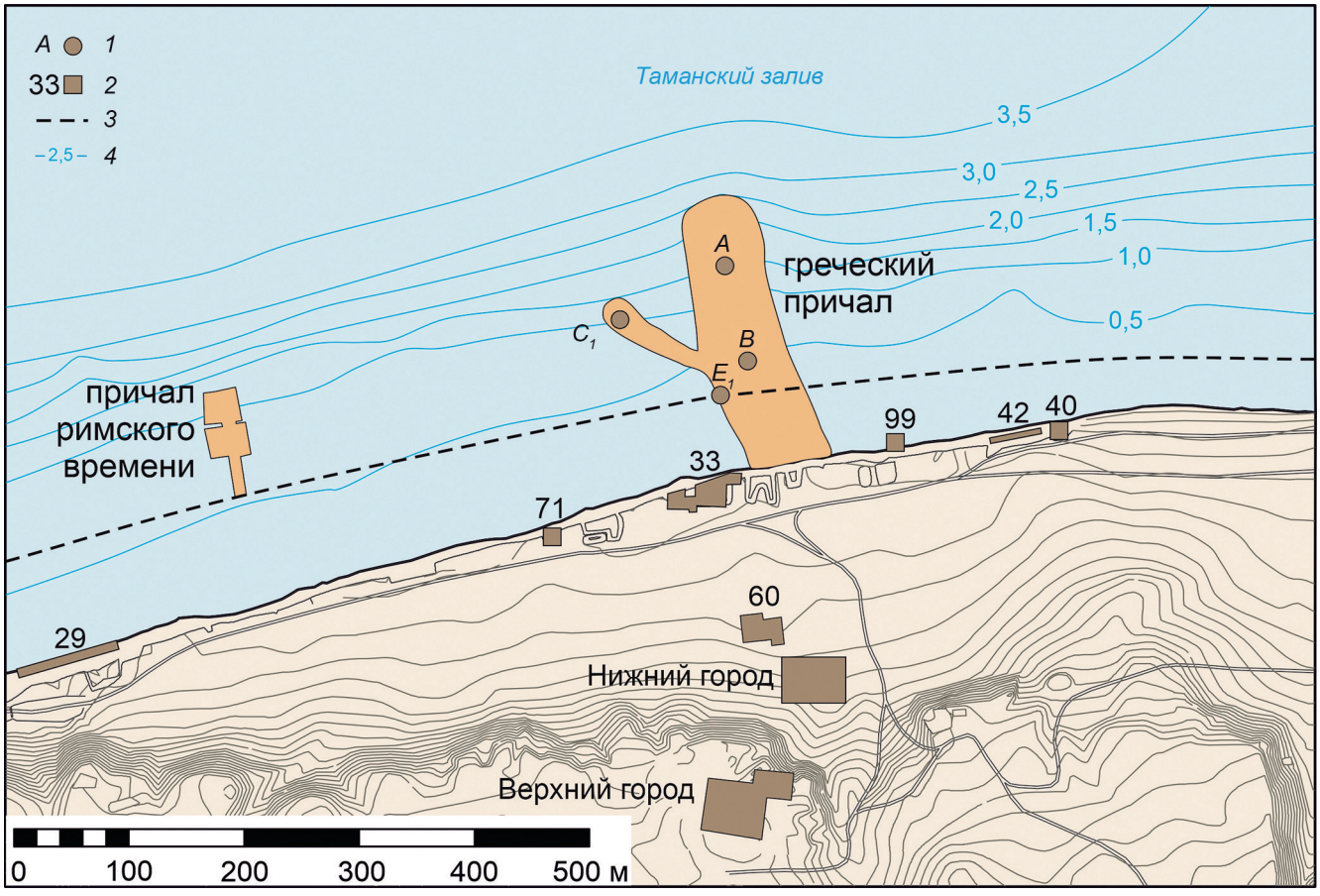


Рис. 3. Схема расположения причалов и раскопов на территории Нижнего города и портовой части Фанагории. Номера раскопов соответствуют табл. 2: *1* — раскопы в акватории; *2* — сухопутные раскопы; *3* — урез воды в римское время (III–IV вв. н. э.); *4* — изобаты глубин

ней террасы. На юге верхняя терраса заканчивается также склоном высотой 6–7 м и переходит в пологую обширную поверхность с высотами 13–18 м (рис. 3). С востока, запада и юга к берегу примыкают обширные курганные и грунтовые некрополи.

На верхней и нижней террасах Фанагории к настоящему времени выполнено множество археологических раскопов. Ныне продолжаются исследования в раскопах «Верхний город» на верхней террасе, «Нижний город» на нижней террасе, на Восточном некрополе и в акватории порта.

Результаты исследований. Археологический материк (незатронутая антропогенным воздействием поверхность) найден и в сухопутных раскопах, и в подводных шурфах (табл. 2). Кроме того, в качестве маркеров положения поверхности рельефа и береговой линии мы использовали разновозрастные поверхности и объекты, документированные в археологических раскопах (табл. 2). В эту выборку включены раскопы, расположенные вблизи современного уреза воды и береговом обрыве, а также раскоп «Центральный» на нижней террасе Фанагории (рис. 3). Для удобства все высотные отметки переведены в высоты относительно современного уровня моря: расположенные выше него объекты получили положительные высоты, расположенные ниже — отрицательные.

Важным источником информации при расчете уровня моря являются портовые сооружения Фанагории — причалы греческого и римского времени.

Первое детально изученное портовое сооружение Фанагории — причал римского времени [Голофаст, Ольховский, 2013, 2016]. Конструктивно он состоит из трех деревянных клетей размерами 8 × 7,5 м, 8,5 × 7,5 м и 19 × 3 м, забутованных рваным камнем. Клети ориентированы по линии север-юг, их южный край расположен в 120 м от современного берега, северный — в 160 м. Высота сохранившейся конструкции причала составляет 0,75–0,8 м от уровня древнего дна (табл. 2). Существенные различия в конструкции клетей свидетельствуют, что причал был построен в два этапа. На первом этапе (конец III — начало IV в. н. э.) перед уступом затопленной к тому времени прибрежной террасы на дне была установлена первая причальная площадка (центральная клеть), для удобного доступа к которой был построен переезд с твердым покрытием (южная клеть) до уреза воды. На втором этапе (IV–V вв. н. э.) была сооружена вторая причальная площадка (северная клеть), так как к тому времени подход

Таблица 2

Высоты разновозрастных поверхностей и объектов Фанагории

Раскоп и его № на рис. 3	Источник	Тип и возраст поверхности	Абсолютная высота поверхности
«Центральный», № 60	Кобылина, 1974ф	Материк, VI в. до н. э.	–0,5 м
		Уровень фундамента здания V в. до н. э.	+0,8 м
		мостовая I в. н. э.	+2,75 м
«Береговой», № 29	Блаватский, 1939ф	Пески (материк)	–1,3 м
«Северный город», № 33	Блаватский, 1939–1940ф	Слой II–III вв. н. э.	+1,5…+1,27 м
		Пески (материк)	–1,39 м
«Береговой А», № 71	Кобылина, 1971ф	Винодельня, I–II вв. н. э.	+0,4 м
«Северо-восточный береговой», № 42	Кобылина, 1947ф	Гумусированные пески (материк), римское время	–0,7 м
«Северо-восточный береговой», № 40	Блаватский, 1940ф	Пески с прослоями детрита, римское время	–0,2…–1,5 м
«Береговой», № 99	Кузнецов, 2003ф	Пески (материк)	–1,6 м
		Фундамент здания, римское время	0,0 м
«Греческий причал», раскоп А	собственные данные	Пески (материк), V в. до н. э.	–4,0 м
		Кровля причала, V в. до н. э.	–1,5 м
«Греческий причал», раскоп В		Материк, пески, V в. до н. э.	–3,3 м
		Кровля причала, V в. до н. э.	–1,5 м
«Греческий причал», раскоп С1		Глины (материк), V в. до н. э.	–3,2 м
		Кровля причала, V в. до н. э.	–1,2 м
Причал римского времени	Голофаст, Ольховский, 2013, 2016	Подошва северной клети, V в. н. э.	–2,0 м
		Кровля южной клети, III–IV вв. н. э.	–1,2 м
		Подошва южной клети, III–IV вв. н. э.	–1,4…–1,5 м
Раскоп Е1	собственные данные	Алевролиты с керамикой и стеклом, римское время	–1,45…–1,35 м

Примечания. Высоты даны относительно уровня моря, положительные — выше современного уровня моря, отрицательные — ниже. Отметка «ф» в графе источника — фондовые данные археологических работ.

судов к первой площадке оказался затруднен из-за аккумуляции вокруг нее песчаных наносов.

Причал греческого времени длиной до 200 м, шириной до 70 м и высотой от 2 до 3 м изучается нами с 2013 г. до настоящего времени. В конструкции этого сооружения и около него пройдено 35 подводных шурфов и траншея длиной 60 м, что позволило установить геометрию этого сооружения, высоты его кровли и подошвы (табл. 2). На основе датировок керамических сосудов и результатов радиоуглеродного анализа мы относим строительство этого причала к интервалу 400–350 гг. до н. э. [Хотылев и др., 2025]. Причал вскрыт насквозь тремя шурфами (рис. 3; табл. 2), что позволило определить высотные отметки дна на период начала строительства. В шурфе В, расположенном в 95 м от современного берега, нижний ярус (20–25 см) камней в конструкции причала перекрыт слоями спрессованных водорослей вперемешку с песком. Такие же скопления часто образуются в Таманском заливе на мелководье вокруг препятствий, аккумулирующих вокруг себя песок и водоросли. Пески, поверх которых построен причал, содержат многочисленную фауну бентосных фораминифер, что указывает на их морское происхождение [Анпилов и др., 2024].

Уровень моря в греческое время. В V–IV вв. до н. э., в период строительства причала греческого времени, уровень моря не мог быть выше, чем отметка –1,5 м от современного уровня, соответствующая высоте его кровли (иначе рабочая поверхность причала оказалась бы ниже уровня воды). Результаты изучения ряда греческих и римских портовых сооружений [De Graauw, 2022] показали, что их рабочие поверхности выступали над водой не менее чем на 1 м. Таким образом, в V-IV вв. до н. э. уровень моря в Фанагории был не выше, чем –2,5 м от современного.

При этом осадки, найденные в основании причала в шурфе В на отметке –3,2 м, содержат фораминифер, что указывает на их накопление в морской обстановке. Среди камней самого нижнего слоя конструкции причала найдены пачки спрессованных листьев взморника (Zostera marina), подобные тем, что и ныне откладываются в урезе воды по периметру Таманского залива. Таким образом, в период строительства причала (V — середина IV вв. до н. э.) уровень моря был не более чем на 2,7–3,0 м ниже современного.

Если принять данную отметку уровня воды, то окажется, что около центральной части причала (точки С1 на рис. 3 и в табл. 2) глубина воды достигала 1 м: общая высота конструкции причала здесь составляла 2 м, из которых 1 м возвышался над водой. В точке А глубина воды достигала 2,5 м, то есть была более чем достаточна для подхода к причалу морских судов [Boetto, Poveda, Olkhovskiy, 2022], а в точке В глубина воды уменьшалась до 0,7 м, позволяя подойти плоскодонным судам и лодкам.

Таким образом, полученная нами оценка уровня воды по состоянию на V — середину IV вв. до н. э. расположена в интервале –2,7…–3,0 м и не противоречит историческим данным.

Уровень моря в римское время. Определить уровень воды в III–IV вв. н. э. возможно на основе результатов подводных раскопок причала римского времени, рабочая поверхность которого располагается на отметке –1,2 м от современного уровня моря. Учитывая особенности конструкции этого причала, мы полагаем, что он возвышался над водой не на обычный для той эпохи 1 м, а лишь на 20–30 см. Таким образом, в IV в. н. э. уровень воды располагался не менее чем на –1,5 м ниже современного уровня моря. Характерная эрозия бревен на южном крае причала показывает, что они располагались в непосредственной близости от уреза воды того времени. Нижний ярус бревен южной клети причала уложен на поверхность дна с отметками –1,5…–1,6 м ниже современного уреза воды, что согласуется с положением уровня моря вблизи этих отметок.

Указанная высота уровня моря в римское время подтверждается и результатами сухопутных раскопок: сооружения I в. до н. э., найденные вблизи современного уреза воды, находятся на отметках от 0 до +0,4 м, т. е. в период их постройки и функционирования они располагались на 1,5–2 м выше уровня моря.

Вышеизложенное показывает, что в интервале с V в. до н. э. по IV в. н. э. уровень воды у берегов Фанагории поднялся с отметок –2,7…–3,0 м до отметок –1,5…–1,6 м.

Положение береговой линии. Конфигурация береговой линии является важным элементом палеогеографической реконструкции очертаний города по состоянию на тот или иной период. В случае Фанагории это особенно важно: В.Д. Блаватский, организовавший здесь в 1957–1959 г. подводные исследования, предположил, что береговая линия греческого времени располагалась в 200–220 м к северу от современной [Блаватский, 1961]. Этот тезис приобрел широкую известность и заметно повлиял на последующих исследователей [Благоволин, Щеглов, 1968; Балабанов, Измайлов, 1988].

Локализовать береговую линию рубежа V–IV вв. до н. э. (начальный этап строительства причала греческого времени) возможно на основе результатов сухопутных раскопок и с учетом особенностей портового осадконакопления.

В раскопах, расположенных на берегу вблизи уреза воды, сооружения греческого времени не найдены (следует отметить, что эти раскопы не удалось углубить до материка из-за подтапливания). Наши исследования и анализ фондовых материалов показывают, что вблизи современного уреза воды культурный слой I–II вв. н. э. (раскоп 99, рис. 3) подстилают мелководно-морские пески, содержащие комплекс морской микрофауны. Аналогичные пески подстилают и причал греческого времени. К настоящему времени данных для детальной локализации контура береговой линии V–IV вв. до н. э. собрано недостаточно, но уже

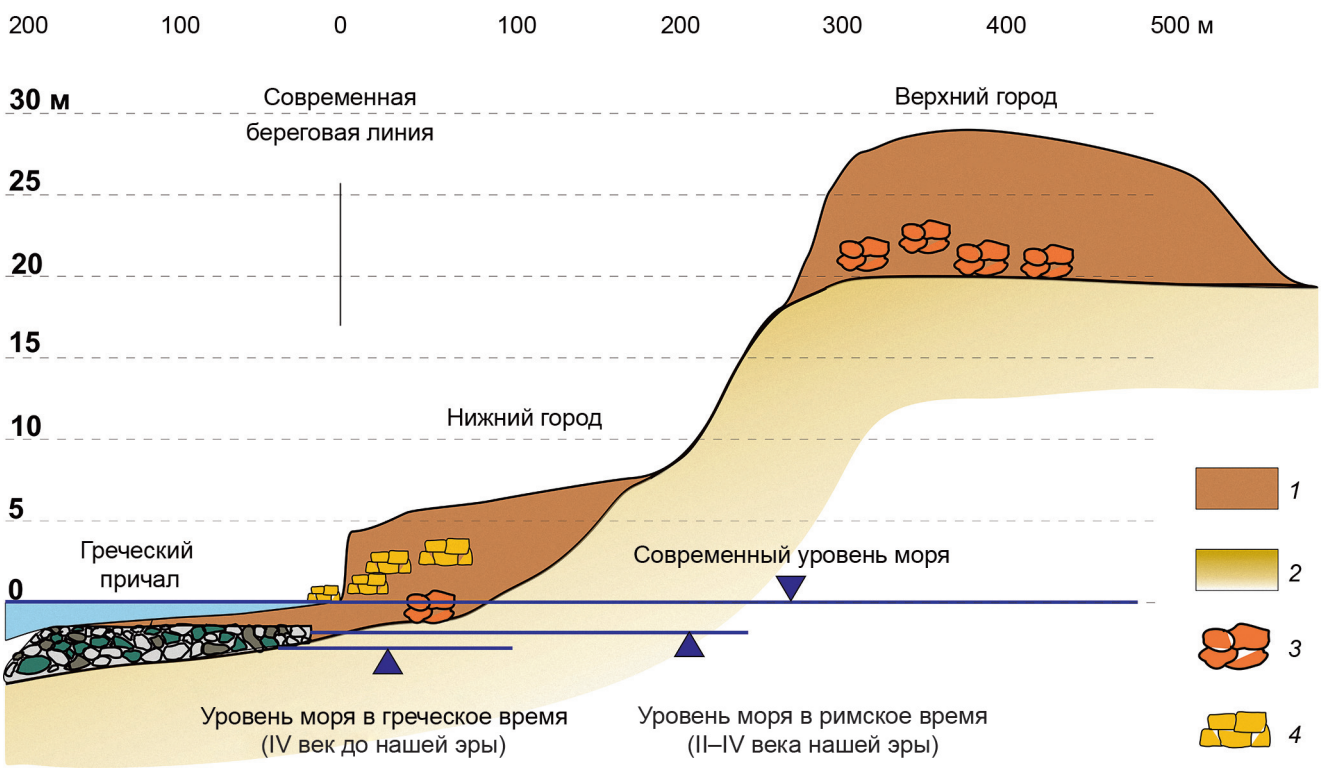


Рис. 4. Расположение сооружений греческого и римского времени на схематическом профиле через городище Фанагория. *1* — культурный слой; *2* — материк; *3* — фундаменты зданий греческого времени (VI–II вв. до н. э.); *4* — фундаменты зданий римского времени (I–IV вв. н. э.)

сейчас очевидно, что прилегающая к современному берегу Фанагории акватория являлась не сушей, а морским мелководьем. Таким образом, известный тезис [Блаватский, 1961; Благоволин, Щеглов, 1968; Балабанов, Измайлов, 1988] о расположении береговой линии в 200–220 м к северу от современного не соответствует действительности.

Определить очертания береговой линии Фанагории на рубеже III–IV вв. н. э. возможно точнее. В западной части городища урез воды располагался в непосредственной близости от южного края причала римского времени, т. е. в 120 м к северу от современной береговой линии. Над греческим причалом и около него (раскоп Е1, 80 м к северу от современной береговой линии) зафиксирован слой мелководно-морских алевролитов с обилием фрагментов стекла, металла и керамики римского времени, насыщенный мелким растительным детритом, раковинами двустворок и гастропод. Мы интерпретируем этот слой как осадки, скопившиеся в волноприбойной зоне вблизи уреза воды. В раскопе Е1 аналогичный слой зафиксирован на отметках –1,35…–1,45 м, что соответствует глубине расположения южного края причала римского времени (–1,5 м), то есть в этой части акватории урез воды располагался примерно в 80 м к северу от современного берега.

В современном урезе воды и в раскопах на крае прибрежного клифа найдены постройки римского времени (табл. 2), фундаменты которых расположены на отметках 0…+0,4 м. В частности, в раскопе 33 (рис. 3) выявлена вилла римского времени с мозаичным полом и винодельня. Очевидно, что этот участок побережья в то время не затапливался даже в периоды нагонных ветров, поднимающих уровень воды в заливе на 20–90 см [Беспалова и др., 2019].

Выполненные нами исследования показали, что в период с V в. до н. э. до III–IV вв. н. э., несмотря на подъем уровня воды на 1 м, береговая линия в центральной части Фанагории сместилась в сторону моря не менее чем на 80–120 м, то есть площадь ее Нижнего города существенно увеличилась. Причиной проградации берега (расширения площади суши в условиях повышения уровня моря) стали портовые сооружения, изменившие баланс вдольберегового переноса морских осадков в прилегающей акватории [Хотылев и др., 2025].

При этом некоторые поселения региона — например, Патрей, Кепы и Нимфей — в результате той же самой нимфейской трансгрессии оказались частично затоплены морем.

Заключение. В результате изучения археологических и геологических объектов Фанагории сделаны следующие выводы:

1. На рубеже V–IV вв. до н. э. уровень моря напротив Фанагории находился на отметках –2,7…–3,0 м от современного.

2. К рубежу III–IV вв. н. э. уровень моря поднялся до отметки –1,5 м от современного.

3. В период с V в. до н. э. до IV в. н. э. в центральной части Фанагории береговая линия постепенно сместилась на 80–120 м на север, что существенно увеличило площадь Нижнего города.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агбунов М.В. Античная география Северного Причерноморья. М., 1992.

Анпилов Н.А., Хотылев А.О., Ольховский С.В., Латыпова М.Р. Восстановление условий в античном порту Фанагория (Таманский полуостров) по микрофауне данных осадков // Труды XII Международной научно-практической конференции Морские исследования и образование (MARESEDU-2023). Т. I. Тверь, 2024. С. 691–693.

Античное наследие Кубани. Т. 2. М., 2010.

Балабанов И.П., Измаилов Я.А. Изменение уровенного и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54–62.

Беренбейм Д.Я. Керченский пролив во времена Страбона в свете новейших данных об изменении уровня Черного моря // Советская археология. 1959. № 4. С. 42–52.

Беспалова Л.А., Цыганкова А.Е., Беспалова Е.В., Мисиров С.А. Опасные штормовые нагоны и разрушение берегов Азовского моря // Наука Юга России. 2019. Т. 15, №2. С. 29–38.

Блаватский В.Д. Подводные раскопки в Фанагории в 1959 г. // Советская археология. 1961. № 1. С. 277–279.

Благоволин Н.С., Муратов М.В., Островский А.Б. Палеогидрология Балтийского и Черного морей в четвертичном периоде // Проблемы палеогидрологии. М., 1976. С. 113–138.

Благоволин Н.С., Щеглов А.Н. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в Юго-Западном Крыму // Известия АН СССР. 1968. Сер. Геогр. № 2. С. 49–58.

Варущенко С.И. Анализ позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., 1975. С. 50–62.

Голофаст Л.А., Ольховский С.В. Амфорная тара из подводных раскопок в акватории Фанагорийской гавани // Проблемы истории, филологии, культуры. 2013. № 2. С. 55–78.

Голофаст Л.А., Ольховский С.В. Комплекс керамики из подводного фундамента в акватории Фанагории // Фанагория. Результаты археологических исследований / Под общ. ред. В.Д. Кузнецова. Т. 4. Материалы по археологии и истории Фанагории. Вып. 2. М., 2016.

Дикарёв В.А. О фанагорийской регрессии Черного моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2011. №1. С. 35–40.

Колли Л.П. Следы древнейшей культуры на дне морском // Известия Таврической Ученой Архивной Комиссии. 1909. № 43. Симферополь. С. 125–137.

Кондрашов А.В. Новые исследования у мыса Тузла на Таманском полуострове // ΣΥΜΒΟΛΑ. Античный мир Северного Причерноморья. Новейшие находки и открытия. Вып. 1. М.; Киев, 2010. С. 118–124.

Кузнецов В.Д. О времени основания Фанагории // Древности Боспора. 2010. Вып. 14. С. 313–321.

Мануилова Е.А., Хотылев О.В., Ольховский С.В. и др. Палеогидросеть Таманского полуострова по материалам дистанционного зондирования // Краткие сообщения Института археологии. 2023. Вып. 272. С. 452–467.

Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Краснорукая К.В. Изменения климата Приазовья в позднем голоцене // Доклады АН. 2012. Т. 444, № 3. С. 320–324.

Никонов А.А. Затопленные остатки античных сооружений по берегам Боспора Киммерийского (в связи с проблемой изменения уровня моря) // Российская археология. 1998. № 3. С. 57–66.

Островский А.Б. О природе и возможных масштабах позднеплейстоценовых и голоценовых регрессий Черного моря // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.

Сорокин В.М., Янина Т.А., Лукша В.Л. О времени последней связи Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 75–84.

Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время // Доклады АН СССР. 1959. Т. 124. № 5.

Хотылев А.О., Корзинин Д.В., Ольховский С.В. и др. Эволюция гидродинамического режима порта Фанагории в V–I вв. до н.э. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2025. №4. С. 52–61.

Шилик К.К. Изменение уровня Черного моря в позднем голоцене и палеотопография античных памятников Северного Причерноморья античного времени. М., 1977. С. 158–163.

Юбко В.М., Глазырин Е.А., Шестопалов В.Л. Опыт измерения современных движений земной коры в районе Азово-Черноморского побережья РФ // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Четвертая тектонофизическая конференция: материалы докладов. Т. 1. С. 298–303. М., 2016.

Boetto G., Poveda P., Olkhovskiy S. The Hellenistic Shipwreck of Phanagoria (Taman Peninsula, Black Sea, Russia): A Small Military Vessel // International Journal of Nautical Archaeology. 2022.

De Graauw A., Ancient Port Structures // Méditerranée [Online], Paleoenvironment, Geoarchaeology, Historical Geography, Online since 10 May 2022, connection on 10 May 2022. URL: http://journals.openedition.org/mediterranee/12715

Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H., et al. The late Holocene evolution of the Black Sea — a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quat. Int. 2012. Vol. 266. P. 162–174.

Giame M.., Avnaim-Katav S., Morhage Ch., et al. Evolution of Taman Peninsula's ancient Bosphorus channels, south-west Russia: Deltaic progradation and Greek colonization // J. of Archaeological Science: Reports. 2016. Vol. 5. P. 327–335.

Porotov A. Relative sea-level changes and submersion of archeological sites along the northern shoreline of the Black Sea // Méditerranée. 2007. Vol. 108. P. 29–36.

Статья поступила в редакцию 15.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 553.411.071 / 551.52 (575.1)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-56-66

РЕГИОНАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Владимир Деньевич Цой[1], Сардор Савриддинович Сайитов[2]✉

[1] Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан; vtsoi@inbox.ru
[2] Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан; sardorsayitov@gmail.com✉, https://orcid.org/0000-0001-9984-8674

Аннотация. Изучение стадийности гипогенного минералообразования, выявление продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций, минералого-геохимической зональности рудных объектов являются актуальными данными геологической науки, их решение — необходимое условие научного прогноза рудного потенциала объектов и повышения эффективности геологоразведочных работ в аналогичных объектах. В связи с этими были проанализированы минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений Узбекистана.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, парагенетическая минеральная ассоциация, минералогическая и геохимическая зональность, Узбекистан

Для цитирования: *Цой В.Д., Сайитов С.С.* Региональная минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений Узбекистана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 56–66.

REGIONAL MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL ZONATION OF GOLD DEPOSITS OF UZBEKISTAN

Vladimir D. Tsoi[1], Sardor S. Sayitov[2]✉

[1] Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan; vtsoi@inbox.ru
[2] Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan; sardorsayitov@gmail.com✉, https://orcid.org/0000-0001-9984-8674

Abstract. The study of the stages of hypogene mineral formation, the identification of productive paragenetic mineral associations, and the mineralogical and geochemical zonation of ore deposits are among the most relevant issues of geological science. Solving these problems is a necessary condition for the scientific forecasting of the ore potential of deposits and for increasing the efficiency of geological exploration in analogous objects. In this regard, mineralogical and geochemical features of Uzbekistan's gold deposits have been analyzed.

Keywords: gold deposits, paragenetic mineral association, mineralogical and geochemical zonation, Uzbekistan

For citation: Tsoy V.D., Sayitov S.S. Regional mineralogical and geochemical zonation of gold deposits of Uzbekistan. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 56–66. (In Russ.).

Введение. Золото является одним из стратегических полезных ископаемых в Узбекистане. Узбекистан по разведанным запасам металла входит в первую десятку стран мира. Запасы золота в Узбекистане составляют 1800 т. В 2019 году страна занимала 10 место в мире с производством золота 100 т [Minerals..., 2020]. В стране имеется около сотни золоторудных месторождений и рудопроявлений от мелких до мирового супергиганта Мурунтау.

Золоторудные месторождения Узбекистана приурочены к единому Кызылкумо-Кураминскому металлогеническому поясу, включающему Южно-Тяньшанский аккреционный комплекс и Бельтау-Кураминскую вулкано-плутоническую дугу (рис. 1) и образованному в результате субдукции коры Туркестанского палеоокеана под Казахстано-Киргизский континент, его коллизии с Алай-Таримским континентом и последующими геологическими процессами [Далимов и др., 2002; Yakubchuk, et al., 2002, 2005; Goldfarb, et al., 2013].

На территории Узбекистана выделяются три основных золоторудных региона, характеризующихся специфическими геологическими (стратиграфо-литологическими, структурными) и минералого-геохимическими особенностями формирования оруденения (с запада на восток): 1) Центральные Кызылкумы и Зиаэтдинские горы (месторождения Мурунтау, Кокпатас, Даугыз, 1-Сентябрь), 2) Нуратинские горы (месторождения Гужумсай, Чармитан, Пистали) и 3) Чаткало-Кураминская зона (месторождения Кызылалма, Чадак, Кочбулак, Кайрагач).

Региональная геолого-минералогическая зональность формирования золоторудных месторождений Узбекистана проявляется как в вещественном составе и возрасте рудовмещающих пород, так и в основных продуктивных минеральных ассоциациях, а также в геохимических особенностях руд.

Методы. Для выявления региональной геолого-минералогической зональности формирования золоторудных месторождений Узбекистана нами

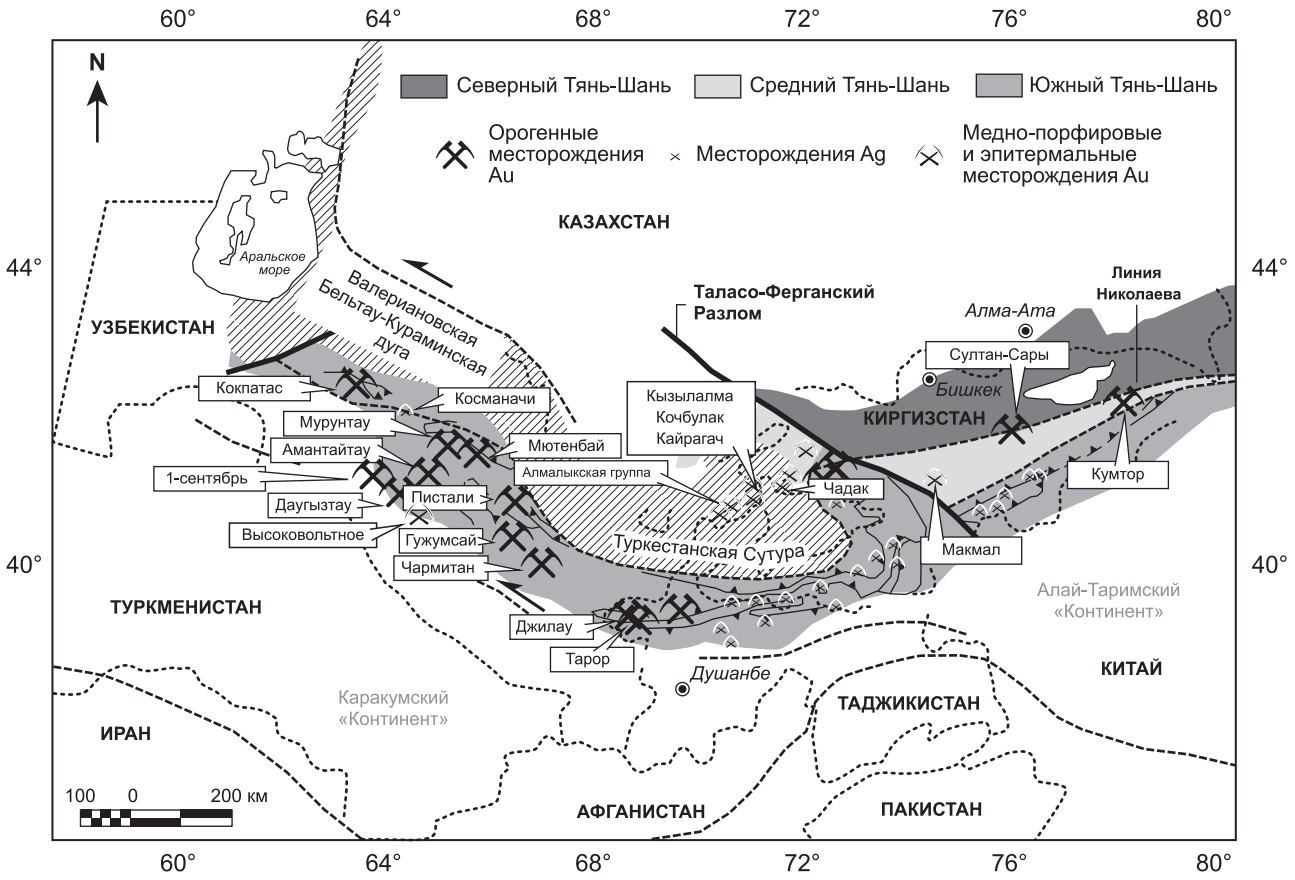


Рис. 1. Размещение золоторудных месторождений в геодинамических структурах Средней Азии [Yakubchuk, et al., 2002; Goldfarb, et al., 2013]

были обобщены результаты многолетних минералого-геохимических исследований и данные о геологическом строении ряда золоторудных месторождений, включая эталонные объекты, расположенные в различных регионах республики. Были проведены полевые геологические работы с отбором проб для минералого-петрографических и химико-аналитических исследований.

Минеральный состав руд, типоморфные свойства минералов, их взаимоотношения, характер срастания и минеральные ассоциации установлены лабораторными, в том числе минералого-петрографическими, оптическими и рентгеновскими методами: оптическая микроскопия (Nikon Eclipse LV100N POL); электронно-зондовый микроанализатор (JEOL JXA-8800); ИСП-МС (квадрупольный масс-спектрометр Perkin Elmer ELAN 9000); химический, атомно-абсорбционный, пробирный, спектральный полуколичественный и другие физические методы исследований.

Результаты и их обсуждение. В Центральных Кызылкумах золоторудные месторождения расположены в докембрийских и ранне-среднепалеозойских карбонатно-вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных образованиях. Так, к тасказганской свите (верхний рифей) приурочено месторождение Аджибугут; к третьей бесапанской подсвите, ныне косманачинской толще (верхний кембрий-средний ордовик), — Мурунтау, Мютенбай, Даугызтау; к косбулакской свите (среднего силура) — месторождения Балпантау и Тамдыбулак; к кургантауской свите — Биринчи Сентябрь; к кокпатасской свите, корашахской толщи (средний-верхний рифей) — Кокпатас [Alimov, et al., 2016; Алимов и др., 2016б; Цой и др. 2016; Рудные…, 2001].

В Зиаэтдинском регионе золоторудные месторождения также связаны с древними толщами — катармайской свитой (верхний рифей) и булямушской (венд) — месторождения Янги-Давон, Каракутан [Алимов, Цой, 2011; Алимов и др., 2016а; Стратиграфический…, 2001].

В Нуратинском регионе рудовмещающими являются карбонатно-терригенные и терригенные породы марджанбулакской (венд-нижний кембрий), бесапанской толщи (венд-нижний силур), кальсаринской (верхний кембрий — нижний ордовик), бадамчалинской (нижний-средний ордовик), курбаназинской (нижний-средний ордовик), илончисайской (средний-верхний ордовик), накрутской (нижний силур), джазбулакской (нижний силур), а также к граносиенитам кошрабадского комплекса (средний карбон) — месторождение Чармитан.

В Чаткало-Кураминском регионе золотое оруденение расположено в вулканогенных образованиях андезитового, дацитового составов (средний карбон-нижняя пермь) и в каледонских гранитдах.

На изученных участках Катта-Баг месторождения Кайрагач, Мазар и Акбулак Чадакского рудного поля золотое оруденение приурочено к минбулакской (средний карбон), акчинской (средний карбон) и надакской (средний-верхний карбон) свитам.

Как следует из вышеприведенного размещения золотого оруденения, рудовмещающие породы золоторудных месторождений в направлении с запада на восток в целом омолаживаются.

Минералогические особенности различных месторождений Узбекистана. Анализ минералогических особенностей золоторудных месторождений показывает, что в этом же направлении происходит омоложение продуктивных минеральных ассоциаций. В качестве эталонных объектов в Центральных Кызылкумах выбраны крупные месторождения Мурунтау, Кокпатас, Даугызтау, а также Тамдыбулак, Балпантау, Биринчи Сентябрь и Аджибугут. Из эталонных объектов Нуратинского региона были проанализированы месторождения Марджанбулак, Сармич, Пистали, расположенные в терригенных образованиях, а также Чармитан и Гужумсай, приуроченные к граносиенитам. Месторождения Кочбулак, Кызылалма, Кайрагач (участок Катта-Баг) и месторождения Чадакского рудного поля выбраны в качестве эталонных объектов для Чаткало-Кураминского региона.

На месторождении Мурунтау развиты следующие основные минералы: рудные — пирит, арсенопирит, самородное золото, шеелит, пирротин, марказит, реже сульфовисмутиты, минералы серебра, сульфоантимониты и др., нерудные — кварц, карбонат, хлорит, турмалин и др. Основные концентрации золота связаны с ранними парагенетическими минеральными ассоциациями (ПМА), стадии вольфраматов и ранних сульфидов. Более поздние ПМА золото-серебряной стадии проявились слабее.

В рудах установлены следующие элементы-примеси: главные — Ti, Ag, Pt, Pd, B; второстепенные — Bi, Cu, Ni, Sb, Pb, Se, Te. Величина серебро-золотого отношения в рудах — 0,30. Пробность золота меняется от 740 до 980 ‰, в среднем — 870 ‰. Месторождение характеризуется следующими типоморфными свойствами: 1) березиты с залежами вкрапленных золото-сульфидных руд и золото-кварцевыми жилами; 2) высокие содержания золота и серебра в главных сульфидах при низком серебро-золотом отношении; 3) совмещение в пространстве кварц-шеелитовой и золото-сульфидной ассоциаций; 4) наличие в метасоматитах кварц-турмалиновых жил.

Месторождения Кокпатас и Даугызтау относятся к золото-сульфидному геолого-промышленному типу с трудноизвлекаемым (упорным) золотом. На этих месторождениях развиты следующие основные минералы: рудные — золотоносные пирит и арсенопирит, пирротин, халькопирит, марказит, шеелит, рутил, блеклая руда, сфалерит, сульфоантимониты свинца, никеля и меди; нерудные — кварц, анкерит, доломит, кальцит, серицит, хлорит, полевой шпат, биотит, сидерит, углеродистое вещество. Основными продуктивными минеральными ассоциациями являются пирит-арсенопиритовая с золотом ПМА раннесульфидной стадии. Более поздние сфалерит-халькопирит-галенитовая и галенит-блеклорудная ПМА полиметаллической стадии и тетрадимит-теллуровисмутитовая, золото-гесситовая, золото-серебряная и собственно серебряная ПМА золото-серебряной стадии проявлены слабо и фрагментарно.

Характерными элементами-примесями в рудах являются: главные — Ti, Ni, Cr, Sb; второстепенные — W, Cu, V, Ag, Pb, Pt, Pd, B, Se, Te. Значение серебро-золотого отношения в рудах — 0,27–0,30. Пробность — 819–980 ‰. Для этого типа месторождений характерны следующие типоморфные свойства: 1) наличие зон окисления; 2) серицит-кварц-карбонатные метасоматиты с залежами вкрапленных убогосульфидных руд в зонах смятия; 3) наличие в метасоматитах углистых прослоев; 4) совмещение в пространстве золото-сульфидной и кварц-антимонитовой ассоциаций; 5) кварц-полевошпатовые жилы со свободным золотом, секущие залежи вкрапленных руд; 6) широкое развитие внутрирудного метаморфизма; 7) низкие содержания элементов-примесей; 8) в отдельных месторождениях отмечаются высокие содержания селена в антимонитах и турмалинизация вмещающих пород [Королева, Клемперт, 1977].

На месторождениях *Тамдыбулак* и *Балпантау* развиты следующие основные минералы: рудные — золото самородное, электрум, кюстелит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит и др.; нерудные — плагиоклаз, кварц, альбит, анкерит, доломит, кальцит, серицит, хлорит, биотит и др. [Королева и др., 2018].

Основными продуктивными минеральными ассоциациями являются пирит-арсенопиритовая с золотом ПМА раннесульфидной стадии. Более поздние сфалерит-халькопирит-галенитовая и галенит-блеклорудная ПМА полиметаллической стадии и тетрадимит-теллуровисмутитовая, золото-гесситовая, золото-серебряная и собственно серебряная ПМА золото-серебряной стадии ПМА проявлены слабо и фрагментарно. Характерными элементами-примесями в рудах являются: главные — Pb, Cu, Zn, Fe, As; второстепенные — P, Ti, La, Sn, Zr, Cd, Ni, Sb, Co, Bi, W, Ba, Sr.

Пробность — невысокая, соответствует электруму (530–560 ‰) и кюстелиту (290–300 ‰). Для этого типа месторождений характерны следующие типоморфные свойства:

1) развитие трех типов руд, характеризующихся своими минералого-геохимическими особенностями. Наиболее продуктивным из них является сульфидно-кварцевый жильный с самородным золотом (второй тип руд);

2) золото, представленное самородной формой, электрумом и кюстелитом, концентрируется в кварце, карбонате, пирите, арсенопирите, оксидах железа

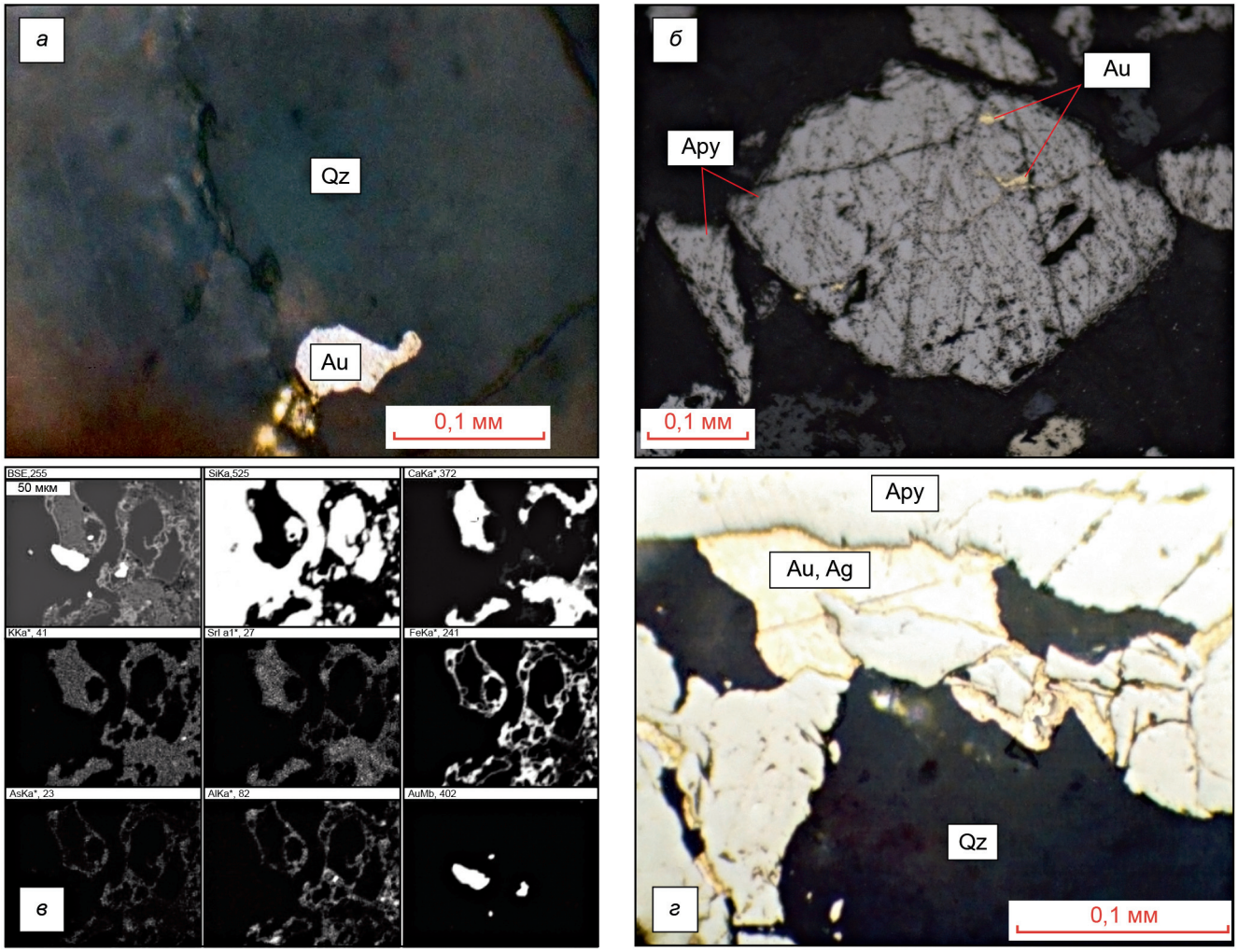


Рис. 2. Растровые снимки в характеристическом рентгеновском излучении: *а* — в жильном кварце; *б* — по трещинам арсенопирита; *в* — в сростках с карбонатом, скородитом в кварце; *г* — электрум в арсенопирите из сульфидно-кварцевой жилы

и мышьяка, а также образует сростки с галенитом, халькопиритом (рис. 2, *а–в*);

3) минералы золота приурочено к трещинам в сульфидах (пирите, арсенопирите), наложенное на сульфиды, легко извлекаемое (рис. 2, *г*);

4) по результатам рационального анализа на Тамдыбулаке более 90 % золота и серебра находятся в свободном состоянии;

5) месторождения относятся к малосульфидной золото-кварцевой формации;

6) на месторождениях развиты ранняя продуктивная пирит-арсенопиритовая с золотом и реже поздняя золото-серебряная парагенетические минеральные ассоциации;

7) вредными примесями являются мышьяк и группа слюдистых минералов, которые затрудняют обогащение руд;

8) к шлакообразующим компонентам относится оксид кремния [Алимов и др., 2015; 2011; Королева, Клемперт, 1977].

На месторождении *Аджибугут* основной продуктивной минеральной ассоциацией является пирит-арсенопиритовая с золотом. Поздняя золото-серебряная минеральная ассоциация отмечается очень редко. Тем не менее, здесь еще раз следует отметить, что совмещение минералов ранней ПМА с поздней приводит к образованию богатых руд.

На месторождении *Биринчи Сентябрь* широко распространенными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, марказит, мельниковит-пирит, самородное золото, халькопирит, пирротин. Они отмечаются как в виде самостоятельных микровыделений, так и в виде микровростков в других минералах. Самородное золото отмечается в свободном состоянии в кварце, содержит примазки карбоната, медной зелени (малахит), срастается с пиритом, арсенопиритом. Постоянными спутниками самородного золота являются пирит, арсенопирит, халькопирит, а в зоне окисления — гидрооксиды железа и малахит. Самородное золото относится к категории тонкодисперсного (0,001–0,007 мм), пылевидного (0,01–0,05 мм), мелкого (0,1–0,9). Редкие золотины относятся к категории средней крупности (1–2 мм). Форма золотин — разнообразная: амебовидная, комковатая, проволочковидная, округлая, в аншлифах ксеноморфная, удлиненная определяется формой

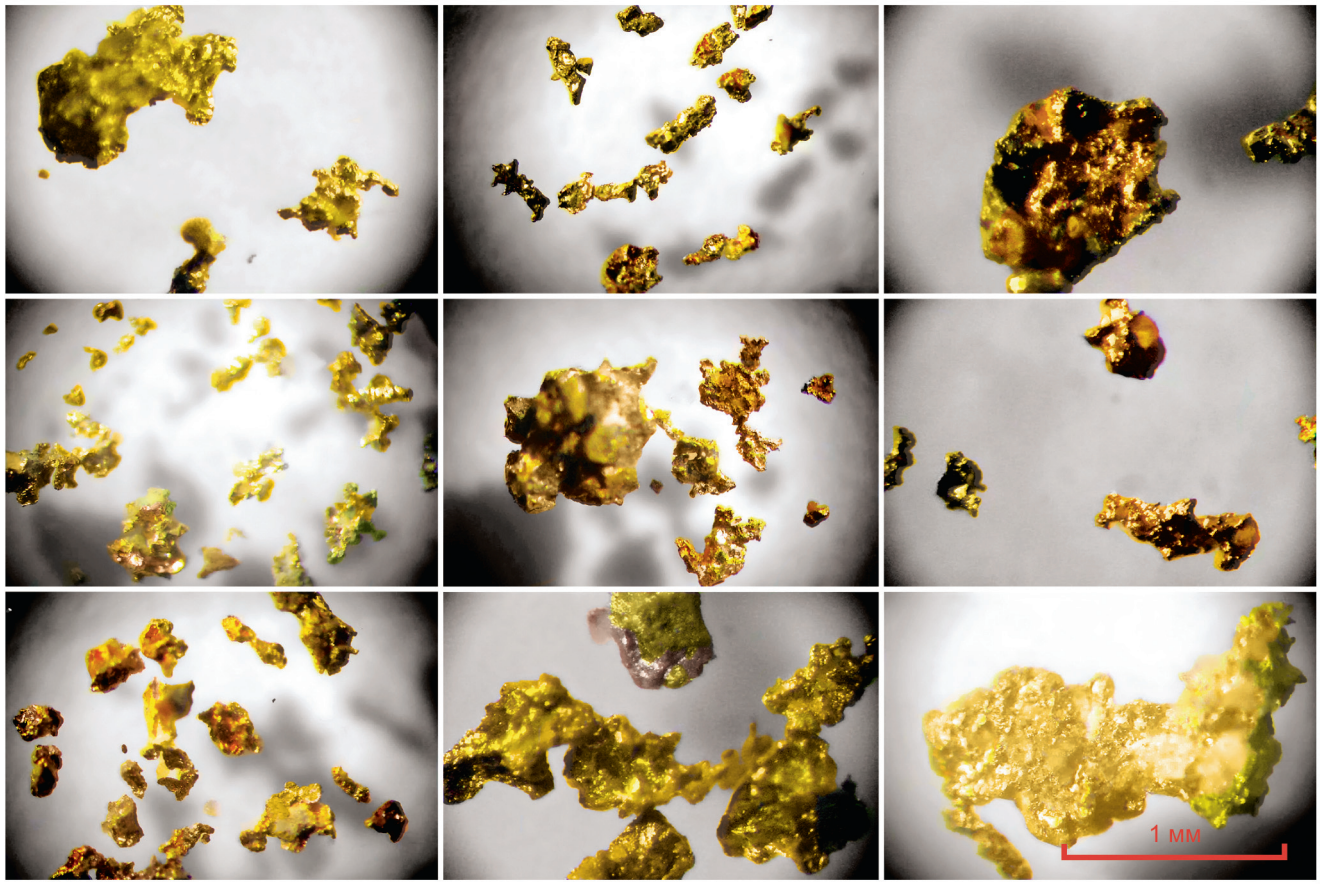


Рис. 3. Месторождение Биринчи Сентябрь. Форма выделения самородного золота

полостей и трещин. Цвет — светло-желтый с красноватым оттенком, светло-желтый, редко темно-желтый (рис. 3).

По данным рентгеноспектрального локального анализа состав самородного золота варьирует в широких пределах. Так, более крупные золотины (1–2 мм) являются высокопробными (‰) Au 868,1–911,5; Ag 51,3–135,6. Состав более мелких золотин меняется от 518,2 до 656,8 ‰ золота и 343,2–469,2 ‰ серебра. Кроме того, обычно отмечаются примеси меди 12,6–26,3 ‰ [Alimov et al., 2018; Tsoi et al., 2016].

В *Каракутанском рудном поле*, также, как и в предыдущем регионе, развита ранняя пирит-арсенопиритовая ПМА с золотом и слабо проявлены поздние золото-гесситовая и золото-серебряная ПМА. Проявление полиметаллической и золото-серебряной стадий приводит к образованию различных гибридных, сложных по составу минералов.

На месторождении Янги-Давон Каракутанского рудного поля установлен состав самородного золота рентгеноспектральным анализом на микрозонде Superprobe JXA-8800R. Золото относится к категории относительно низкопробного и содержит Au 705,1–715,7 ‰, Ag 275,8–280,5 ‰. В виде примеси отмечаются железо 5–7 ‰ и на уровне и ниже уровня чувствительности прибора установлены Ni, Cu, Se, Te [Алимов, Цой, 2011; Алимов и др., 2016а].

Золото самородное встречается в кварце, в прокварцованных реликтах пород, в участках брекчирования (рис. 4, *а*). Размер золотин — до 0,075 мм, от светло до густо-желтого цвета; форма — точечная, овальная, ксеноморфная. Отмечаются гнездовые скопления точечных золотин. Золото самородное постоянно находятся в ассоциациях с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, блеклой рудой и вторичными минералами железа, мышьяка и меди, кварцем.

В Нуратинском регионе на месторождениях Маржанбулак и Сармич распространены следующие основные минералы: рудные — пирит, арсенопирит, реже марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит, самородное золото, галенит, блеклая руда, кюстелит, минералы серебра; нерудные — кварц, хлорит, карбонаты, серицит, углеродистое вещество и др. На этих месторождениях основными продуктивными являются ПМА раннесульфидной стадии. Среди них, прежде всего, пирит-арсенопиритовая ПМА с золотом. Более поздние ПМА золото-серебряной стадии имеют подчиненное значение.

Среди элементов-примесей выделяются Ag, As, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Cu, Ni, Co, Sb. Значение серебро-золотого отношения — 4,7. Пробность золота 680–740 ‰ (для золота первой генерации), 550–650 ‰, (для золота второй генерации). На месторожде-

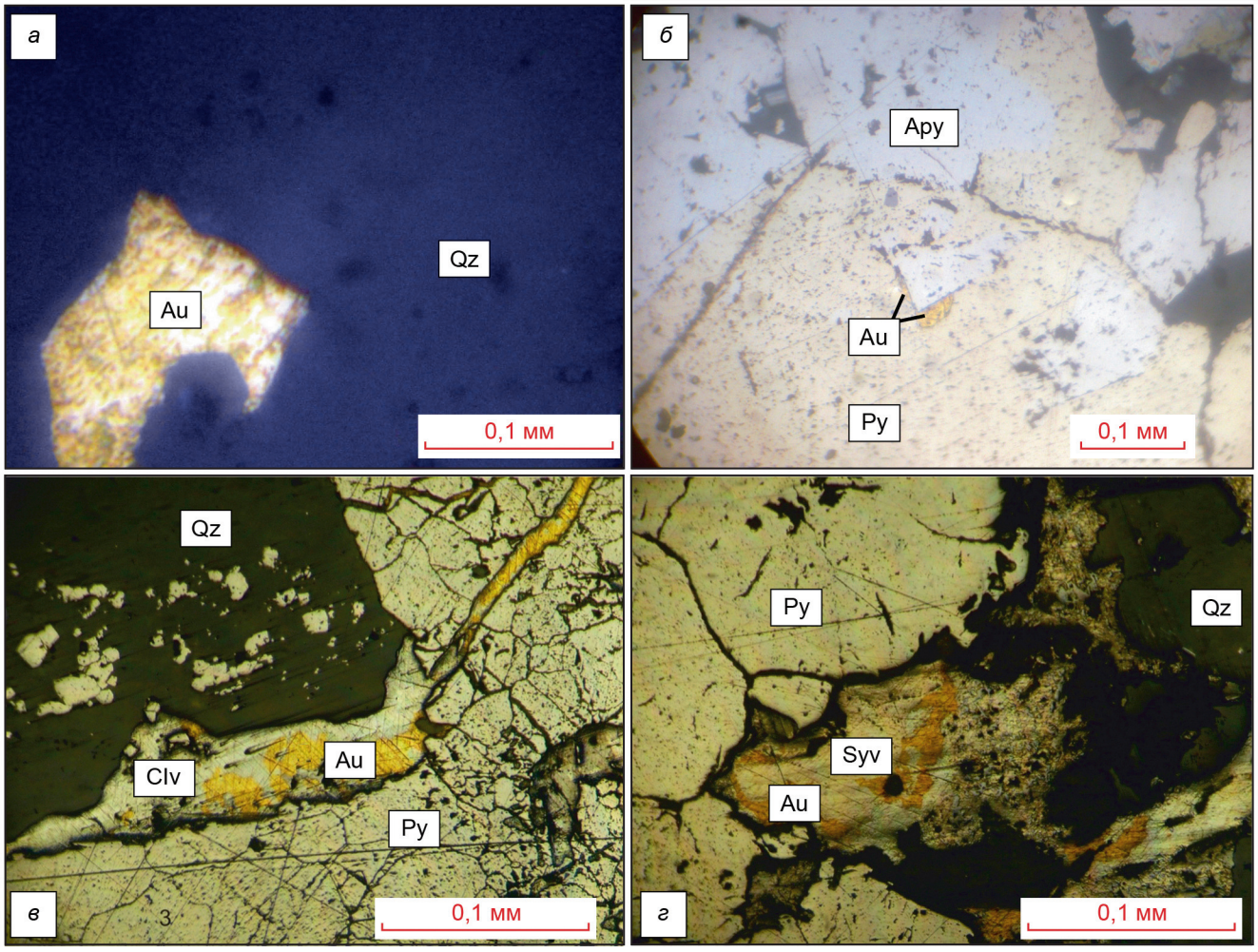


Рис. 4. Самородное золото в рудах золоторудных месторождений в отраженном свете под микроскопом: *а* — самородное золото в кварце (месторождение Янги-давон); *б* — самородное золото, расположенное в межзерновом пространстве пирита и арсенопирита (месторождение Гужумсай); *в* — прожилок самородного золота и калаверита в пирите; *г* — сростки сильванита с самородным золотом (месторождение Кочбулак)

нии Сармич пробность второй генерации золота 870–920 ‰ (в золото-гесситовой ПМА) и 490–700 ‰ (в золото-серебряной ПМА). Для этого типа месторождений характерны следующие типоморфные свойства: 1) полисульфидные жилы в березитах, 2) преобладание в рудах пирита, 3) интенсивный катаклаз сульфидов, в трещинах которых локализуется золото, 4) унаследованные текстуры руд, среди которых встречаются просечковые, мелкогнездовые и катакластические, брекчиевые [Tsoy, et al., 2018].

На месторождениях *Чармитан и Гужумсай* установлены следующие основные минералы: рудные — пирит, арсенопирит, шеелит, халькопирит, сфалерит, галенит, сульфосоли серебра, самородное золото и др.; нерудные — кварц, полевые шпаты, кальцит, хлорит, серицит, флюорит и др.

Основными продуктивными являются пирит-арсенопиритовая с золотом ПМА раннесульфидной (преобладает) и золото-серебряной стадии. Основная часть встреченных золотин отмечена в сростках с арсенопиритом. Характерными участками размещения золотин являются межзерновые пространства в ранних сульфидах, трещины в кварце, зоны трещиноватости, разложения и контакты зерен (рис. 4, *б*).

В качестве элементов-примесей выделены W, Ag, Sb, Bi, Cu, Zn, Pb, F. Значение серебро-золотого отношения — 0,2–0,4. Пробность 800–920 ‰, в среднем 850 ‰ (золото первой генерации); 500–675 ‰ (золото второй генерации). Для этого типа характерны следующие типоморфные свойства: 1) два основных вида золотосодержащих метасоматитов — кварц-полевошпатовые и березиты, реже отмечаются аргиллизиты; 2) две генерации арсенопирита, различающиеся морфологически и содержаниями золота.

В *Чаткало-Кураминском регионе* в качестве эталонных объектов выбраны Кочбулак, Кызылалма, Кайрагач и месторождения Чадакского рудного поля, развитые на периферии Алмалыкского медно-золото-порфирового кластера мирового класса.

На месторождении *Кочбулак* установлены следующие основные минералы: рудные — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, блеклая руда, теллуриды золота (рис. 4, *в*, *г*), серебра и висмута, самородные золото, серебро, висмут, теллур, сурьма; минералы олова (сульфостанаты) и др., нерудные —

кварц, карбонаты, серицит, хлорит и др. Основными продуктивными являются золото-гесситовая и золото-серебряная ПМА золото-серебряной стадии.

Для руд месторождения характерны следующие элементы-примеси: Bi, Ag, Te, Se, Pb, Sb, Cu, Sn, W, Zn, In, Cd, Hg. Величина серебро-золотого отношения варьирует от 5 до 16,5. Пробность золота 849–893 ‰. Для месторождения отмечаются следующие типоморфные свойства: 1) рудоносные эксплозивные брекчии; 2) кварц-полисульфидные жилы в березитах с ясно выраженными метаколлоидными текстурами; 3) метаколлоидное золото; 4) разнообразие теллуридов и приуроченность их вместе с золотом к цинксодержащему тетраэдриту; 5) резкие колебания величины Ag/Au отношения в рудных телах; 6) широкое развитие висмутовой и полиметаллической минерализации; 7) незолотоносные галенит-баритовые жилы, пересекающие золото-теллуридовую ассоциацию; 8) разобщенность в пространстве кварц-антимонит-цинкенитовой ассоциации с золото-кварцевыми жилами; 9) наличие в жилах сиреневого серицита.

На месторождении *Кызылалмасай* установлено более 100 минералов. Среди них рудные — пирит (преобладает), халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, составляющие от 3–5 до 30–35 % объема рудных тел. Менее распространены самородные Au, Ag, Cu, Bi, Pb; интерметаллиды (алларгентум, дискразит), простые сульфиды (висмутин, акантит, арсенопирит, айкинит и др.), окислы (касситерит, гематит, магнетит и др.), сульфосоли серебра, теллуриды серебра, золота, висмута, селениды и др. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, меньше серицитом, мусковитом, каолинитом, ортоклазом. Продуктивными являются ПМА золото-серебряной стадии. Пробность золота варьирует в широких пределах. Она возрастает с глубиной от 520 ‰ до 865 ‰ [Сайитов и др., 2022; Цой и др., 2016].

Характерными элементами-примесями являются Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Se, Pt, Pd, W, As, Hg. Месторождение характеризуется следующими типоморфными свойствами: 1) метасоматические преобразования пород проявились многократно, близкими по времени с рудообразованием являются синвулканические пропилиты и вторичные кварциты; 2) непосредственно рудному процессу предшествовало формирование зоны околорудных аргиллизитов; 3) концентрации золота тяготеют к участкам окварцевания и сопровождаются прожилковой минерализацией кварц-карбонат-хлорит-калишпатового состава; 4) выделяются два подтипа руд — пирит-халькопиритовый убогосульфидный (преобладает) и кварц-полиметаллический умеренносульфидный; 5) сохранились ранние золотопродуктивные ассоциации кварц-пирит-халькопиритовая и кварц-пирит-золоторудная, видимо связанные с раннесульфидной стадией; 6) кварц-полиметаллическая и серебро-сульфосольная ассоциации являются продуктивными на серебро [Конеев и др., 2009].

На месторождении Кайрагач установлено более 100 минералов вместе с разновидностями и гипергенными минералами. Здесь также, как в месторождениях Кызылалма и Кочбулак, основными продуктивными минеральными ассоциациями являются золото-гесситовая и золото-серебряная ПМА золото-серебряной стадии. Из селенидов и теллуридов отмечаются гессит, креннерит, клаусталит, алтаит, калаверит, матильдит, пецит, сильванит, тетрадимит, волынскит, теллуровисмутит и др.

Рудные тела на месторождении Кайрагач представлены в основном стержневыми кварц-карбонатными, кварц-баритовыми жилами и прожилково-вкрапленным оруденением в окварцованных зонах вулканитов. Они характеризуются невысокими содержаниями сульфидов (1–3 % в среднем) и низкими содержаниями золота (0,1–2,5 г/т, в единичных случаях до 17 г/т) и повышенными содержаниями серебра (до 160 г/т).

Для руд месторождения Кайрагач рассчитаны серебро — золотые отношения. Здесь по классификации Коваленкера (1987), в основном, развиты рядовые серебро-золотые руды (Ag : Au = 10–100), в незначительной степени бедные золото-серебряные руды (Ag : Au = 1–10). Богатые существенно золотосодержащие руды (Ag : Au = 1–0,1) представлены единичными пробами. Основными рудными минералами всех типов руд являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и блеклая руда.

Золото часто приурочено к контактам халькопирита с карбонатом или с кварцем, карбоната с кварцем, пирита с халькопиритом. Размеры золотин варьируют в пределах от менее 1 мкм до 100 мкм. Пробность золота низкая, от 596,6 ‰ до 777,9 ‰. Довольно часто в самородном золоте отмечаются незначительная примесь меди (до 1 %) и ртути (до и чуть более 1 %). Морфология золота простая, это — интерстициальные выполнения, неправильные, извилистые, лапчатые, комковатые образования. Самородное золото чаще всего встречается в ассоциации с пиритом, халькопиритом, кварцем, карбонатами, реже наблюдается в кварц — пирит — полиметаллической ассоциации. В наиболее богатых рудах минеральный парагенезис с золотом образуют теллуриды и сульфосоли серебра и висмута.

В результате минераграфических исследований, а также с помощью микрозондовых исследований нами были установлены новые рудные минералы для месторождения Кайрагач: самородный мышьяк, матильдит, штромейерит, акантит, пирротин. Интересными являются микровключения самородного мышьяка, теннантита, гессита и полибазита в халькопирите, сросшегося со сфалеритом.

Судя по минеральному составу руд участка Катта-Баг и серебро-золотому отношению формирование руд происходило достаточно длительное время, охватывая следующие стадии: раннесульфидную с пирит-арсенопиритовой с золотом и халькопирит-пирротиновой ПМА, встречающимися в виде

реликтов; полиметаллическую со сфалерит-халькопирит-галенитовой и галенит-блеклорудной ПМА; и золото-серебряную с тетрадимит-теллуровисмутитовой, золото-гесситовой, золото-серебряной и собственно серебряной ПМА. Основную роль в формировании золото-серебряного оруденения играла последняя золото-серебряная стадия.

На месторождениях *Чадакского рудного поля* установлены следующие основные минералы: рудные — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, гематит, блеклая руда, электрум, сульфотеллуриды висмута и свинца, акантит, кюстелит, серебро самородное, полибазит, пирсеит, пираргирит, арсенопирит и др.; нерудные — кварц, анкерит, кальцит, хлорит, серицит, адуляр, волластонит, флюорит, эпидот и др. Продуктивными являются ПМА золото-серебряной стадии.

Характерными элементами-примесями являются Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, F. Серебро-золотое отношение имеет следующие значения: 11,5; 11,2; 15,8. Пробность золота в ранних генерациях — 500–600 ‰, но встречается электрум (400 ‰), а также высокопробное золото до 870 ‰. Пробность золота второй генерации 387–586 ‰, третьей — 572–674 ‰, четвертой — 860–870 ‰, пятой — 670–700 ‰. В целом, характерно увеличение пробности золота с глубиной от 540–600 ‰ до 620–650 ‰. Для месторождений характерны следующие типоморфные свойства:

1) золото-кварц-полевошпатовые и кварц-гематит-золотосодержащие жилы секут пропилиты;

2) преобладание среди рудных минералов пирита с высокими содержаниями золота и серебра;

3) разобщенность в пространстве золотосодержащих жил с галенит-сфалеритовой и флюоритовой минерализациями;

4) отсутствие в рудах элементов-примесей, представляющих практический интерес;

5) наличие в рудах метаколлоидных текстур.

Таким образом, в направлении с запада на восток происходит смена пирит-арсенопиритовой с золотом ПМА более молодыми тетрадимит-теллуровисмутитовой, золото-гесситовой, золото-серебряной и собственно серебряной ПМА. Если на западе (золоторудные месторождения Центральных Кызылкумов, Зиаэтдинских гор, Нуратинского региона) основные золотопродуктивные ассоциации связаны с раннесульфидной стадией, то на востоке (Чаткало-Кураминский регион) — с золото-серебряной. На основе анализа минерального состава руд, типоморфных свойств минералов, взаимоотношений минералов, характера их срастания, минеральных ассоциаций разработана схема гипогенного минералообразования, в которой отражены последовательность минералообразования (таблица).

Геохимическая зональность. Золоторудные месторождения разных регионов характеризуются отличающими геохимическими особенностями. Анализируя состав минеральных ассоциаций, установленных на месторождениях Кызылкумо-Кураминского металлогенического пояса, в соответствии с правилом Гесса-Ферсмана [Конеев, 2009] констатировал, что на всех золоторудных месторождениях проявлен единый, последовательный ряд геохимических парагенезисов: /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg/. Выделенный ряд шести геохимических парагенезисов принципиально совпадает с осевой геохимической зональностью гидротермальных сульфидсодержащих месторождений. Этот стандартный ряд проявлен в рудных телах, месторождениях и рудных полях. Если сопоставить выделенные геохимические парагенезисы с нашей схемой гипогенного минералообразования (таблица), то они полностью согласуются с последовательностью ПМА. Эту последовательность с учетом явления телескопирования можно представить в следующем виде:

Au-W — альбит-шеелитовая с наложенной пирит-арсенопиритовой ПМА;

Au-As — пирит-арсенопиритовая ПМА;

Au-Te — тетрадимит-теллуровисмутитовая с наложенной золото-гёсситовой ПМА;

Au-Ag — золото-серебряная ПМА;

Au-Sb — золото-серебряная с наложенной кварц-антимонитовой ПМА;

Au-Hg — золото-серебряная с наложенной кварц-киноварной ПМА.

Следует отметить, что два последних парагенезиса тесно связаны и могут представлять единый тип.

В разных золоторудных регионах лидирующие положение занимают разные ряды геохимических парагенезисов.

В Кызылкумском регионе на всех изученных месторождениях золота лидирующее положение занимает As. Ранний Au-W парагенезис занимает основной объем промышленных рудных залежей. Руды месторождения Мурунтау и Мютенбай характеризуются высокой ролью Te, Bi, Se и W; на Даугызтау и Амантайтау роль Bi, Se, W снижается, но возрастает значение Sb, Ag и Pb.

В Нуратинском регионе, как и на месторождении Мурунтау, для концентрирования золота ведущее значение имеют парагенезисы /Au-As/, /Au-Te/ и /Au-W/, выше роль парагенезиса /Au-Sb/. Такое близкое геохимическое сходство месторождений Чармитан, Гужумсай с Кызылкумскими объектами, за исключением Au-Hg, Au-W парагенезисов еще раз подтверждает высокий потенциал Нуратинского региона в отношении промышленного золота.

В Чаткало-Кураминском регионе первую роль в золотых объектах играет Au-Te парагенезис с несколько повышенным значением Ag, Se, Sb. Снижена роль As, так как в эпитермальных условиях в Au-As парагенезисе роль пирита выше, т. е. сера преобладает над мышьяком. Au-W парагенезис на месторождениях региона представлен незначительно. Практически в накоплении золота W не имеет значения, но повышается роль Pb, Cu, Zn. Это связано с последовательностью минералообразования. W связан с альбит-шеелитовой ПМА,

Таблица

Схема гипогенного минералообразования

Этапы	Стадии	Парагенетические минеральные ассоциации	Типоморфные минералы	Распространенность, участки
Гидротермальный	Карбонатно-силикатная	Карбонат-кварцевая	Кварц, кальцит	1–14, 16–17, 19–21
	Карбонатно-фторидная	Кварц-кальцит-барит-флюоритовая	Кальцит, кварц, барит, флюорит	1–5, 7–13, 16, 18–21
	Сурьмяная	Кварц-антимонитовая	Кварц, антимонит, сурьма, кальцит	1–4, 6–13, 16, 18, 21
	Сульфатная	Кварц-барит-галенитовая	Галенит, барит, целестин, халькопирит, кварц, кальцит	1–10, 12, 13, 16, 18
	Поздняя окисная	Кварц-гематитовая	Кварц, гематит, кальцит, хлорит	1–2, 5, 6, 8–10, 12–14, 16, 17, 19–21
	Золото-серебряная	Собственно серебряная	Серебро самородное, пираргирит, кераргирит, полибазит, аргентит халькопирит, блеклая руда, манган-кальцит	1–2, 6–10, 12–17
		Золото-серебряная	Золото, борнит, халькопирит, кварц, кальцит, электрум, кюстелит, ауростибит	1–6, 7–10, 12–18
		Золото-гесситовая	Золото, гессит, калаверит, алтаит, сильванит, петцит	4, 7–10, 12, 13, 15, 16
		Тетрадимит-теллуровисмутитовая	Тетрадимит, теллуровисмутит, халькопирит, жозеит, бурнонит, джемсонит	8, 9, 12, 13, 15, 16, 18
	Полиметаллическая	Галенит-блеклорудная	Галенит, блеклая руда, сфалерит, кварц, кальцит	1–2, 4, 6–18
		Сфалерит-халькопирит-галенитовая	Сфалерит, халькопирит, галенит, кальцит, хлорит	1–10, 12–14, 16, 18
	Раннесульфидная	Халькопирит-висмутовая	Халькопирит, висмутин, клапротит, виттихенит, борнит, висмут, эмплектит, бенжаминит	1–3, 6–9, 14, 16, 18
		Халькопирит-пирротиновая	Пирротин, халькопирит, кальцит, марказит	1–14, 16, 18–21
		Пирит-арсенопиритовая с золотом	Кварц, пирит, арсенопирит, золото, кобальтин, энаргит, леллингит	1–14, 16, 18–21
		Кварц-молибденитовая	Кварц, молибденит, пирит, шеелит, халькопирит	1–3, 6–9, 11–13
	Вольфраматов	Альбит-шеелитовая	Кварц, альбит, шеелит, серицит, кальцит	1–6, 8–9, 12–14, 16–17, 19, 21
	Ранняя окисная	Магнетит-гематитовая	Гематит, магнетит, пирит, эпидот, серпентин	1–6, 8, 9, 12–14, 16, 19–21
	Силикатно-карбонатная	Карбонат-кварц-хлоритовая	Кварц, хлорит, гематит, пирит	1–17, 19–21
Пневмато-гидротермальный	Водных силикатов	Кварц-серицитовая	Кварц, мусковит, серицит, касситерит, олово самородное	1–18
		Кварц-турмалиновая	Кварц, турмалин	1–6, 8–9, 12, 13
		Эпидот-амфиболовая	Эпидот, актинолит, тремолит, ортоклаз	1–14, 16–17
	Безводных силикатов	Волластонит-родонитовая	Бустамит, родонит, волластонит	1–2, 6, 8, 9, 17
		Гранат-пироксеновая	Пироксен, гранат, магнетит	1–2, 6, 8, 9, 17

Примечания: Месторождения, участки: 1 — Тамдыбулак, 2 — Балпантау, 3 — Аджибугут, 4 — Тилля-таг, 5 — Кошар, 6 — Пистали, 7 — Кайрагач, 8 — Мазар, 9 — Акбулак, 10 — Гужумсай, 11 — Маулян-Бешбулак, 12 — Даугызтау, 13 — Мурунтау, 14 — Янги-Давон, 15 — Кызылалмасай, 16 — Кочбулак, 17 — Чадак, 18 — Кайрагач, 19 — 1 Сентября, 20 — Песчаное, 21 — Кокпатасс.

предшествующей пирит-арсенопиритовой с золотом ПМА (характерной для западного Узбекистана), а Pb, Cu, Zn с полиметаллической стадией. Полиметаллическая стадия предшествует золото-серебряной, поэтому повышается роль Pb, Cu, Zn. Во многих месторождениях (Кайрагач, Самарчук, Актурпак, Каульды) доминирует Au-Te формация. Также на месторождении Кызылалмасай, на глубине 450–500 м от поверхности наблюдается постепенная смена Au-Ag минерализации на Au-Te. Au-Sb парагенезис практически не проявлен, так как он характерен для близповерхностных условий.

В соответствии с законом зональности геохимический ряд проявляется на разных масштабных уровнях (рудное тело — месторождение — рудное поле — район — пояс) в виде осевой вертикальной зональности в рудных телах и на месторождениях, а также латеральной зональности на рудных полях, в районах и металлогеническом поясе. С запада на восток в пределах Кызылкумо-Кураминского металлогенического пояса возрастает роль более поздних парагенезисов — от Au-W до Au-Hg. Самостоятельные промышленные Au-Sb и Au-Hg месторождения расположены на территории Кыргызстана и Таджикистана. Месторождения Кызылкумского и Нуратинского регионов относятся к гипабиссальным, гипо-мезотермальным, Кураминского — к близповерхностным, эпитермальным. В соответствии с зональностью, глубиной формирования и эрозионным срезом промышленный ресурс и формационную принадлежность отдельных месторождений могут определять один-три парагенезиса при постоянном присутствии /Au-As/: Мурунтау — /Au-As/Au-Te/Au-W/, Даугызтау — /Au-As/Au-Sb/Au-Te/, Чармитан — /Au-As/Au-Te/ Au-Sb/Au-W/, Кочбулак — /Au-Te/Au-As/, Кызылалмасай — /Au-Ag/Au-As/ [Koneev, et al., 2005; Конеев и др., 2009].

Генезис и возраст месторождений. Период максимального рудоотложения в Кызылкумах и Нуратау приходится на 280–290 млн лет, т. е. на границу позднего карбона — ранней перми [Seltmann, et al., 2014]. При этом устанавливается синхронность золотого оруденения и гранитоидного магматизма для Кызылкумов и Кураминского региона [Хамрабаев и др., 1969]. Установлено, что золотое оруденение в указанных регионах накладывается на осадочно-вулканогенные и магматические породы различного состава и возраста (от докембрия до позднего карбона — ранней перми).

Генезис Балпантау — вулканогенно-гидротермальный, по мнению одних исследователей, а по мнению других — гидротермальный. Мы придерживаемся второй точки зрения. В основе этого вывода лежат не только геологические взаимоотношения, но и результаты детальных минералогических исследований Балпантау, а также изотопные исследования арсенопирита Мурунтау, составляющим 285,5 ± 1,7 млн лет по данным Re-Os-He изотопии [Morelli, et al., 2007]. То есть возраст основной продуктивной пирит-арсенопиритовой с золотом парагенетической минеральной ассоциации на Мурунтау — ранняя пермь.

Граниты в скважине СГ-10 имеют возраст 287,2 ± ± 3,9 млн лет, сиенодиоритовые порфириты — 285,4 ± ± 5,1 млн лет и 284,4 ± 1,9 млн лет, адамеллиты — 286,2 ± ± 1,8 млн лет [Костицын, 1991]. Датировки магматических образований и арсенопирита Мурунтау близки, что без сомнения указывает на их генетическую связь.

По данным Р. Селтманна, Р. Конеева и др. [2014] геохронология основных интрузивных массивов Узбекистана (циркон U-Pb данные CERCAMS) показала, что гранитоидный магматизм имеет преимущественно постколлизионный возраст, проявляющийся в интервале 270–290 млн лет, тогда как субдукционный магматизм преобладает, как характерный для Чаткало-Кураминской вулкано-плутонической дуги на отметке 300–320 млн лет. Определение возраста сульфидной минерализации методом Re-Os (данные CERCAMS) составляет для арсенопирита Мурунтау и Чармитана 288 и 286 млн лет соответственно и молибденита Мютенбая 288 млн лет. Возраст пирита месторождения Кочбулак составляет 296 млн лет и молибденита Кальмакыра и Кызылалмасая 314 и 313 млн лет соответственно [Селтман и др., 2014].

Заключение. Таким образом, из приведенного обзора геологических и минералого-геохимических особенностей золоторудных месторождений Узбекистана отчетливо вырисовывается следующая региональная геолого-минералогическая модель. В направлении с запада на восток происходит омоложение рудовмещающих пород и смена ранних золотопродуктивных ассоциаций молодыми по последовательности образования в гидротермальных процессах. На западе основные золотопродуктивные ассоциации связаны с раннесульфидной стадией, а на востоке — с более поздней золото-серебряной.

Процесс гипогенного минералообразования подчиняется единому закону, согласно которому на различных месторождениях выдерживается определенная последовательность выделения парагенетических минеральных ассоциаций. Сравнительный анализ частных схем гипогенного минералообразования для различных типов месторождений показал, что месторождения разных рудно-формационных типов характеризуются унифицированными парагенетическими минеральными ассоциациями. При этом в силу геологических особенностей территорий, проявление ПМА неравнозначно, т. е. одни проявляются широко, другие — слабо. Чем полнее проявлен процесс минералообразования, а следовательно, чем дольше функционировала гидротермальная палеосистема на объекте, тем он перспективнее.

Благодарности. Результаты, представленные в этой статье, основаны на данных, собранных в течении многолетних минералого-геохимических исследований сотрудников отдела минералогических исследований Института минеральных ресурсов (ИМР). Микрозондовые исследования проведены в Институте геологии и геофизики Министерства горно-добывающей промышленности и геологии РУз, химико-аналитические работы выполнены в лабораториях ИМР и Центральной лаборатории Министерства горнодобывающей промышленности и геологии. Специалистам перечисленных организаций авторы выражают свою благодарность.

Финансирование. Эта работа была выполнена в рамках Ежегодной государственной программы развития и воспроизводства минерально-сырьевой базы по системе Министерства горнодобывающей промышленности и геологии Узбекистана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В. Природные типы руд месторождения Балпантау // Руды и металлы. 2011. № 1. С. 36–42.

Алимов Ш.П., Цой В.Д. Природные типы руд месторождения Янги-Давон // Геология и минеральные ресурсы. 2011. № 2. С. 26–30.

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В. Особенности формирования и закономерности размещения природных типов руд месторождения Балпантау // Геология и минеральные ресурсы. 2015. № 1. С. 40–45.

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В. Особенности формирования и закономерности размещения природных типов руд месторождения Янги-Давон // Геология и минеральные ресурсы. 2016а. № 2. С. 13–18.

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Сайитов С.С. Минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений Западного Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2016б. № 6. С. 25–30.

Далимов Т.Н., Конеев Р.И., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Геодинамика северной окраины Туркестанского палеоокеанического бассейна и некоторые особенности формирования золоторудных месторождений Узбекистана // Тез. докл. межд. совещ. 2002. С. 142–144.

Конеев Р.И., Халматов Р.А, Мун Ю.С. Золоторудные месторождения Узбекистана: минералого-геохимический стиль, закономерности размещения и формирования // Геология и минеральные ресурсы. 2009. № 4. С. 11–24.

Королева Н.Н., Клемперт С.Я. Типоморфные минеральные ассоциации золота в рудах эндогенных месторождений Средней Азии // Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня (золото). Ташкент: МинГео Уз ССР, САИГИМС, 1977. Вып. 1. С. 61–72.

Королева И.В., Цой В.Д., Алимов Ш.П., Сайитов С.С. Минеральный состав руд месторождения Тамдыбулак // Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистан. Ташкент: ГП «НИИМР», 2018. С. 236–239.

Костицын Ю.А. Rb-Sr система пород и минералов месторождения Мурунтау: Автореф. канд. дисс. М., 1991. 23 с.

Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 661 с.

Селтманн Р., Конеев Р.И., Диваев Ф.К., Халматов Р.А. Новые данные об абсолютном возрасте магматизма и золотого оруденения в Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы. 2014. № 2. С. 10–15.

Сайитов С.С., Цой В.Д., Халиков О.А. и др. Вещественный состав руд участка Северо-Западный Кызылалмасайского рудного поля // Геология и минеральные ресурсы. 2022. № 3. С. 27–32.

Стратиграфический словарь Узбекистана // Тр. ИМР. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 580 с.

Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: Фан, 1969. 471 с.

Цой В.Д., Королева И.В., Алимов Ш.П. Природные типы руд золоторудных месторождения Узбекистана: Монография. Ташкент: ГП «НИИМР», 2016. 156 с.

Alimov Sh.P., Tsoi V.D., Sayitov S.S. Mineralogical and geochemical features of ores of 1ST September gold deposit (Uzbekistan) // International Journal of Geology, Earth and Environmental Science. India, 2016. Vol. 6. № 3.

Alimov Sh.P., Tsoi V.D., Sayitov S.S., Klimenko S.B. Features of formation and placement regularity of gold mineralization at Pistali deposit (Uzbekistan) // International Journal of Geology, Earth & Environmental Science. India, 2018. Vol. 8, № 3.

Goldfarb R.J., Ryan D., Gregory S., et. al. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Elsilver. 2013. P. 1–55.

Koneev R.I., Iqnatikov Ye., Turesebekov A.H. Gold ore Deposits of Uzbekistan: Geochemistry, Nanomineralogy of Te and Se // Bolgariya. IGCP-486, 2005. P. 102–107. https://www.researchgate.net/publication/228374229

Koneev R.I., Seltmann R. South Tien Shan orogenic belt: structure, magmatism and gold mineralization (Uzbekistan) // Geophysical Research Abstracts. Vol. 16, EGU2014-7384-1, 2014.

Minerals Commodity Summaries. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2020. P. 70–71.

Morelli R., Creaser R., Seltmann R., et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposits, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // Geological Society of America. Geology. 2007. Vol. 35, No. 9. P. 795–798.

Seltmann R., Koneev R.I., Divaev F.K., Khalmatov R.A. New data on the absolute age of magmatism and gold mineralization in Uzbekistan // Geology and Mineral Resources. 2014. No. 2. P. 10–15.

Tsoi V.D., Koroleva I.V., Alimov Sh.P. Mineralogical features of new gold deposits in Uzbekistan // Geology of Uzbekistan for the years of independence: Monograph. Tashkent, 2016. P. 154–171.

Yakubchuk A., Cole A., Seltmann S., Shatov V. Tectonic Setting, Characteristics, and Regional Exploration Criteria for Gold Mineralization in the Altaid Orogenic Collage: The Tien Shan Province as a Key Example. Society of Economic Geologists Special Publication 9, 2002. P. 177–201.

Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirwin D., et al. Gold and Base Metal Metallogeny of the Central Asian Orogenic Supercollage: Society of Economic Geology, Inc. Economic Geology, 100th, Anniversary Volume, 2005. P. 1035–1068.

Статья поступила в редакцию 15.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 55; 504; 574
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-67-75

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В СТРУКТУРЕ ИНЖЕНЕРНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ

Виктор Титович Трофимов✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, trofimov@rector.msu.ru✉

Аннотация. Охарактеризованы содержание и назначение основных видов инженерных изысканий для строительства, в число которых входят и инженерно-экологические. Показано, что массив грунтов должен исследоваться как эколого-геологическая система, которая представляет собой определенный объем литосферы с функционирующей в нем и на его поверхности биотой. Охарактеризовано содержание этой системы, ее структура и положение литосферного блока в виде литотопа в структуре экосистемы в целом. Рассмотрены экологические функции литосферы и типы геологических показателей, изучаемых в процессе инженерно-экологических изысканий и оценки состояния эколого-геологических систем и экосистем в целом. Оценена роль геологических объектов, включая значение современных геологических процессов, в структуре современных инженерно-экологических изысканий.

Ключевые слова: инженерно-экологические изыскания, эколого-геологическая система, литотоп экосистемы, эколого-геологические условия, экологические функции литосферы, геологические объекты экосистемы, роль геологических объектов в структуре инженерно-экологических изысканий

Для цитирования: *Трофимов В.Т.* Геологические объекты в структуре инженерно-экологических изысканий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 67–75.

GEOLOGICAL OBJECTS IN THE STRUCTURE OF ENGINEERING-ECOLOGICAL SURVEYS

Victor T. Trofimov✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; trofimov@rector.msu.ru✉

Abstract. The content and purpose of the main types of engineering surveys for construction, which include engineering and environmental surveys, are characterized. It is shown that during the latter soil massif should be investigated as an ecological-geological system, which is a certain volume of the lithosphere with biota functioning in it and on its surface. lithosphere with biota functioning in it and on its surface. Characterized the content of this system, its structure and the position of the lithospheric block as a lithotope in the structure of the ecosystem as a whole. Ecological functions lithosphere and types of geologic indicators studied in the process of engineering-ecological surveys and assessment of ecological-geological systems and ecosystems as a whole. The role of geologic objects, including significance of modern geologic processes, in the structure of modern engineering-ecological surveys is evaluated.

Keywords: Engineering-ecological surveys, ecological-geological system, lithotope of ecosystem, ecological-geological conditions, ecological functions of lithosphere, geological objects of ecosystem, role of geological objects in the structure of engineering-ecological surveys

For citation: Trofimov V.T. Geological objects in the structure of engineering-ecological surveys. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 67–75. (In Russ.).

Введение. Все экологически значимые характеристики абиотических и биотических сред экосистем наиболее детально изучают при выполнении инженерных изысканий для строительства. В соответствии с пунктом 4.1 СП 47.13330.2016 [2017], они рассматриваются как обязательная часть градостроительной деятельности, обеспечивающая комплексное изучение природных условий территории (региона, района, площади, участка, трассы) и факторов техногенного воздействия на территорию объектов капитального строительства. Материалы изысканий используются для: подготовки документов территориального планирования; подготовки документации по планировке территории; выбора площадок (трасс) строительства; архитектурно-строительного проектирования; строительства и реконструкции объектов капитального строительства; капитального ремонта автомобильных дорог общего пользования.

Инженерные изыскания в СП 47-13330.2016 [2017] включали 5 основных и 6 специальных видов изысканий. К *основным видам инженерных изысканий* относятся инженерно-геодезические, инженерно-геологические, инженерно-гидрометеорологические, инженерно-экологические и инженерно-геотехнические. Инженерно-экологические изыскания выполняются для получения материалов и данных о состоянии компонентов окружающей

среды и возможных источниках ее загрязнения, необходимых для подготовки всех ранее названных документов.

Термин *экосистема* (экологическая система) был введен в научную литературу английским ботаником А. Тенсли, который рассматривал экосистему как совокупность комплексов организмов с комплексом физических факторов его окружения, то есть факторов местообитания в широком смысле [Коробкин, Передельский, 2003]. Близкое по содержанию определение экосистемы дает и Ю. Одум [1975]. В его книге «Основы экологии» [1975] в качестве экосистемы рассматривалась любая единица (биосистема), включающая все совместно функционирующие организмы (биотическое сообщество) на данном участке и взаимодействующая с физической средой таким образом, что поток энергии создает четко определенные биотические структуры и круговорот веществ между живой и неживой частями. Литосферные факторы в классификации экологических факторов, составленной Ю. Одумом, не учтены. Их нет и в схеме биогеоценоза В.Н. Сукачева [1972]. Отсутствие в структуре экосистем литотопа — это, по существу принципиальное упущение, поскольку на существование и развитие и биогеоценоза, и экосистемы (более широкое понятие) влияют не только «почвы» или «почвы, грунты» (что показано в схеме биогеоценоза Г.А. Новиковым [1979]), но и верхние горизонты литосферы в целом — их состав, подземные воды, геохимические и геофизические поля, современные эндо-, экзо- и техногенные геологические процессы. Это было убедительно показано в новом направлении геологического знания, получившего название «экологическая геология» [Теория..., 1997; Трофимов, Зилинг, 2002]. В ее рамках для устранения указанного недочета было введено понятие «эколого-геологическая система» как составляющую часть экосистемы и биогеоценоза В.Н. Сукачева.

Содержание и структура эколого-геологической системы. При экологически ориентированных исследованиях массив грунтов должен рассматриваться в качестве эколого-геологической системы. Эти системы представляют собой определенный объем литосферы с функционирующей непосредственно в нем или на его поверхности биотой, включая человека и социум**.** *По структуре они* представляют собой сложные многофакторные динамические образования, изменяющиеся под влиянием природных или природных и техногенных процессов, причем изменяющиеся очень быстро даже в физической временно́й системе, а с точки зрения геологического времени — практически мгновенно [Трофимов, 2009].

Эколого-геологические системы — объект экологической геологии, нового направления геологических наук, исследующего влияние геологических факторов на функционирование всего живого. Эти системы являются и объектом экологических исследований в целом. Рассмотрим как были отражены эти два названных положения в структуре классических представлений об экосистемах — объекте изучения экологии?

Схема структуры экосистемы, составленная с учетом ранее сформулированных позиций, опыта построения схем биогеоценоза, а также изучения современной экологией системы природа–человек–общество и классов воздействий на нее, показана на рис. 1. Главные в ней — введение в структуру экотопа, экосистемы в целом литотопа, его параметров, влияющих на функционирование живого. Эта структура свидетельствует, что эколого-геологическая система представляет собой лишь часть

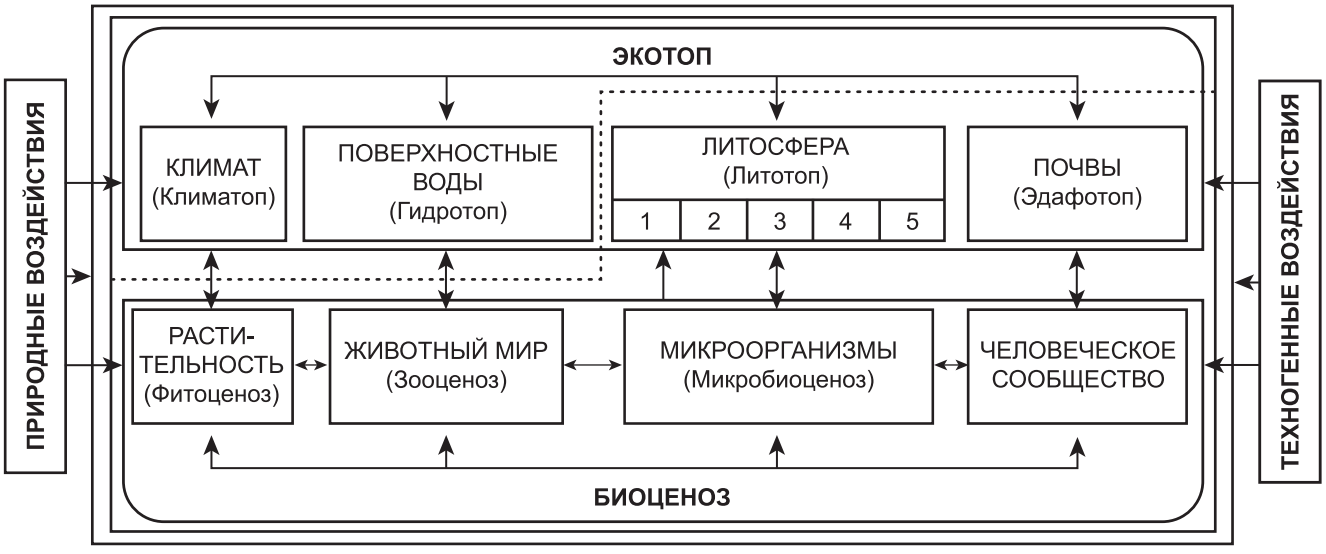


Рис. 1. Схема структуры экосистемы с учетом геологической составляющей и классов воздействий на нее. Точками выделены границы эколого-геологической системы. Параметры литосферы: 1 — состав, строение и рельеф массива, 2 — подземные воды, 3 — геохимические поля, 4 — геофизические поля, 5 — современные эндо-, экзо- и техногенные геологические процессы [Трофимов, 2009, 2024]

Таблица 1

Факторы эколого-геологических условий и их формирования

Факторы (компоненты) эколого-геологических условий		Факторы формирования эколого-геологических условий	
Региональные геологические	1. Мега- и мезорельеф 2. Состав, строение и свойства пород, условия их залегания и распространения 3. Условия залегания и химический состав подземных вод глубоких горизонтов 4. Геохимические поля, их неоднородность 5. Геофизические поля, их неоднородность 6. Характер эндогенных и экзогенных геологических процессов	Региональные геологические	1. Совокупность геологических процессов, реализованных в ходе истории геологического развития территории 2. Современное тектоническое развитие территории
Зональные геологические и ландшафтные	1. Современное состояние пород, их состав и свойства 2. Глубина залегания и химический состав грунтовых вод 3. Характер и интенсивность экзогенных геологических процессов 4. Ландшафтные особенности	Зональные, в основном климатические	1. Теплообеспеченность территории 2. Увлажненность территории 3. Соотношение теплообеспеченности и увлажненности территории 4. Ландшафтные особенности

экосистемы, входит в ее состав, но часть большую и очень важную.

Экологические функции литосферы и типы показателей, используемые при оценке состояния эколого-геологических систем. Какие же параметры массивов грунтов как литотопа следует оценивать при экологически ориентированных работах? Вопрос не простой, так как параметров очень много. Прагматический и теоретический ответ на этот вопрос принят в экологической геологии таким — это те характеристики, которые обеспечивают и влияют на функционирование биоты, включая социум: 1) состав, состояние, строение и рельеф массива, 2) подземные воды, 3) геохимические поля, 4) геофизические поля, 5) современные эндо-, экзо- и техногенные геологические процессы (рис. 1). Именно параметры этих групп факторов определяют и экологические условия массивов грунтов (табл. 1).

Но составляющих и определяющих экологическое содержание этих групп факторов–параметров велико. Из них следует изучать только те, которые определяют современные особенности экологических функций литосферы. Под ними понимается все многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение литосферы, включая подземные воды, нефть, газы, геохимические, геофизические поля и протекающие в ней геологические процессы, в жизнеобеспечении биоты и человеческого сообщества [Экологические..., 2000].

Научная концепция экологических функций литосферы объединяет в единый круг рассматриваемых проблем многоплановое изучение роли литосферы как среды существования органической жизни — простейших ее форм, растительного и животного мира и человеческой популяции. Основное с экологических позиций «предназначение» — ресурсное и энергетическое жизнеобеспечение биоты — реализуется через ресурсную, геодинамическую, геофизическую и геохимическую функции (рис. 2). Социально-экономические, нравственные, эстетические аспекты функциональных взаимодействий человека и природы автор оставляет за рамками рассмотрения, так как они выходят за пределы профессиональных геологических знаний и, как нам представляется, составляют сферу интересов социальной экологии.

Содержание названных функций определено следующим образом.

Ресурсная экологическая функция литосферы — функция, определяющая роль минеральных, органических и органоминеральных ресурсов и геологического пространства литосферы для жизни и деятельности биоты как в качестве биогеоценоза, так и социальной структуры.

Геодинамическая экологическая функция литосферы — функция, отражающая свойства литосферы влиять на состояние биоты, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные геологические процессы и явления.

Геохимическая экологическая функция литосферы — функция, отражающая свойство геохимических полей (неоднородностей) литосферы природного и техногенного происхождения влиять на состояние биоты в целом, включая человека, в частности.

Геофизическая экологическая функция литосферы — функция, отражающая свойства геофизических полей (неоднородностей) литосферы природного и техногенного происхождения влиять на состояние биоты, включай человека [Теория..., 1997; Экологические..., 2000].

Характеристика экологических функций литосферы требует получения в процессе экологически ориентированного изучения массивов грунтов большого количества геологических показателей (табл. 2). Но одних таких показателей для оценки состояния эколого-геологической системы, экосистемы в целом недостаточно. Необходимы данные о состоянии живого. А это требует изучения и био-



Рис. 2. Систематика экологических функций литосферы и их составляющих: РГ — разного генезиса, РЭО — разной экологической опасности

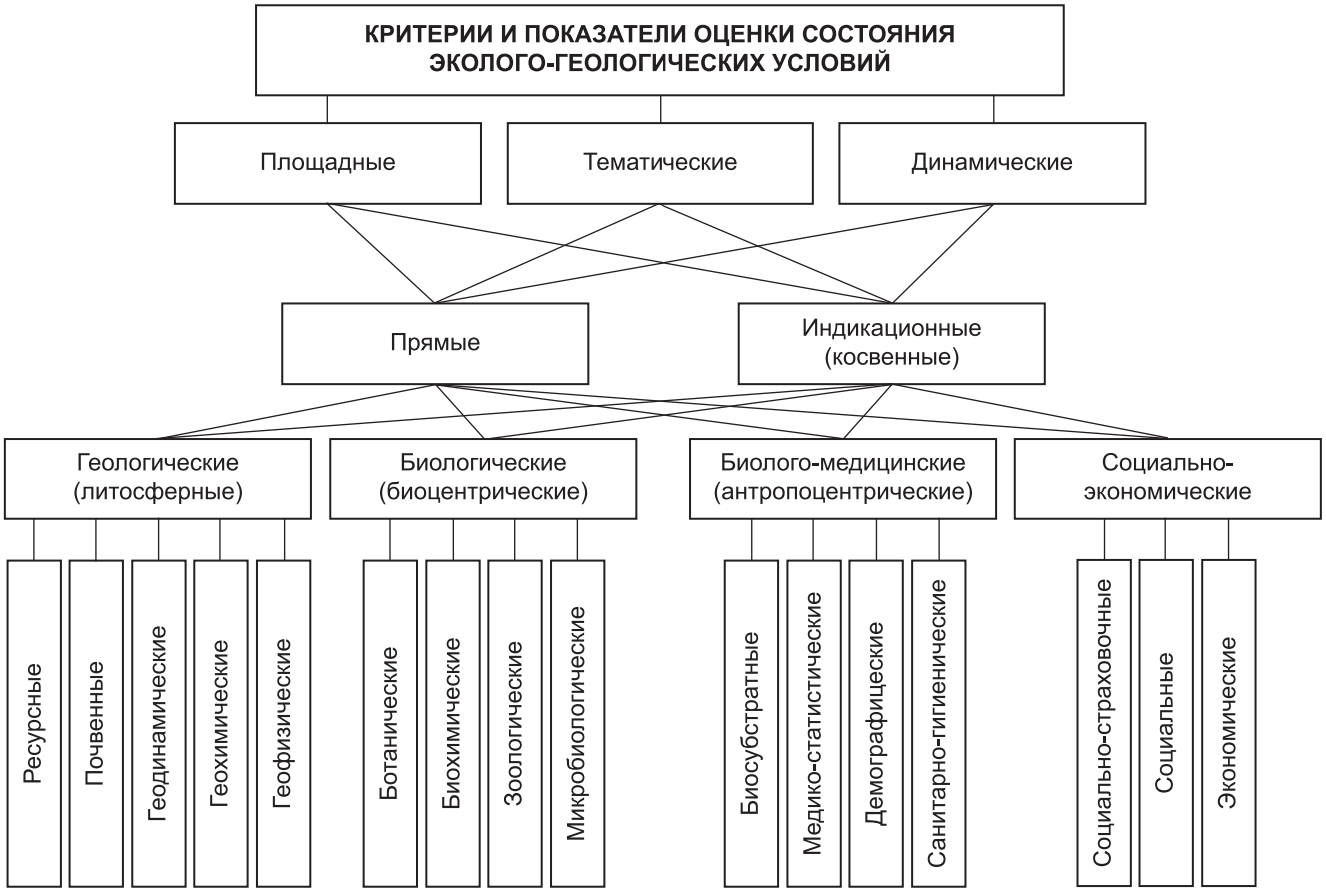


Рис. 3. Систематика типов показателей и критериев, используемых при оценке эколого-геологических условий

Таблица 2

Геологические объекты и параметры, изучаемые в процессе инженерно-экологических изысканий [Трофимов, Зилинг, 2002; Трофимов, 2024]

Изучаемые геологические параметры (показатели)	Компоненты литосферы						
	Грунты		Почвы	Донные осадки	Подземные воды	Газы	
	природные	техногенные				природные	техногенные
Сейсмические зоны	+	–	–	–	–	–	–
Литолого-фациальные	+	–	–	–	–	–	–
Структурно-текстурные	+	–	–	+	–	–	–
Физико-механические	+	–	–	–	–	–	–
Физико-химические и химические	+	+	+	+	+	–	–
Водно-физические	+	+	+	+	+	–	–
Фильтрационные	+	+	+	+	–	–	–
Сорбционные и миграционные	+	–	+	+	–	–	–
Емкость катионного обмена	+	–	+	–	–	–	–
Электропроводность	+	–	+	–	–	–	–
Геохимический состав	+	+	+	+	+	–	+
Геохимические аномалии	+	+	+	+	+	–	–
Гамма-излучение	+	+	+	+	–	–	–
Состав и содержание солей в водной вытяжке	+	–	+	–	–	–	–
Оторфованность	+	–	–+	–	–	–	–
Газогенерирующие грунты	–	+	–	–	–	–	–
Активность потока биогаза	–	+	–	–	–	–	+
Наличие метана и CO_2 в грунтовом воздухе	–	+	–	–	–	–	+
Газогеохимические аномалии	–	+	–	–	–	+	+
Газонасыщенность грунтов	–	+	–			–	–
Газогенерационная способность грунтов	–	+	–	–	–	–	–
Активность метангенерирующей и метанокисляющей способности микрофлоры в грунтах	–	+	–	–	–	–	–
Температурный и водный режим	+	+	+	+	+	–	–
Распределение преобладающих типов и подтипов почв	–	–	+	–	–	–	–
Характеристики почвенного профиля	–	–	+	–	–	–	–
Содержание гумуса	–	–	+	–	–	–	–
Насыщенность основаниями	–	–	+	–	–	–	–
Содержание общего азота	–	–	+	–	–	–	–
Содержание подвижного фосфора и калия	–	–	+	–	–	–	–
Эродированность	–	–	+	–	–	–	–
Биологическая активность	–	–	+	–	–	–	–
Объемная активность радона в почвенном воздухе	–	–	+	–	–	+	–
Плотность потока радона на поверхности грунта	+	+	+	–	–	–	–
Наличие и условия залегания водоупоров	+	–	–		+	–	–
Естественные и искусственные гидродинамические границы	–	–	–	–	+	–	–
Проницаемость пород зоны аэрации, водовмещающих и перекрывающих	+	–	–	–	+	–	–



Рис. 4. Систематика природных процессов по характеру воздействия на эколого-геологические системы и человека

тических, и биолого-медицинских, и социально-экономических показателей (рис. 3).

Многие показатели этих групп нормированы и опубликованы в сводах правил по проведению инженерно-экологических изысканий для строительства [Свод..., 1997; 2017; 2021]. Методика экспериментального получения многих из них приведена в ряде этих документов. Дополнительно охарактеризуем подразделение современных геологических процессов, которым в строительных нормах и правилах, в которых впервые были введены инженерно-экологические изыскания [Строительные..., 1997] и сводах правил [1997, 2017] уделялось малое внимание.

В первых разработках сотрудников кафедры инженерной и экологической геологии в систематике этих процессов выделялись три группы процессов: катастрофические, опасные и неблагоприятные; в дальнейшем были введены процессы благоприятные (рис. 4).

Выделим сразу все четыре блока процессов.

Катастрофические геологические процессы представляют непосредственную угрозу жизни и характеризуются неопределенностью момента возникновения и высокой интенсивностью проявления. К ним относят землетрясения, извержения вулканов, цунами, нагоны, наводнения, оползни, сели, обвалы, провалы и др. Непосредственная угроза жизни человека возникает только при определенной интенсивности проявления процесса (скорости, амплитуде, высоте подъема, радиусе действия и др.).

Опасные процессы (засуха, опустынивание, эрозия, карст и др.) оказывают непосредственное воздействие (механическое, химическое и др.) на абиотическую составляющую экосистемы и только опосредованно, через ее изменение или разрушение, на флору, живые организмы и человека. Они угрожают жизни, но их проявление растянуто во времени и сопоставимо с человеческой жизнью.

Неблагоприятные геологические процессы (заболачивание, суффозия, пучение, наледеобразование, морозобойное растрескивание и др.), не представляющие непосредственной угрозы для жизни, негативно воздействуют на условия жизнедеятельности человека через деформацию и осложнение эксплуатации инженерных сооружений и влияют на существование биоты через деградацию почв. Это процессы длительного действия, с продолжительным периодом подготовки, с отдаленными и опосредованными экологическими последствиями как для человека, так и всего живого.

Благоприятные процессы (выветривание, аккумуляция, увлажнение, осушение) позитивно влияют на условия существования биоты и опосредованно

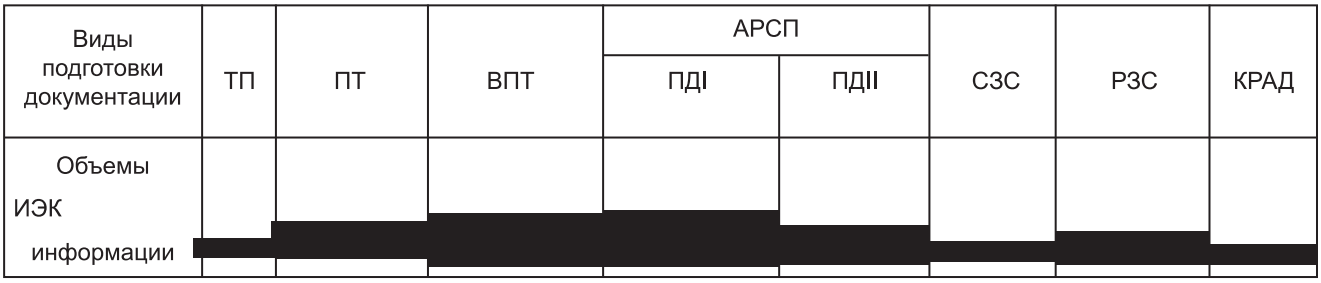


Рис. 5. Соотношение объемов инженерно-экологической (ИЭК) информации, получаемой в процессе инженерно-экологических изысканий для подготовки документов территориального планирования (ТП), документации по планированию территории (ПТ), выбора площадок (трасс) строительства (ВПТ), архитектурно-строительного проектирования (АРСП) при подготовке проектов капитального строительства — первый этап (ПДI) и второй этап (ПДII), при строительстве (СЗС) и реконструкции зданий и сооружений (РЗС), подготовке документации капитального ремонта автомобильных дорог общего пользования (КРАД) [Трофимов, 2024]

на комфортность проживания человека за счет увеличения ресурса геологического пространства или улучшения его качества.

Важное значение для эколого-геологических работ и инженерно-экологических изысканий в целом имел выпуск строительных норм и правил СНиП 22-01-95 «Геофизика опасных природных воздействий» и его актуализированный вариант — свод правил СП 115.13330.2016 [2018]. В последнем документе присутствует таблица, в которой выделены и охарактеризованы показатели, используемые при оценке категории опасности природного процесса, и четыре категории опасности процессов — чрезвычайно опасные (катастрофические), весьма опасные, опасные, умеренно опасные. Границы каждой из этих категорий для 20 природных процессов охарактеризованы численными показателями.

Итог рассмотрения: казалось бы, теоретически все ясно и понятно. Но в результате практической деятельности возникает значительное число неопределенностей при оценке категории опасности природных геологических (да и антропогенных) процессов. Это обусловлено зависимостью оценки категорий опасности природных процессов не только от природных факторов, но и социальных причин — плотности населения, научно-технического уровня развития общества и территориальной принадлежности; далеко не каждое проявление опасного процесса, даже катастрофического (по классификациям), сопровождается человеческими жертвами, разрушением экосистем.

Оценка роли геологических объектов в системе современных инженерно-экологических изысканий. При инженерно-экологических изысканиях на любой стадии их проведения изучается и анализируется система геологических объектов, влияющих на состояние экологической обстановки. К их числу относятся *природные* и техногенные грунты, почвы, донные осадки, подземные воды, природные и техногенные газы, являющиеся составными компонентами литосферы. Для этих геологических объектов в процессе инженерно-экологических изысканий и в СП 11-102-97 [1997] и в СП 502.1325800.2021 [2021] предусмотрено изучение большого числа параметров, наглядно представленных в табл. 2. Методы исследования и оценки этих параметров нормированы в СП 502.1325800.2021 [2021].

Геологические объекты и характеризующие их параметры изучаются в ходе инженерно-экологических изысканий для обоснования и подготовки документов при различных видах градостроительной деятельности. Объемы решаемых задач и получаемой информации в процессе их выполнения на разных этапах этой деятельности неодинаковы (это схематично показано на рис. 5). С переходом от первого этапа этой деятельности к последующим сокращаются размеры изучаемого в процессе инженерно-экологических изысканий пространства, усложняются виды и объемы инженерно-экологических и других специальных работ, возрастают требования к точности инженерно-экологических оценок, прогнозов и рекомендаций.

Подчеркнем, что основы методики и основные методы полевых, специальных и лабораторных исследований инженерно-экологических изысканий (включая их эколого-геологическую составляющую), проводимых для получения необходимых и достаточных материалов для обоснования и подготовки документов при различных видах градостроительной деятельности, стали достаточно стабильными. Меняется значимость того или иного метода, его роль в получении экологической информации, но не основы их перечня. Сказанное относится и к исследуемым геологическим параметрам: они остаются прежними, но изменяется детальность их изучения, необходимость получения количественных характеристик, а, следовательно, частота и детальность опробования. К этому добавим, что объем эколого-геологической составляющей в составе инженерно-экологических изысканий существенен (табл. 3).

Заключение. Роль геологических показателей в сводах правил систематически возрастала и стала очень существенной (см. табл. 3). Сами нормативные документы систематически совершенствовались. В СП 502.1325800.2021 [Свод..., 2021] включен целый ряд новых позиций: о выполнении инженерно-экологических изысканий в благоприятных условиях; о возможности использования результатов инженер-

Таблица 3

Статистика по составу работ на изучение компонент экосистем в нормативно-технических документах (М.А. Харькина [Трофимов, 2024])

Компоненты экосистем			Количество позиций, регламентирующих состав работ инженерно-экологических изысканий в нормативах			
			СП 11-102-97 (регламентируют только инженерноэкологические изыскания)	СП 47.13330.2012 (регламентируют инженерногеодезические, инженерногеологические, инженерногидрометеорологические и инженерно-экологические изыскания)	СП 47.13330.2016	СП 502.1325800.2021 (регламентируют только инженерно-экологические изыскания)
Абиотические	Литосфера и ее компоненты (грунты, донные отложения, подземные воды, подземные газы, ландшафты, геологические процессы, радиационная обстановка, радоноопасность, вибрация, электромагнитные излучения)		82	21	10	163
	Педосфера и ее компоненты (почвы, плодородный слой, гумус)		35	7	8	83
	Атмосфера и ее компоненты (воздух, электромагнитные излучения, шумы, инфра- и ультразвук, гидрометеорологические процессы)		19	9	9	46
	Поверхностная гидросфера и ее компоненты (поверхностные воды суши, морские воды, гидрометеорологические процессы		17	14	10	52
Биотическая	Биосфера	растительный и животный мир (растения, мхи, лишайники, животные, птицы, рыбы, микроорганизмы, бактериопланктон, фитопланктон, зоопланктон, ихтиопланктон, макробентос)	22	13	5	41
		социум (санитарно-эпидемиологическая и медико-биологическая обстановки, заболевания населения, социально-экономические условия)	18	6	6	21
Все абиотические и биотическая компоненты экосистем			193	70	48	406

Примечания. Пункты СП, в которых одновременно регламентировано изучение нескольких компонентов экосистем, учитывались несколько раз.

но-экологических изысканий прошлых лет; списки нормативных документов (законы, ГОСТы, СанПины и др.), а в ряде случаев — и таблицы с величинами оценочных показателей изучаемых характеристик; использование понятия «экосистема»; введение в состав инженерно-экологических изысканий в качестве обязательного элемента изучение опасных природных и природно-антропогенных процессов; исследование и оценка загрязнения грунтов; изучение воздействия опасных природных и природно-антропогенных геологических процессов на окружающую среду. Среди этих процессов — большая группа эндогенных, экзогенных и антропогенно обусловленных геологических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коробкин В.И., Передельский Л.В. Экология. Ростов н/Д.: Феникс, 2003. 575 с.

Новиков Г.А. Основы общей экологии и охраны природы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 352 с.

Одум Ю. Основы экологии / Пер. с англ. М.: Мир, 1975. 746 с.

Свод правил СП 115.13330.2016. Геофизика опасных природных воздействий. Актуализированная редакция СНиП 22-01-55. М.: Стандартинформ, 2018. 36 с.

Свод правил СП 11-102-97. Инженерно-экологические изыскания для строительства. М.: Госстрой России, 1997. 51 с.

Свод правил СП 502.1325800.2021. Инженерно-экологические изыскания для строительства. Общие правила производства работ. М.: Минстрой России, 2021. 150 с.

Свод правил СП 47.13330.2016. Инженерные изыскания для строительства. Актуализированная редакция СНиП 11-02-96. М.: Стандартинформ, 2017. 90 с.

Строительные нормы и правила СНиП 11-02-96. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. М.: Госстрой России, 1997. 61 с.

Сукачев В.Н. Основы типологии и биогеоценологии // Сукачев В.Н. Избр. труды: В 3-х т. Т. 1. Л.: Наука, 1972. 420 с.

Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 368 с.

Трофимов В.Т. Экологическая геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2024. 415 с.

Трофимов В.Т. Эколого-геологическая система, ее типы и положение в структуре экосистемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 48–52.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М.: Геоинформмарк, 2002. 415 с.

Экологические функции литосферы / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2000. 432 с.

Статья поступила в редакцию 21.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 502.05,502.5,504.05,556
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-76-84

ОЦЕНКА РИСКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ НАПОРНЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ НА ТЕРРИТОРИЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ЭРОЗИОННЫХ ВРЕЗОВ НА ПРИМЕРЕ г. МОСКВЫ

Ирина Алексеевна Позднякова[1]✉, Сергей Павлович Поздняков[2], Ирина Васильевна Галицкая[3]

[1] Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; irina_pozd58@mail.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sppozd@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-2932-4565
[3] Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; galgeoenv@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-2510-0297

Аннотация. Разработана методика вероятностной оценки и картирования риска загрязнения артезианских водоносных горизонтов, основанная на расчетах времени вертикальной миграции поступающих с поверхности загрязняющих веществ, анализе пространственной корреляции и стохастическом моделировании его величин. Для территории г. Москвы создан макет карты вероятности риска загрязнения подольско-мячковского горизонта нефтепродуктами, поступающими в результате вертикальной миграции из надъюрского водоносного горизонта.

Ключевые слова: подземные воды, гидрогеологические окна, загрязнение, стохастическое моделирование

Для цитирования: *Позднякова И.А., Поздняков С.П., Галицкая И.В.* Оценка риска загрязнения напорных водоносных горизонтов на территориях распространения погребенных эрозионных врезов на примере г. Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 76–84.

ASSESSMENT OF THE RISK OF CONTAMINATION OF CONFINED AQUIFERS IN THE AREAS OF BURIED EROSION SPREADING ON THE EXAMPLE OF MOSCOW CITY

Irina A. Pozdniakova[1]✉, Sergey P. Pozdniakov[2], Irina V. Galitskaya[3]

[1] Sergeev Institute of Environmental Geoscience of RAS, Moscow, Russia; irina_pozd58@mail.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sppozd@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-2932-4565
[3] Sergeev Institute of Environmental Geoscience of RAS, Moscow, Russia; galgeoenv@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-2510-0297

Abstract. The methodology of probabilistic assessment and mapping of the risk of pollution of artesian aquifers based on calculations of the travel time of vertical migration of pollutants coming from the surface, analysis of spatial correlation and stochastic modeling of its values has been developed. For the territory of Moscow, a model of the map of probability of risk of contamination of the Podolsko-Myachkovskii Carboniferous aquifer with oil products coming as a result of vertical migration from the Meso-Cenozoic aquifer was created.

Keywords: groundwater, hydrogeological windows, pollution, stochastic modeling

For citation: Pozdniakova I.A., Pozdniakov S.P., Galitskaya I.V. Assessment of the risk of contamination of confined aquifers in the areas of buried erosion spreading on the example of Moscow city. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 76–84. (In Russ.).

Введение. Проблема оценки вероятности относительно быстрой миграции загрязнения является одной из ключевых при обосновании безопасности захоронения токсичных отходов в глубоких водоносных горизонтах, оценке области захвата водозаборами подземных вод и при решении других прикладных задач, связанных с расчетами конвективного переноса контаминантов в подземных водах. Во многом именно с этой проблемой ассоциирован термин «предпочтительные пути фильтрации» — “preferential flow path” [Preferential…, 2014]. В различных гидрогеологических условиях возникновение таких путей объясняется особенностями строения водовмещающей среды, но так или иначе эти особенности отражают влияние геофильтрационной неоднородности разного масштаба на поле скорости движения подземных вод.

В артезианских бассейнах платформенного типа зона интенсивного водообмена представлена чередованием относительно проницаемых горизонтов — водоносных пластов, разделенных относительными глинистыми водоупорами. При анализе защищенности напорных водоносных горизонтов от проникающего с поверхности загрязнения решающую роль в ее оценке играет пространственная неоднородность проницаемости перекрывающих водооупоров [Шестаков, 2003], в частности наличие в них относительно высокопроницаемых участков —

фильтрационных окон. Именно фильтрационные окна различного генезиса могут быть кандидатами на формирование предпочтительных путей фильтрации и миграции по ним загрязнения. Их наличие в условиях нисходящего движения подземных вод повышает уязвимость относительно защищенных от загрязнения с поверхности напорных водоносных горизонтов. При оценке роли фильтрационных окон в водоупорных отложениях на пути миграции загрязнения возникает проблема, связанная с тем, что, как правило, не все окна на территории исследований могут быть идентифицированы в процессе полевых работ из-за ограниченности объемов этих работ. Это требует вероятностной формулировки проблемы оценки риска проникновения загрязнения в целевые водоносные горизонты через фильтрационные окна по относительно ограниченной выборке данных об их проявлениях.

Как правило, для количественной оценки риска как вероятностной меры потерь используют произведение вероятности наступления нежелательного события на величину возможного ущерба от него [Галицкая и др., 2018]. В данной работе под нежелательным событием подразумевается проникновение загрязнения из надъюрского в подольско-мячковский водоносный горизонт, и при оценке риска рассматривается только вероятность наступления этого события как составляющая риска.

Оценка риска проникновения загрязнения с поверхности в подольско-мячковский водоносный горизонт в каменноугольных известняках является актуальной задачей из-за наличия связанных с древними эрозионными врезами фильтрационных окон в перекрывающей его толще, сформировавшейся в результате длительного понижения уровня горизонта нисходящей вертикальной фильтрации, наличия источника загрязнения в верхней части гидрогеологического разреза — надъюрского водоносного горизонта, важной роли подольско-мячковского горизонта в водоснабжении Московского региона.

Относительно большое количество фактических данных, полученных при изысканиях на территории Москвы о строении разделяющей надюрский водоносный горизонт и подольско-мячковский горизонт толщи, позволяет для достижения поставленной цели применять классический геостатистический подход, основанный на вариограммном анализе, кригинг-интерполяции и вероятностном условном моделировании случайных полей для оценки риска загрязнения.

Объект исследований. Подольско-мячковский водоносный горизонт, приуроченный к залегающим на глубине от 40 до 150 м и более от поверхности земли известнякам средне- и верхнекаменноугольного возраста, является резервным источником питьевого водоснабжения г. Москвы. В перекрывающей подольско-мячковский горизонт толще выделяется надъюрский водоносный комплекс в четвертичных и меловых рыхлых отложениях, региональный слабопроницаемый пласт в келловей-оксфордских глинах, водоносные горизонты и слабопроницаемые пласты в верхнекаменноугольных известняках и глинах соответственно. Уровни подземных вод в каменноугольных отложениях повсеместно устанавливаются ниже, чем в «надъюрском» водоносном комплексе, что создает гидродинамические предпосылки нисходящей вертикальной миграции загрязняющих веществ. Подземные воды надъюрского водоносного комплекса загрязнены хлоридами, нефтепродуктами, ионом аммония, фенолами, ПАВ, органическими соединениями. В подольско-мячковском водоносном горизонте наблюдается превышение нормативов качества по минерализации, нефтепродуктам, иону аммония, перманганатной окисляемости [Галицкая и др., 2015].

Миграция загрязнения происходит через разделяющую надьюрский и подольско-мячковский горизонты толщу, строение которой характеризуется резкой неоднородностью и зависит от близости к древним эрозионным врезам. Миграция затруднена на удаленных от врезов территориях, где суммарная мощность слабопроницаемых верхнеюрских и верхнекаменноугольных глин в перекрывающей толще более 50 м к северу от современной долины р. Москвы и более 40 м к югу. В бортах эрозионных врезов в перекрывающей подольско-мячковский водоносный горизонт толще сокращается количество и мощность слабопроницаемых пластов, вплоть до полного отсутствия и формирования с надьюрским единого водоносного горизонта в осевой части врезов [Позднякова и др., 2012]. Для оконтуривания таких участков быстрой вертикальной миграции загрязнения из надьюрского водоносного комплекса в подольско-мячковский горизонт (гидрогеологических окон) в Институте геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук (ИГЭ РАН) в 2014 г. была составлена «Карта границ гидрогеологических окон» в масштабе 1 : 10 000 для территории г. Москвы [Галицкая и др., 2015].

Методика картирования была основана на расчетах времени вертикальной миграции загрязнения из надъюрского в подольско-мячковский горизонт по известной зависимости, предложенной В.М. Гольдбергом для оценки защищенности от загрязнения подземных вод в слоистой толще [Гольдберг, 1987]. Для одного слоя, через который идет вертикальная миграция, эта зависимость имеет следующий вид:

$$t = \frac{m_0^2\, n_0}{k_0 (H_1 - H_2)}, \qquad (1)$$

где m_0, k_0, n_0 — мощность, коэффициент фильтрации и активная пористость слабопроницаемых отложений; напор подземных вод водоносного горизонта: H_1 — надъюрского, H_2 — каменноугольного.

При наличии в толще, разделяющей надъюрский и подольско-мячковский горизонты, нескольких водоносных горизонтов и разделяющих слабопро-

ницаемых слоев рассчитывается время миграции загрязнения через каждый разделяющий слой, и результаты суммируются.

Расчетные значения времени составили от 400 сут до 100 и более лет. На участках единого водоносного горизонта в четвертичных и каменноугольных отложениях, выявленных и оконтуренных при создании серии тематических геологических крупномасштабных карт территории г. Москвы в масштабе 1 : 10 000 [Миронов, 2011; Осипов, 2011], время фильтрации не рассчитывалось. Было принято, что оно не превышает 400 сут или года, что соответствует времени выживания патогенных микроорганизмов в подземных водах.

Технология картирования заключалась в построении цифровых моделей поверхностей, в которые были преобразованы все необходимые для расчета времени вертикальной фильтрации исходные данные — мощность, коэффициент фильтрации и активная пористость слабопроницаемых отложений, разделяющих водоносный горизонт, из которого происходит вертикальная миграция загрязняющих веществ, и залегающий ниже по разрезу водоносный горизонт, в который они поступают; разность напоров подземных вод этих горизонтов. В дальнейшем с этими поверхностями были выполнены вычислительные операции по расчету времени вертикальной миграции. Расчеты выполнялись в центрах равномерной сетки шагом 10 × 10 м, которой была покрыта вся территория. Контрольными и независимыми от интерполяции геологических границ считались результаты расчета времени в точках расположения порядка 1000 имеющих геологические паспорта изыскательских архивных скважин, пробуренных до кровли подольско-мячковского водоносного горизонта. Границы гидрогеологических окон проводились по изолиниям характерного времени с применением метода кригинг-интерполяции [Галицкая и др., 2015; Миронов, 2011].

Методика. В качестве базовой переменной рассматривается время вертикальной миграции загрязняющих веществ из надъюрского водоносного горизонта, рассчитанное для массива скважин по зависимости (1). Это время используется для вероятностной оценки и картирования риска проникновения загрязнения в подольско-мячковский горизонт. Подход к оценке и картированию риска загрязнения подземных вод заключается в применении геостатистического анализа и стохастического моделирования пространственного распределения значений этого времени.

Для геостатистического анализа используются только значения времени миграции, которые были рассчитаны в точках расположения глубоких скважин, т. е. там, где наиболее достоверны данные о мощности слабопроницаемых отложений и соотношении напоров подземных вод. Массив значений времени t (значение времени по 917 скважинам) и их пространственные координаты (x, y) в дальнейшем рассматривается как регионализированная переменная $t = f(x, y)$.

Пространственный анализ этой переменной был выполнен методами геостатистики: вариограммного анализа, кригинг-интерполяции и стохастического моделирования [Бакшевская и др., 2012]. Стохастическое моделирование представляло из себя вероятностное моделирование планового случайного поля времени вертикальной миграции с известными статистическими параметрами и подобранной теоретической вариограммой. Моделирование обусловлено дискретным набором из 917 значений, рассчитанных по скважинам с заданными координатами. Условное моделирование регионализированной переменной проводилось на плановой сетке высокого разрешения при помощи программы свободного доступа SGeMS [Remy, 2004]. Затем результаты N реализаций условного моделирования времен миграции в каждом узле этой сетки рассматривались как вектор из N значений, и для каждого из этих векторов вычислялась вероятность превышения значений времени вертикальной миграции некоторых характерных заданных величин. Эта расчетная вероятность представляет собой риск проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт за заданный характерный период времени. Таким образом была оценена вероятность проникновения загрязнения в подольско-мячковский горизонт за несколько выбранных характерных периодов времени и построены карты риска.

Результаты геостатистического анализа. В процессе геостатистического анализа проводилось построение и аппроксимация теоретическими моделями вариограмм времен вертикальной миграции загрязнения и кригинг интерполяция распределения этих времен миграции на территории города. Поскольку интервал времен, оцененный по скважинам, менялся более чем на два порядка от сотен суток до сотен лет, то для геостатистического анализа использовались логарифмы времен, а не сами значения времени. Это преобразование позволило нормализовать массив из значений времени миграции загрязнения, рассчитанных по 917 скважинам, для дальнейшего геостатистического анализа. Интегральная кривая распределения времен показана на рис. 1, откуда следует, что визуально результаты в координатах вероятность и время миграции формируют прямую линию, т. е. логарифмирование действительно нормализует исходный массив расчетных времен миграции.

Вариограммный анализ выполнялся с целью поиска пространственной корреляции данных — зависимостей между дисперсией логарифмов времени миграции загрязнения и расстояний между парами точек и подборе наилучшего вида теоретической вариограммы и ее параметров, при которых она наилучшим образом совпадает с экспериментальной.

Было проведено сравнение экспериментальных вариограмм по направлениям с теоретическими

вариограммами, с учетом эффекта самородка, экспоненциальной и сферической зависимостей и эффекта самородка, эффекта волны и сферической зависимости. На рис. 2 в качестве примера приведена всенаправленная экспериментальная вариограмма и ее аппроксимация суммой теоретических моделей вариограмм: эффект самородка плюс экспоненциальная вариограмма и плюс волновая вариограмма.

Следует отметить, что обе теоретические модели аппроксимации экспериментальной вариограммы, как волновая, так и экспоненциальная, при автоматическом подборе с использованием метода наименьших квадратов показали выраженную геометрическою анизотропию. У обеих теоретических моделей с коэффициентом анизотропии горизонтального масштаба около 2 направление главной оси анизотропии равно 148° (направление 0 градусов — это север, поворот по часовой стрелке), то есть направление главной оси анизотропии экспериментальной вариограммы в целом совпадает с направлением долины р. Москвы в пределах города: с северо-запада на юго-восток.

Приведенные на рис. 2 теоретические модели вариограммы в дальнейшем использовались при кригинг-интерполяции данных для построения карт логарифмов времени миграции загрязнения, а экспоненциальная модель — и при стохастическом моделировании.

Кригинг-интерполяция. Теоретические модели вариограммы далее используются при кригинг-интерполяции данных и построении карт логарифмов времени миграции загрязнения и при стохастическом моделировании. Сравнение карт логарифмов времени, при построении которых для интерполяции значений были использованы обе теоретические

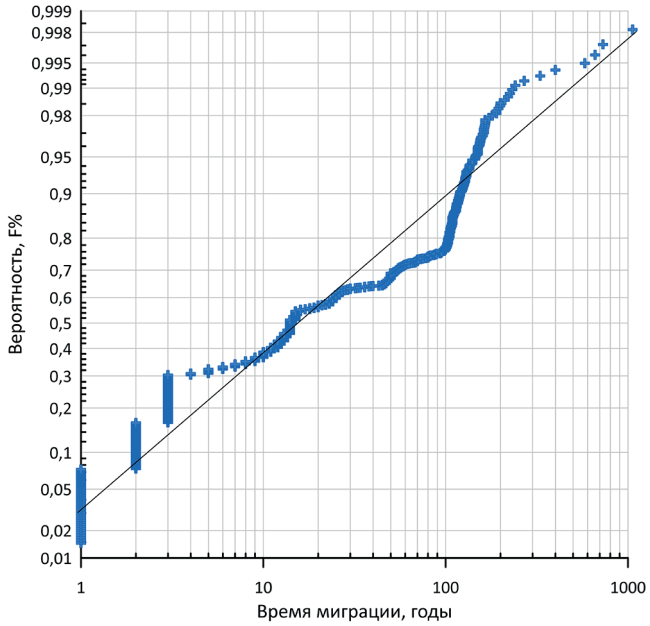


Рис. 1. Кривая распределения времен миграции: символы — эмпирическая интегральная кривая распределения расчетных времен миграции, линия — аппроксимация ее логнормальным распределением с параметрами: $M\{\lg(t)\} = 1{,}19$, $\sigma_{\lg(t)} = 0{,}71$

модели вариограммы, приведенные на рис. 2, показаны на рис. 3. В целом обе модели дают достаточно похожую картину пространственного распределения времен миграции, но вторая теоретическая модель немного точнее описывает ситуацию, так как зоны с минимальным значением времени в ней лучше совпадают с картой гидрогеологических окон [Галицкая и др., 2015].

Карты стандартных ошибок кригинга показали (рис. 4), что ошибки интерполяции в обоих случаях

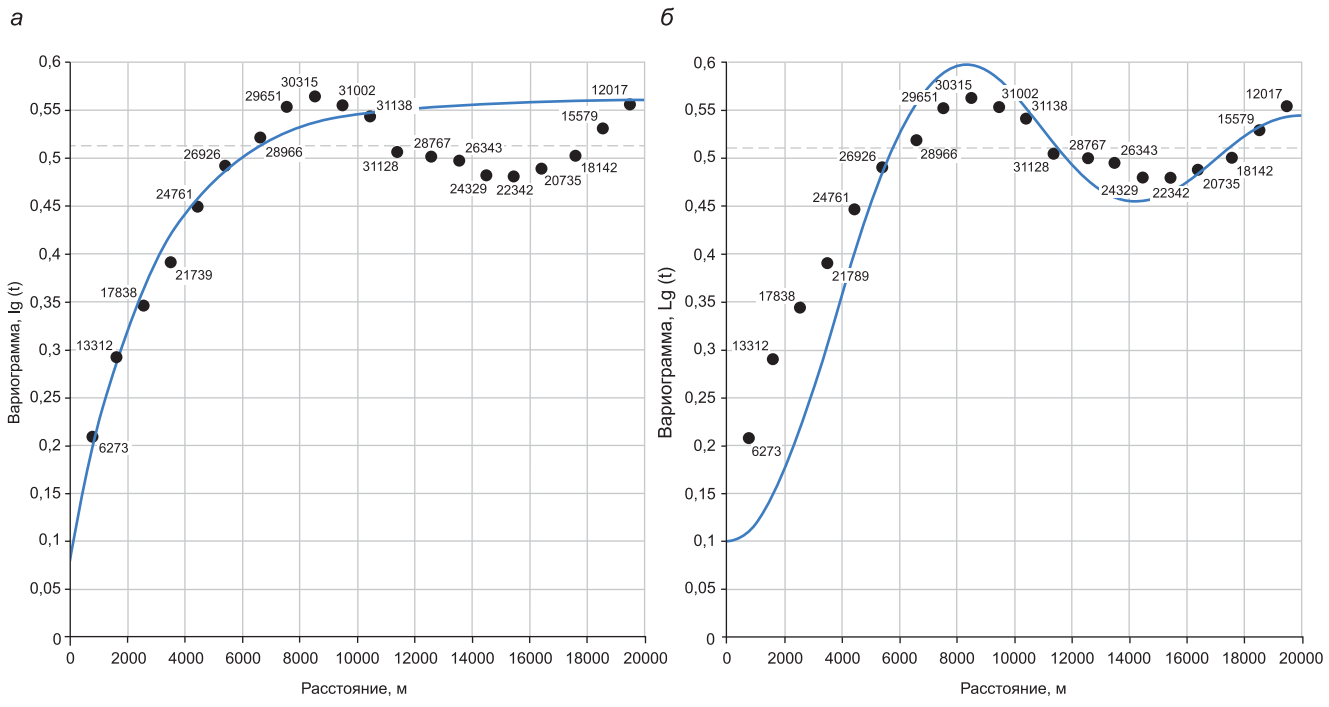


Рис. 2. Пример экспериментальной вариограммы (с точками) и ее аппроксимация (сплошная линия) теоретическими моделями: *а* — эффект самородка плюс экспоненциальная вариограмма, *б* — эффект самородка плюс волновая вариограмма

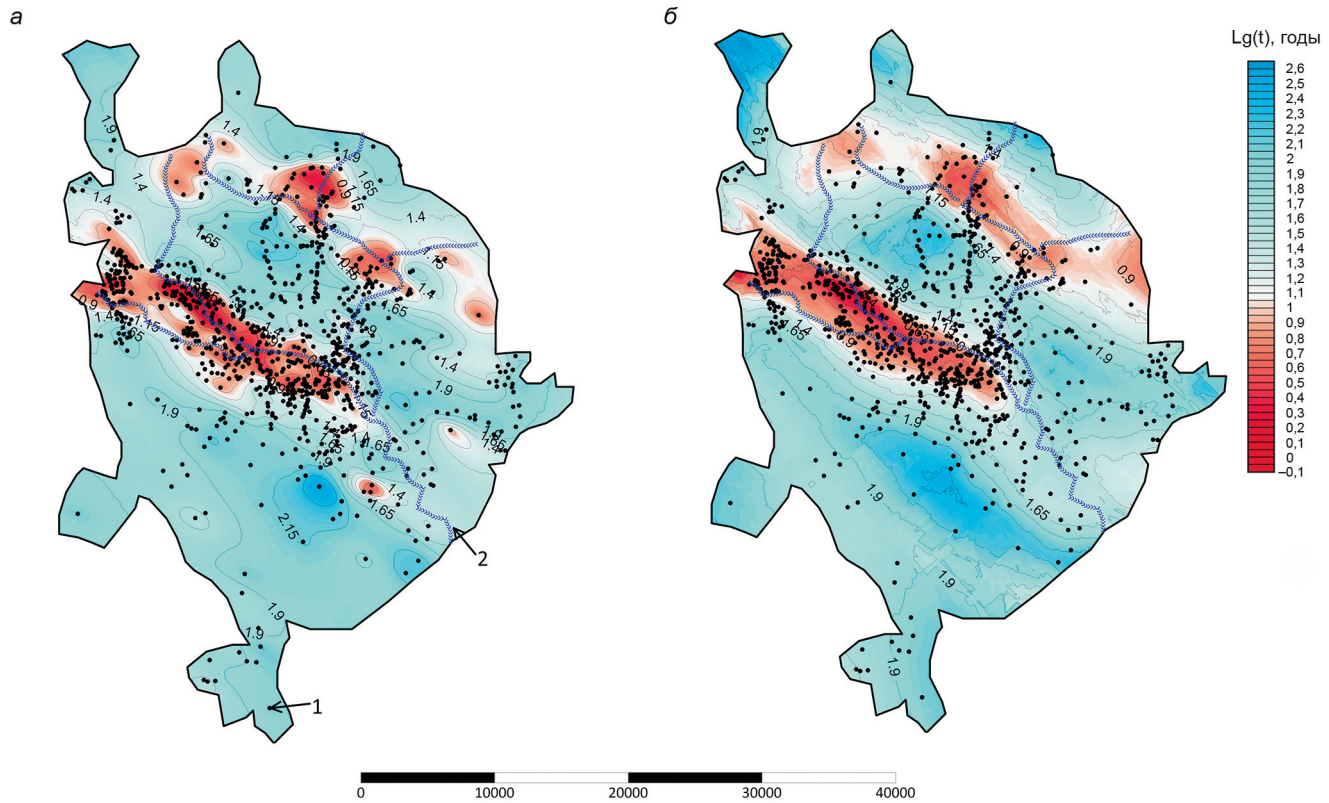


Рис. 3. Карты логарифмов времени миграции загрязнения: *а* — модель вариограммы сумма эффекта самородков и экспоненциальной зависимости, *б* — модель вариограммы сумма эффекта самородка и волновой зависимости; 1 — скважины с исходными данными для интерполяции; 2 — тальвеги древних погребенных эрозионных врезов [Осипов, 2011]

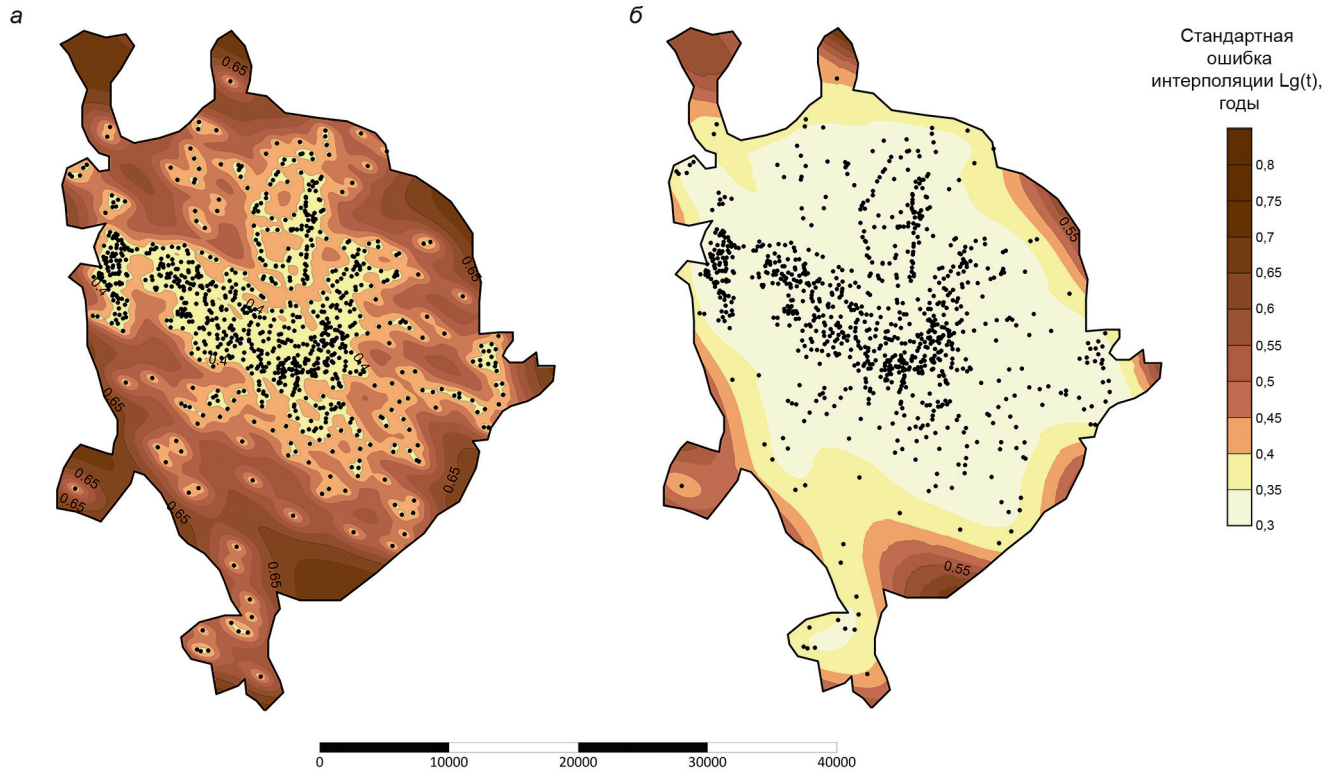


Рис. 4. Карты стандартных ошибок кригинга с использованием экспоненциальной модели вариограммы (*а*), с волновой вариограммой (*б*)

довольно большие, даже в областях концентрации точек с рассчитанными временами миграции. Это связано с тем, что обе теоретические модели включали эффект самородков, составлявший примерно 20 % от общей дисперсии логарифмов времен прихода. Однако при этом в целом ошибка волновой модели оказалась меньше, что, по-видимому, связано с тем, что она лучше описывает квазипериодическую структуру пространственной геологической изменчивости врезов, связанной с направлением палеодолин р. Москвы, Яузы и их притоков (рис. 3). Если взять минимальное значение времени миграции загрязнения 3 года ($\log 3 = 0{,}47$), то с учетом минимальной ошибки 0,3 логарифм времени миграции загрязнения составит $0{,}47 \pm 0{,}3$, а время может меняться в диапазоне от 1,3 до 6 лет. При такой неопределенности оценок необходимо стохастическое моделирование, позволяющее оценить вероятности.

Результаты стохастического моделирования. Риск загрязнения подольско-мячковского водоносного горизонта оценивается как вероятность того, что время проникновения загрязнения в подольско-мячковский горизонт из надъюрского через разделяющую слабопроницаемую толщу меньше некоторых характерных величин времени. В качестве этих характерных величин выбраны: примерное время полураспада нефтепродуктов — 3 года для оценки вероятности проникновения нефтепродуктов и характерное время работы водозабора подземных вод — 25 лет.

При стохастическом моделировании применялся следующий алгоритм: расчетная область была разделена на блоки размером 250×250 м (примерно 16 000 узлов), для центров блоков при помощи последовательного Гауссовского моделирования (SGSIM) в программе SGeMS были посчитаны 500 вариантов значений логарифмов времени вертикальной миграции загрязнения. При моделировании использовалась вариограмма, изображенная на рис. 2, *а*, а для получения в каждом варианте условной вероятности они все обуславливались расположением расчетных точек с известным временем миграции.

Для оценки риска загрязнения для центров блоков рассчитывалась вероятность того, что полученные значения логарифмов времени миграции загрязнения меньше выбранных характерных значений — 3 или 25 лет. Вероятность рассчитывалась как $N/500$, где N — число значений времени в блоке менее 3 или 25 лет. Например, из 500 значений времени 400 значений меньше 3 лет, вероятность 400/500 или 0,8 (80 %). При этом были блоки, где все значения превышали 3 года (вероятность 0) или все меньше 3 лет (вероятность 1 или 100 %). Затем используя эту сетку строились карты изолиний вероятности того, что время миграции нефтепродуктов в подольско-мячковский водоносный горизонт менее 3 лет (периода их полураспада), и вероятности того, что время проникновения загрязнения менее 25 лет (характерного времени работы водозабора).

Примеры карт вероятности проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт показаны на рис. 5.

Сравнение карт, построенных с вероятностной оценкой времени проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт (рис. 5), и карты, построенной методом кригинг-интерполяции с учетом всех эффектов (самородка, волны и сферической зависимости), показало, что красные зоны с временем миграции загрязнения менее 3 лет (уязвимые к проникновению нефтепродуктов) на картах вероятностной оценки (рис. 5, *а*) и детерминированной (рис. 6) примерно совпадают. На карте, построенной методом кригинг-интерполяции (рис. 6), розовые зоны с временем миграции загрязнения менее 25 лет занимают меньшую площадь, чем на вероятностной карте, где они показаны красным цветом (рис. 5, *б*). Таким образом, стохастическое моделирование пространственно распределенных значений времени миграции загрязнения из надъюрского в подольско-мячковский водоносный горизонт позволяет выделить большие площади с высоким риском проникновения загрязнения по сравнению с полученными методом кригинг-интерполяции.

Такие же карты можно построить для других характерных времен миграции загрязняющих веществ — полураспада органических соединений, радиоактивных элементов и т.д.

Результаты стохастического моделирования связи площади подольско-мячковского горизонта с вероятностью времени проникновения загрязнения менее выбранных пороговых значений трех и 25 лет (рис. 7) показывают следующее: на 40 % площади распространения горизонта вероятность проникновения нефтепродуктов за три года близка к нулю; на 3 % площади составляет 0,5; и только на 1 % площади около 1, т. е. 100 % риск. Только на 2 % площади подольско-мячковского горизонта вероятность проникновения загрязнения за время менее 25 лет близка к 0; на 40 % площади составляет 0,5, на 5 % площади около 1.

Верификация результатов стохастического моделирования. Для верификации результатов стохастического моделирования были использованы данные мониторинга подземных вод ОАО Геоцентр-Москва за 2006–2007 гг. [Галицкая и др., 2015]. На этом этапе визуально сопоставлялось положение точек с максимальными концентрациями хлорид-иона — маркера загрязнения подземных вод подольско-мячковского горизонта и зон водоносного горизонта, в которых время вертикальной миграции загрязняющих веществ с высокой вероятностью составляет менее 25 лет. Сравнение показало, что максимальные концентрации хлорид-иона (более 200 мг/л) наблюдаются в осевой части эрозионного вреза (рис. 8), минимальные (фоновые 5 мг/л и менее) на удалении от него на юго-западе территории города. Положение участков с повышенной относительно фона концентрацией хлорид-иона в под-

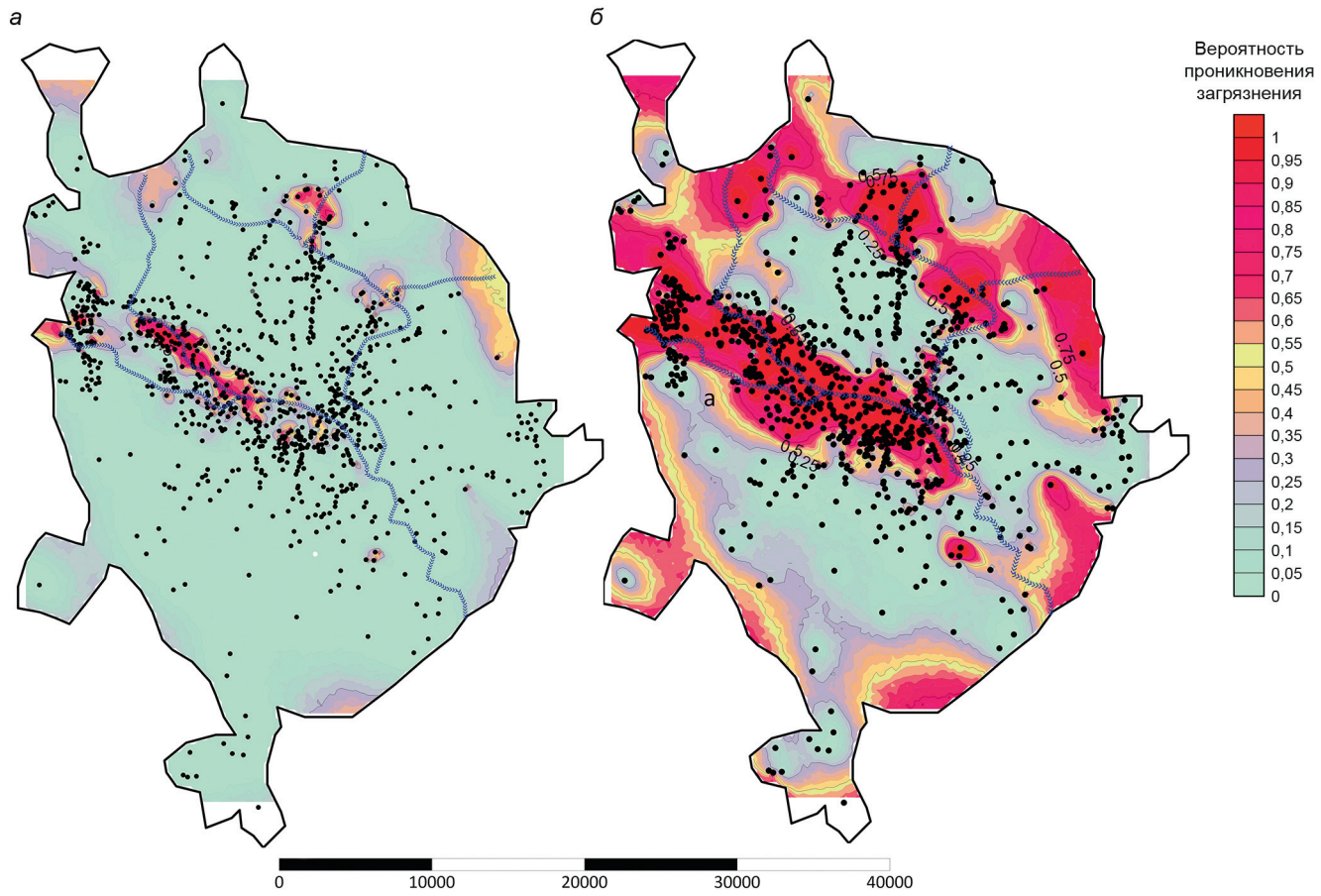


Рис. 5. Карта риска проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт нефтепродуктов за период времени менее 3 лет (*а*) и загрязнения за 25 лет (*б*)

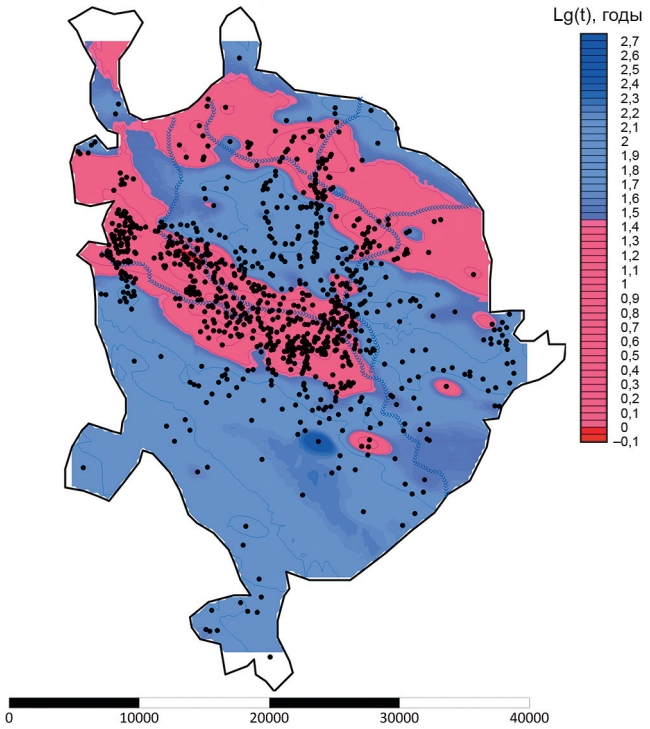


Рис. 6. Карта логарифма времени миграции загрязнения из надъюрского в подольско-мячковский водоносный горизонт, построенная методом кригинг-интерполяции

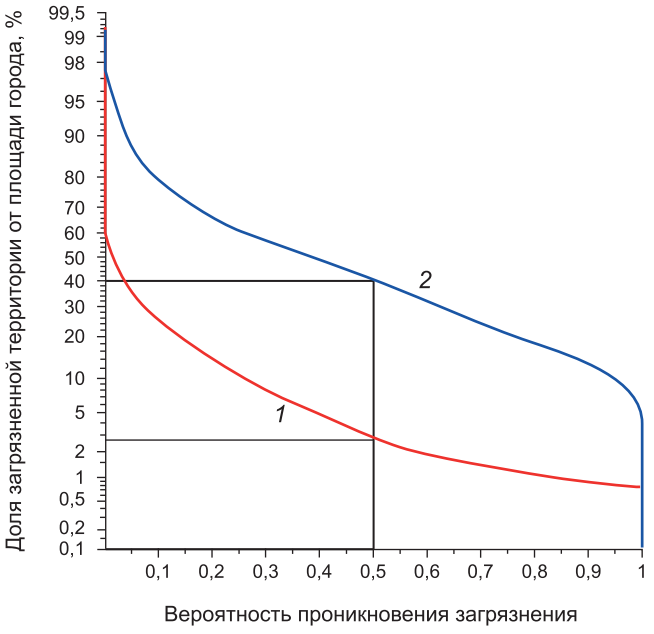


Рис. 7. Связь доли площади распространения подольско-мячковского горизонта с вероятностью проникновения загрязнения за заданный период времени по результатам стохастического моделирования: *1* — 3 года; *2* — 25 лет

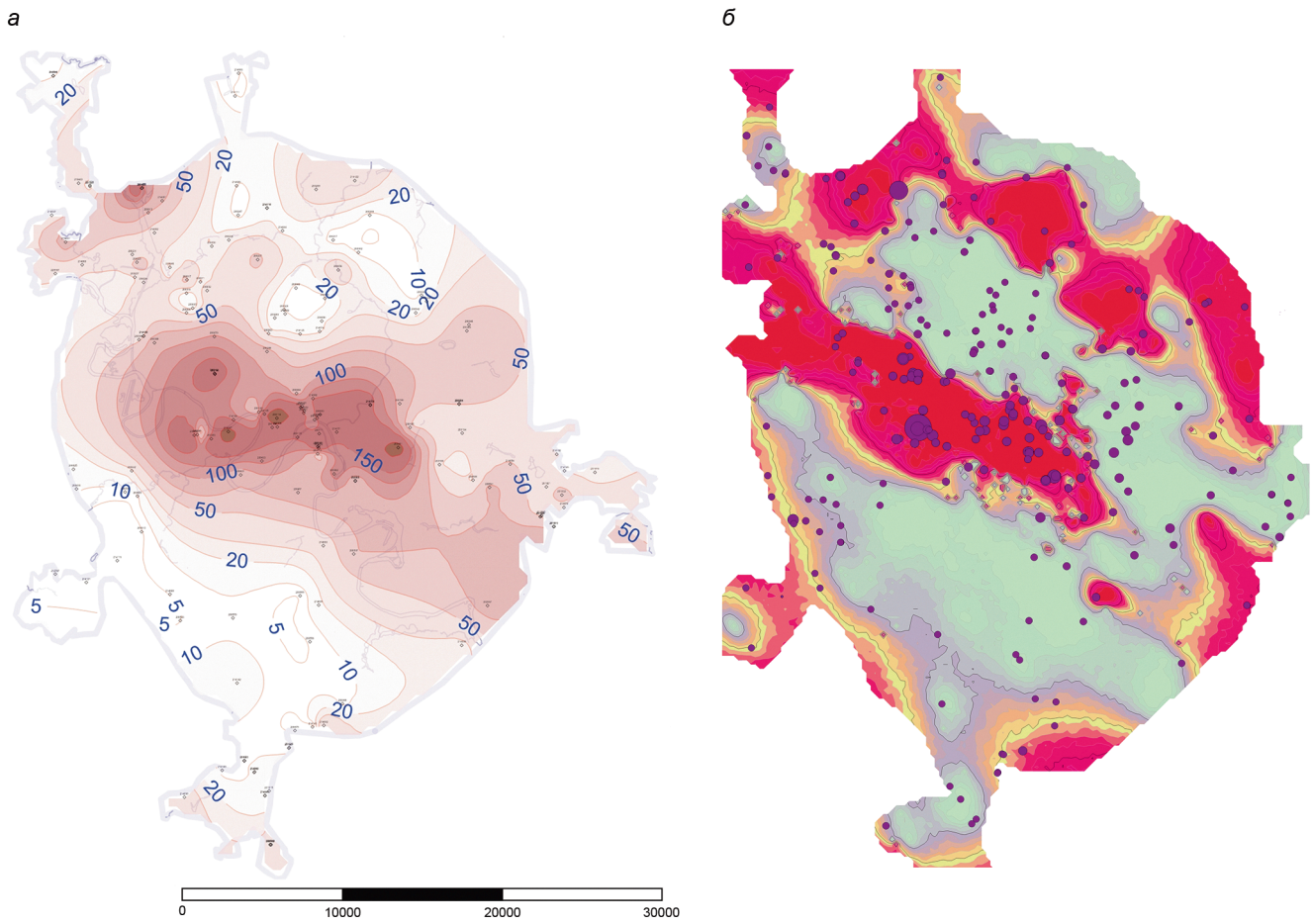


Рис. 8. Концентрации хлорид-иона в подземных водах подольско-мячковского горизонта по данным на 2006–2007 гг., мг/л: *а* — в изолиниях, *б* — в масштабированных символах на фоне карты риска проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт за 25 лет

земных водах подольско-мячковского горизонта от 50 мг/л и более хорошо согласуется с картой риска проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт за период расчетного времени работы водозабора — 25 лет, т. е. время проникновения загрязнения составляет менее 25 лет на этих участках с очень высокой до 80–90 % вероятностью.

Заключение. Особенностью территории, для которой выполнена оценка и картирование риска проникновения загрязнения в подольско-мячковский водоносный горизонт, является наличие древних эрозионных врезов, которые на относительно небольшой площади являются причиной резкой смены геологического строения и связанных с этим изменением гидрогеологических условий. В результате эрозионной деятельности на участках сокращения мощности и увеличения проницаемости слабопроницаемых отложений в толще, перекрывающей целевой исследуемый подольско-мячковский водоносный горизонт, формируются локальные области быстрого проникновения загрязнения с поверхности — гидрогеологические окна. Для территории характерна также неравномерная изученность геологического строения и гидрогеологических условий из-за крайне неравномерного расположения изыскательских скважин как по площади, так и по глубине вскрытия разреза.

Традиционный детерминированный подход к картированию защищенности целевого горизонта, который использовался ранее при построении подобных карт, заключался в том, что значения времени миграции рассчитывались по скважинам, расположенным крайне неравномерно по области картирования, и затем проводилась интерполяция, модернизирован на стохастический путем использования геостатистического анализа и стохастического моделирования риска проникновения загрязнения.

Результаты оценки вероятности быстрого (менее чем за три года) проникновения загрязнения в подольско-мячковский горизонт показали: для 40 % территории города эта вероятность практически равна нулю; для 3 % около 0,5; для 1 % около 1.

Результаты оценки вероятности проникновения загрязнения в подольско-мячковский горизонт за время, сопоставимое с характерным временем расчетной эксплуатации водозабора подземных вод — 25 лет, показали: только для 2 % территории вероятность близка к 0; для 40 % составляет 0,5; для 5 % практически равна 1.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили весьма неоднородные в плане условия

формирования защищенности от проникновения загрязнения с поверхности подольско-мячиковского горизонта на территории г. Москвы и позволили построить в пределах исследуемой территории карты риска проникновения загрязнения, в которых области повышенного риска возникают в зонах предпочтительных путей миграции из надьюрского комплекса, генетически связанных с древними эрозионными врезами. Результаты исследований могут быть использованы для развития мониторинга качества подземных вод подольско-мячковского водоносного горизонта на территории города и выбора местоположения объекта строительства с учетом его потенциальной опасности для загрязнения подземных вод.

Финансирование. Настоящая работа подготовлена в рамках выполнения государственного задания по темам НИР FMWM-2025-0002, № 1022065000195-1.5.1. «Развитие теоретических и экспериментальны основ исследования и оценки подземных вод и сопредельных сред в условиях техногенеза» и АААА-А16-116033010122-4. «Модели и методы исследований гидрогеологических процессов для рационального использования подземных вод в условиях техногенеза».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бакшевская В.А., Позднякoв С.П. Методы моделирования геофильтрационной неоднородности осадочных отложений // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 6. С. 560- 570.

Галицкая И.В., Миронов О.К., Позднякова И.А. и др. Выявление гидрогеологических окон на основе крупномасштабного картирования геологического строения и гидрогеологических условий территории г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2015. № 4. С. 352–365.

Галицкая И.В., Позднякова И.А., Батрак Г.И. и др. Подходы к оценке риска загрязнения подземных вод на участках гидрогеологических окон // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2018. № 6. С. 83–94.

Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 247 с.

Миронов О.К. Геоинформационные технологии для составления крупномасштабных геологических карт территории Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2011. № 3. С. 198–214.

Осипов В.И. Крупномасштабное геологическое картирование территории г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2011. № 3. С. 195–197.

Позднякова И.А., Кожевникова И.А., Костикова И.А. и др. Оценка условий взаимосвязи водоносных горизонтов на основе крупномасштабного картирования геологического строения и гидрогеологических условий г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 6. С. 527–539.

Шестаков В.М. Учет геологической неоднородности — ключевая проблема гидрогеодинамики // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. № 1. С. 25–30.

Preferential Flow and Migration Zones in Geological Environment. In Groundwater Vulnerability / Eds. B. Faybishenko, T. Nicholson, V. Shestopalov, A. Bohuslavsky and V. Bublias. https://doi.org/10.1002/9781118962220.ch3, 2014.

Remy N. The Stanford Geostatical Modeling Software, 2004. https://pangea.stanford.edu/departments/ere/dropbox/scrf/documents/reports/20/SCRF2007_Report20/SCRF2007_RemyBoucherWu_Book.pdf DOI**:** 10.1111/j.1745-6584.2008.00522.x

Статья поступила в редакцию 11.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 551:622
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-85-95

МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД: ОТ ТЕПЛОВОГО ВЛИЯНИЯ ОБСАДКИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ДО РАЗМЕРОВ ПЛОЩАДКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сергей Николаевич Булдович[1]✉, Анатолий Викторович Брушков[2], Владимир Александрович Дубровин[3], Михаил Николаевич Железняк[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ser_bul@rambler.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; brouchkov@geol.msu.ru, https://orcid.org/0000-0001-6437-064X
[3] Гидроспецгеология Минприроды РФ, Москва, Россия; dva946@yandex.ru
[4] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; fe1956@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-4124-6579

Аннотация. В статье на основе численного моделирования выполнена количественная оценка влияния кондуктора на результаты измерения температуры в скважине, а также обсуждается влияние конвекции и положения датчиков в технической колонне. Рассмотрены также вопросы расположения и количестве наблюдательных скважин в природном комплексе (микроландшафте) и размеры площадок наблюдений. Показано, что в некоторых случаях кондуктор (обсадная колонна) могут изменять результаты термометрических измерений, и его влияние необходимо учитывать.

Ключевые слова: вечная мерзлота, температура многолетнемерзлых пород, термометрическая скважина, кондуктор, мониторинг

Для цитирования: *Булдович С.Н., Брушков А.В., Дубровин В.А., Железняк М.Н.* Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород: от теплового влияния обсадки на результаты измерений до размеров площадки исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 85–95.

PERMAFROST TEMPERATURE MONITORING: FROM THERMAL INFLUENCE OF CASING ON MEASUREMENT RESULTS TO RESEARCH SITE SIZE

Sergey N. Buldovich[1]✉, Anatoli V. Brouchkov[2], Vladimir A. Dubrovin[3], Mikhail N. Zheleznyak[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ser_bul@rambler.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; brouchkov@geol.msu.ru, https://orcid.org/0000-0001-6437-064X
[3] Gidrospetsgeologiya, Ministry of Natural Resources and Environment of the Russian Federation, Moscow, Russia; dva946@yandex.ru
[4] Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the RAS, Yakutsk, Russia; fe1956@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-4124-6579

Abstract. This article, using numerical modeling, quantitatively assesses the influence of the casing on temperature measurement results in a borehole. The influence of convection and the position of temperature sensors are also discussed. The location and number of monitoring boreholes in the natural landscape and the size of the observation sites are also considered. It is shown that in some cases, the casing can alter the temperature measurement results, and its influence must be taken into account.

***Keywords*:** permafrost, permafrost temperature, thermometric borehole, casing, monitoring

***For citation*:** Buldovich S.N., Brouchkov A.V., Dubrovin V.A., Zheleznyak M.N. Permafrost Temperature Monitoring: From the Thermal Effect of Casing on Measurement Results to the Size of the Study Site. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 85–95. (In Russ.).

Введение. Измерения температур начались в области распространения вечной мерзлоты в начале XX в. назад по инициативе различных научных организаций, в том числе с требованиями нормативных документов СССР об организации мерзлотных станций при крупном строительстве. Программой работ на таких станциях предусматривалось изучение температурного режима многолетнемерзлых пород (ММП), динамики глубины сезонно-талого слоя (СТС), снегомерная съемка, определение тепловых потоков, теплофизических свойств грунтов и другие наблюдения. Однако, методика этих работ не была регламентирована и имела ведомственный характер.

Согласно Поручению № 1971 Президента РФ Росгидрометом сегодня используется методический документ [РД52-17.925-2023] в качестве основы для организации мониторинга вечной мерзлоты на площадках ведомственной наблюдательной сети. Этот документ предполагает: 1) перекрытие технической колонны из полиэтилена диаметром 50–60 мм металлическим кондуктором диаметром 108–146 мм с заглублением его до 5 м; 2) установ-

Таблица 1

Теплофизический свойства грунта и металла обсадной трубы

	Теплопроводность талых пород, Вт/(м·°С)	Теплопроводность мерзлых пород, Вт/(м·°С)	Теплоемкость талых пород, кДж/(м^3·°С)	Теплоемкость талых пород, кДж/(м^3·°С)	Теплота фазовых переходов влаги, кДж/м^3
Супесь	1,3	1,6	2520	2160	90000
Сталь	60	60	3600	3600	-

ку датчиков в технической колонне: от 0 до 3,2 м глубины — 15 датчиков, до 5 м — 19 датчиков, до 10 м — 24 датчика и до 25 м — 32 датчика; 3) использование всего одной скважины глубиной 25,2 м на территории, прилегающей к метеостанции; 4) размеры площадки для мониторинга СТС –50 × 50 м. Предполагается, что использование металлического кондуктора не приводит к заметному изменению теплового режима грунтов. Это, однако, требует расчетного и экспериментального обоснования. Вопрос о конструкции термометрических скважин стоит сегодня остро не только для фонового, но и геотехнического мониторинга (ГТМ). В настоящей работе выполнена количественная оценка влияния кондуктора на результаты измерения температуры, а также обсуждаются некоторые другие связанные с методикой измерения вопросы.

Расчетная схема оценки влияния кондуктора. Для исключения воздействия искажающих факторов расчетная схема была упрощена. Скважина имеет цилиндрическую форму одинакового по глубине диаметра. В скважине размещена труба, плотно (без зазоров) контактирующая с прилегающим грунтом, верхний торец трубы расположен на уровне земной поверхности. Для расчетов принят диаметр скважины и трубы 0,15 м, толщина стенки последней принималась равной 5 или 10 мм (стандартная толщина стенки труб диаметром 146 мм составляет 6,5–10,7 мм [ГОСТ 31446-2017]). Геологический разрез в модели считается однородным в расчетной области, он представлен типичной по своим свойствам влажной супесью, теплофизические свойства грунта и материала трубы (сталь) приведены в табл. 1.

Влияние обсадки исследовалось методом численного моделирования теплообмена в грунтах в рамках осесимметричной задачи. Размеры расчетной области по вертикали составляли 10 м, по горизонтали (по радиусу) 1,5–2,0 м. Последний размер корректировался в процессе моделирования по условию отсутствия теплового влияния трубы на этом расстоянии от ее оси.

На внутренней стенке трубы задавалось условие теплоизоляции (нулевое граничное условие II рода), поскольку считается, что иные тепловые процессы в стволе исключены, датчик температуры имеет малую теплоемкость и измеряет температуру непосредственно на внутренней стенке трубы. На нижней и боковой поверхностях расчетной области, имеющей форму цилиндра с цилиндрической выемкой (скважина) на оси, принималось условие теплоизоляции. На верхней границе области задавались в разных вариантах расчетов граничные условия I и III рода. Размеры расчетных блоков по горизонтали в примыкании к трубе составляли первые миллиметры (от 1 мм), увеличиваясь к внешней границе. Расчеты осуществлялись с использованием двух компьютерных программ, разработанных на кафедре геокриологии МГУ [Хрусталев и др., 1994; Песоцкий, 2016]. Осуществлялось решение ряда тепловых задач, основные из которых рассмотрены ниже.

Исследование температурного режима грунтов без фазовых переходов. Для надежного вычленения влияния на температурное поле металлической обсадки решалась задача изменения температуры в области с изначально постоянной температурой пород после скачкообразного ее изменения на поверхности. Этот скачок сопровождается движением температурной волны вглубь области и позволяет отследить особенности теплового влияния трубы. Моделировалась ситуация с повышением температуры поверхности пород $t_п$ до 15 °С при начальной температуре массива талых пород $t_0 = 0$ °С. Постоянная температура $t_п$ задавалась на всей верхней границе, включая торец обсадной трубы. Труба размещалась или на всю глубину скважины, или в выбранном интервале глубин.

Температурное влияние металлической обсадки Δt определялось путем сравнения $t_п$ на контакте с внешней границей трубы с $t_п$ на той же глубине на удалении от трубы, где ее влияние полностью отсутствует. Следует отметить, что температура на внешней поверхности обсадной трубы и на ее внутренней поверхности, где происходит измерение температуры, практически одинакова. Результаты расчетов показаны на рис. 1.

Из результатов следует, что температурное влияние даже относительно тонкостенной трубы (5 мм) в верхних горизонтах может искажать естественное температурное поле более, чем на 1 °С на глубине 0,6–0,7 м от поверхности. Ошибка термометрических измерений в случае трубы толщиной 10 мм может превышать 2°С и распространяться на более глубокие горизонты. Однако, в обоих случаях со временем эта разница температур уменьшается, а максимум отклонений смещается в глубину (рис. 1, *б*, *в*). Для принятых в задаче условий в случае тонкостенной трубы разница температур $\Delta t = 0{,}1$ °С (точность датчиков) прослеживается до глубины 2,3–2,5 м (рис. 1, *б*). При этом через 20–25 суток нагревания массива влияние трубы становится меньше точности измерения температуры во всем интервале глубин.

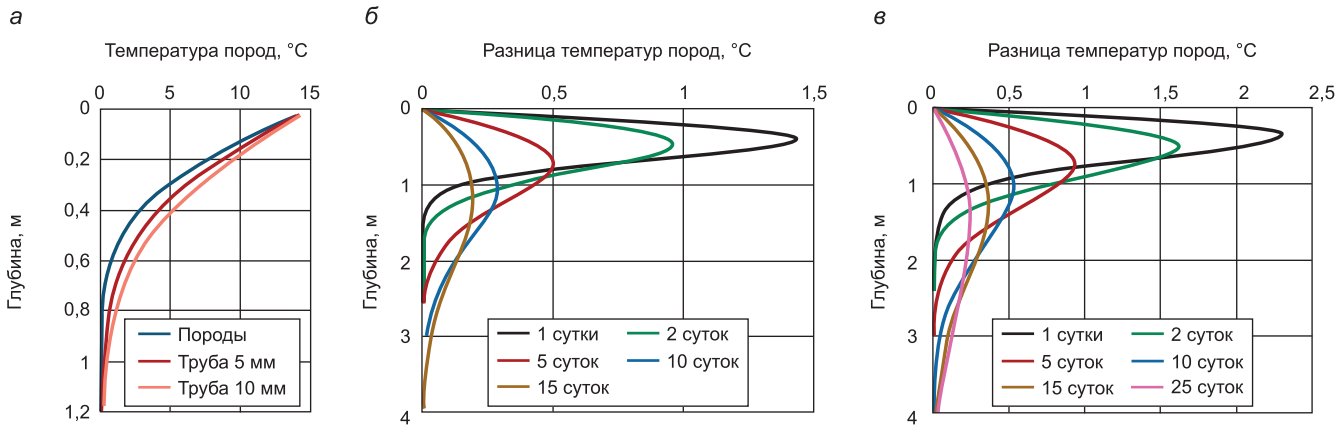


Рис. 1. Температура и разница температур на контакте грунта с трубой и вне зоны ее теплового влияния: *а* — температура на конец первых суток нагревания массива при толщине стенок трубы 5 и 10 мм; разница температур грунта Δt на контакте с трубой и вне зоны ее влияния на различные моменты времени после начала нагревания при толщине стенки трубы соответственно 5 мм (*б*) и 10 мм (*в*)

В случае толстостенной трубы глубина искажения температурного поля, превышающая точность измерений, прослеживается до 3–3,5 м (рис. 1, *в*).

Наличие вертикального теплопереноса в двух параллельных проводниках тепла с различной теплопроводностью (труба и окружающий грунт) приводит к взаимодействию между ними с формированием горизонтальной составляющей движения тепла. Эта составляющая и образует разность температур на стенке трубы и в грунте на удалении от скважины. Чем выше интенсивность основного вертикального теплового потока, тем выше и горизонтальная составляющая теплообмена между трубой и окружающими грунтами, формирующая наблюдаемую разность температур Δt. Таким образом, на фоне понижения градиента температуры влияние трубы на результаты измерений уменьшается.

Принятое в задаче длительное постоянство температуры на поверхности грунта не характерно для природных условий, где происходят суточные и другие короткопериодные колебания, что приводит к формированию в приповерхностных горизонтах отличий температуры в скважине от таковых в массиве грунта. Особенно это характерно для слоя суточных амплитуд температурных колебаний мощностью около 1 м.

Влияние обсадных труб в условиях промерзания пород. Для анализа влияния обсадной трубы на температурное поле рассматривались также условия промерзания массива талых пород после скачкообразного понижения температуры на дневной поверхности до отрицательного значения. В этом случае происходит монотонное движение фронта промерзания вглубь, что позволяет проанализировать влияние металлической трубы на температурное поле без влияния иных факторов. Как показывают результаты решения серии задач, при этом наблюдаются различия в условиях теплообмена для случаев наличия и отсутствия на поверхности пород теплоизолирующих покровов. Ниже рассмотрена специфика влияния обсадки при оголенной поверхности пород и наличии на ней снежного покрова.

Влияние обсадной трубы при оголенной поверхности пород. Рассматривается промерзание массива пород с температурой $t_0 = 0\,°C$ после мгновенного понижения температуры на поверхности до — 15 °С. Остальные характеристики, включая теплофизические свойства пород и металла, размеры и конфигурация расчетной области, толщина стенки трубы, остаются теми же, что и ранее.

Результаты моделирования показывают более сложную картину влияния трубы, нежели в случае изменения только температуры пород. Указанное влияние в условиях изменения фазового состояния пород в расчетной области оказывается заметно более существенным, причем это относится как к температурному полю горных пород, так и к глубинам их промерзания.

На рис. 2, *а* приведены температурные кривые, построенные на момент времени 10 суток от начала промерзания для горных пород на контакте со стенкой трубы и для пород, находящихся заведомо вне зоны влияния трубы.

Максимальные различия температур приурочены к глубине расположения естественного фронта промерзания (здесь 0,64 м) и уменьшаются при удалении от фронта как вверх, так и вниз. Так, для тонкостенной трубы (5 мм) фронт промерзания на контакте с обсадной трубой расположен на глубине 0,90 м. Разница температур на уровне фронта естественного промерзания максимальна и превышает $\Delta t = 1{,}5\,°C$. Отметим также, что разница глубин промерзания в данный момент времени составляет $\Delta\xi = 0{,}26$ м (40 % от глубины естественного промерзания) — это величина ошибки определения глубины промерзания пород термометрическим методом, связанная с влиянием металлической трубы. Для более массивной обсадной трубы фронт промерзания на контакте с ней расположен на глубине 1,1 м, а разница температур на глубине естественного промерзания равна 2,8 °С.

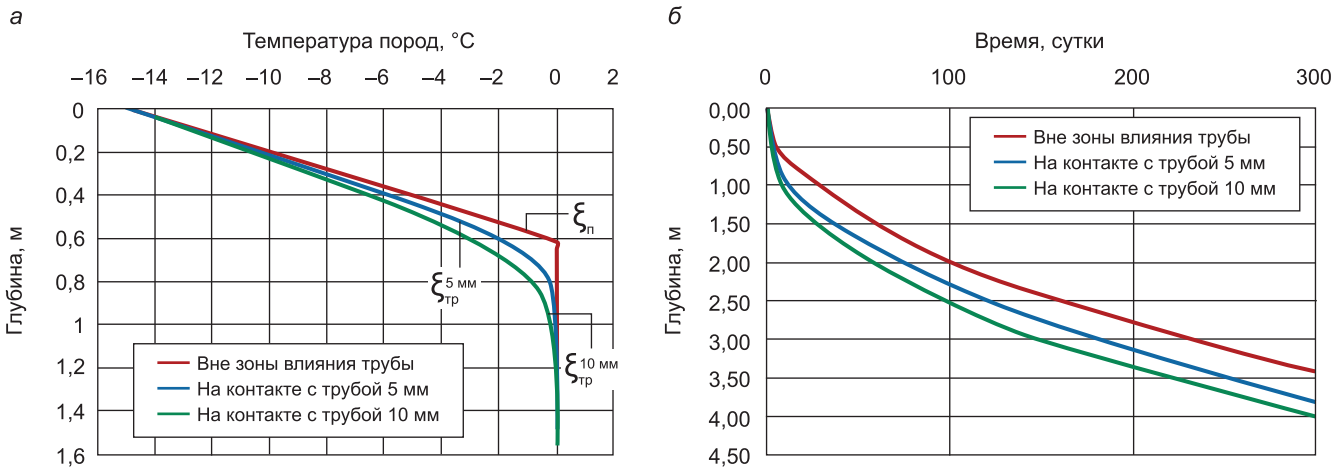


Рис. 2. Температура горных пород на контакте с обсадной трубой и вне зоны ее теплового влияния на 10 сутки от начала промерзания ($\xi_{тр}^{5\ мм}$ и $\xi_{тр}^{10\ мм}$ — глубины промерзания на контакте со стенкой труб с толщиной стенки 5 и 10 мм; $\xi_п$ — естественная глубина промерзания на удалении от скважины) (*а*); *б* — динамика промерзания на контакте с обсадной трубой и на удалении от нее (для труб с толщиной стенки 5 и 10 мм)

Такая концентрация влияния трубы в зоне фронта промерзания связана с резким изменением градиента температур (перегиба температурной кривой), который формируется на фронте фазовых переходов, представляющим собой плоский источник (сток) тепла. Тепловой поток по металлу трубы, где фазовые переходы отсутствуют, осуществляет «транзитный» перенос тепла через фронт промерзания из талой в мерзлую зону, формируя опережающее промерзание горных пород в узкой зоне вдоль ствола скважины и «спрямляя» перегиб температурной кривой (рис. 2, *а*).

В процессе моделирования промерзания массива для длительных сроков получены неожиданные результаты. Так, на рис. 2, *б* показана динамика движения фронта промерзания на границе с трубой и вдали от последней. Видно, что разница глубин промерзания $\Delta\xi$ со временем не только не сокращается по мере удаления фронта промерзания от поверхности, но, напротив, возрастает, составляя для трубы с толщиной стенки 5 мм в среднем $\Delta\xi = 0{,}3$ м, а для более массивной трубы толщиной 10 мм $\Delta\xi = 0{,}5$ м. При этом фронт промерзания достигает глубины 3,5–4 м, т. е. расположен довольно глубоко от поверхности.

Не менее интересна и динамика разности температур на контакте с трубой и в естественных условиях. На рис. 3 показаны экстремумы разности температур Δt с уменьшением со временем и глубиной их абсолютной величины. Экстремумы Δt по глубине совпадают с положением фронта промерзания на этот момент. Важно то, что разность температур в случае промерзания больше и распространяется заметно глубже, нежели в случае только нагревания (или охлаждения) пород.

Выявленные особенности плохо согласуются с представлениями о том, что роль металлической трубы в нарушении естественного температурного режима в прискважинной зоне связана с передачей по ней температурного воздействия с поверхности

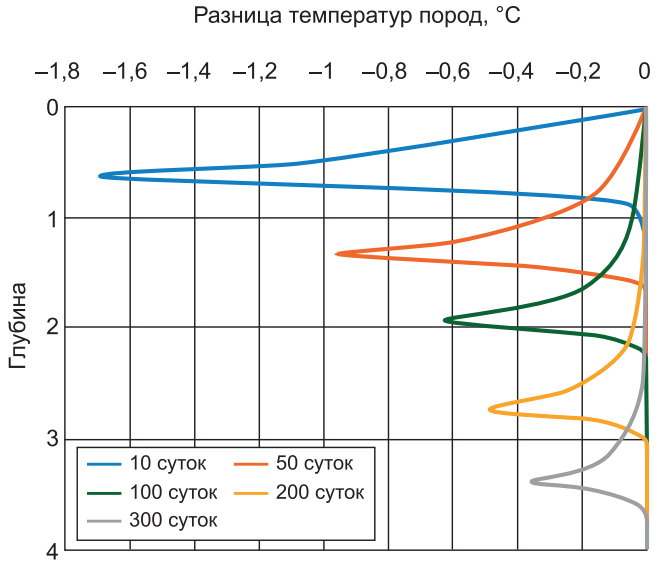


Рис. 3. Разность естественных температур горных пород на стенке трубы и температур в массиве горных пород на той же глубине на разные моменты времени (для трубы с толщиной стенки 5 мм)

массива. Для прояснения этих представлений получено решение задачи промерзания, аналогичной рассмотренной выше, но при этом обсадная труба задавалась не по всей глубине скважины, а размещалась в виде отрезка длиной в 1 м с заглублением верхнего торца на 1 м от поверхности. Таким образом, тепловая связь трубы с поверхностью практически разрывалась.

На рис. 4 показана динамика промерзания на стенке скважины и на удалении от нее. При прохождении фронтом промерзания зоны расположения отрезка трубы формируется разность глубин промерзания, причем ее величина достигает для труб с толщиной стенки 5 и 10 мм соответственно значений $\Delta\xi = 0{,}28$ и 0,42 м, т. е. величин, близких к полученным при обсадке скважины трубой от поверхности (рис. 2, б). После прохождения фронтом

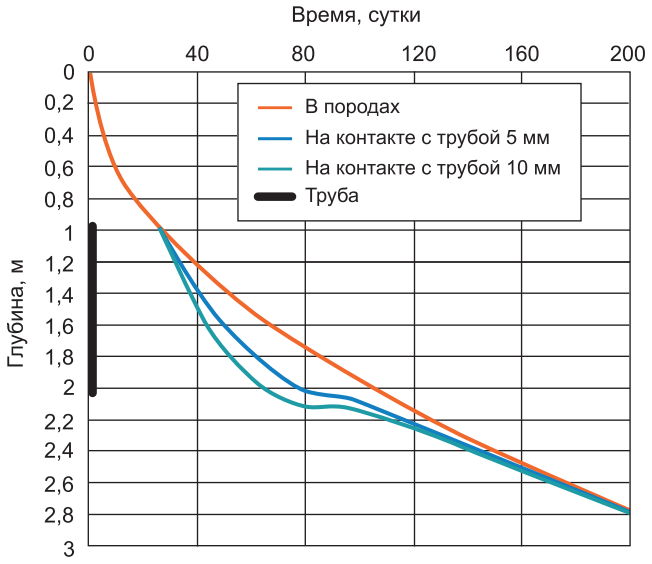


Рис. 4. Влияние на глубину промерзания обсадной трубы, расположенной в интервале глубин от 1 до 2 м (для труб с толщиной стенки 5 и 10 мм)

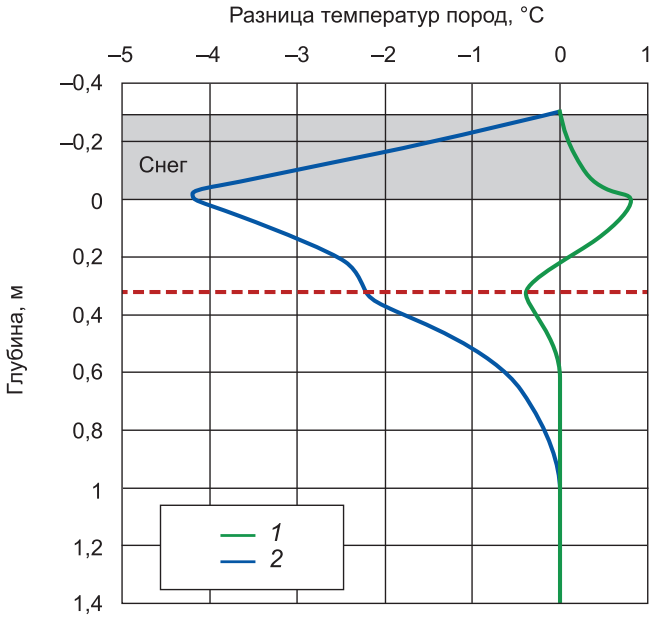


Рис. 5. Распределение разности температур по глубине на стенке обсадной трубы и в породах вне зоны теплового влияния трубы при наличии снежного покрова для случаев: расположения торца обсадной трубы на уровне поверхности пород (*1*) и на уровне поверхности снега (*2*). Расчет на момент 30 суток от начала промерзания; красный пунктир — глубина промерзания пород в естественных условиях на данный момент

промерзания нижнего торца трубы разность Δξ начинает уменьшаться и на глубине 2,5–3 м исчезает.

Этот результат свидетельствует о том, что влияние поверхности не играет заметной роли — металлическая труба из-за высокой теплопроводности обеспечивает опережающее промерзание пород вдоль ствола в любом случае. Установлено, однако, что этот эффект реализуется только при наличии движущегося фронта промерзания, на котором происходит скачок градиента температуры, связанный с выделением тепла фазовых переходов воды.

Особенности влияния обсадной трубы на температурное поле и промерзание горных пород при наличии слоя теплоизоляции на поверхности. В ходе моделирования выявлены важные особенности искажения температурного поля в прискважинной зоне за счет влияния металлической трубы при наличии на поверхности теплоизоляционного слоя (например, снежного покрова). Указанное влияние оказывается зависящим от высоты надземной части трубы. Оголовок кондуктора может находиться на разной высоте над поверхностью Земли, и воздействие трубы имеет тогда различный характер.

Для исследования указанных условий теплообмена в расчетную схему добавлен слой снега мощностью $h_{сн} = 0{,}3$ м со значением коэффициента теплопроводности $\lambda_{сн} = 0{,}25$ Вт/(м·°С) и объемной теплоемкостью $C_{сн} = 580$ кДж/(м^3·°С). Массив талых пород имеет, как и ранее, температуру $t_0 = 0$ °С. В начальный момент времени на поверхности снега устанавливается постоянная температура $t_п = -15$ °С, кроме того, в снежном покрове задается начальное линейное изменение температур от –15 °С на поверхности до 0 °С на подошве снега. Теплофизические свойства пород и материала трубы (табл. 1), а также остальные характеристики модели остаются прежними. Для контрастного выявления влияния обсадки моделирование выполнялось для толщины стенок трубы 10 мм.

В первом случае верхний торец трубы располагается вровень с поверхностью пород непосредственно под снегом. Во втором случае торец металлической трубы находится на уровне поверхности снега. Температура верхнего торца трубы в обоих случаях принята равной температуре на окружающей поверхности, однако в первом случае это начальная температура, изменяющаяся в дальнейшем, а во втором эта температура поддерживается постоянной.

Случай расположения верхнего торца обсадной трубы под снегом. При моделировании данного варианта, вопреки ожидаемому охлаждающему влиянию обсадки, получена более сложная картина. Установлено, что в относительно маломощной приповерхностной зоне пород (а также и в вышележащем слое изоляции), наоборот, наблюдается заметное повышение температуры на контакте с обсадкой по сравнению с таковой в массиве. И лишь на некоторой глубине стенка трубы становится более холодной нежели породы на том же уровне вне зоны влияния скважины (рис. 5, *а*).

Иными словами, металлическая обсадка в снежный период в один и тот же момент времени оказывает в разных частях разреза как охлаждающее, так и отепляющее воздействие на породы в прискважинной зоне. Для выяснения причин этого явления на модели выполнен детальный анализ тепловых потоков в приповерхностном слое пород в обрамлении скважины. Установлено, что плотность теплового потока по металлической трубе намного превышает таковую через поверхность пород на окружающей территории, вследствие чего под слоем теплоизолирующего снежного покрова,

Таблица 2

Среднемесячные температуры на дневной поверхности

Месяцы	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
t_i, °C	–18,0	–18,0	–15,7	–11,1	–4,2	4,1	8,9	8,9	4,1	–4,2	–11,1	–15,7

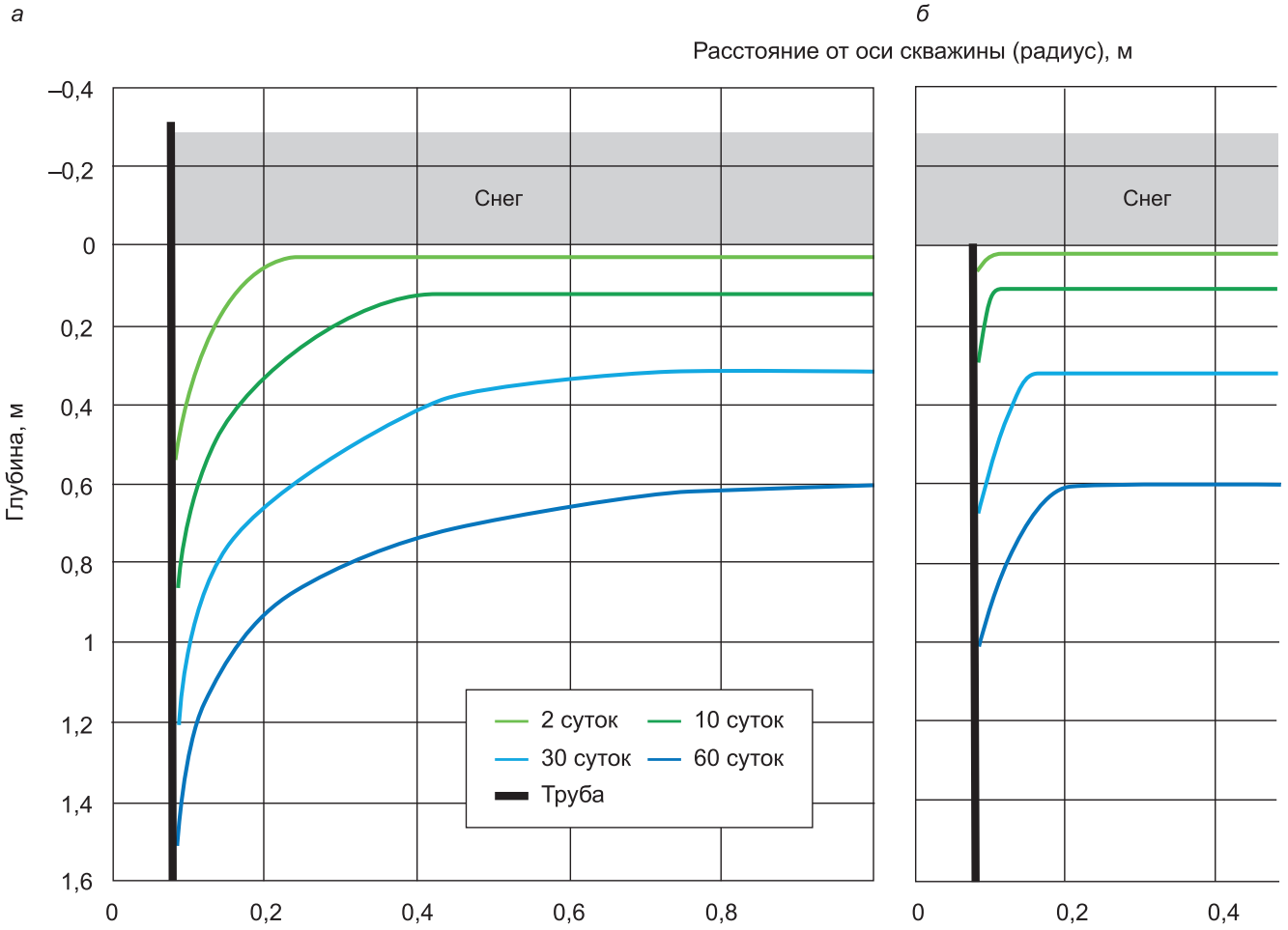


Рис. 6. Динамика промерзания пород вокруг скважины с металлической обсадкой: *а* — оголовок трубы пронизывает снежный покров, *б* — обсадная труба расположена вровень с поверхностью пород за разное количество суток от начала промерзания

не успевающего отводить поступающее снизу тепло, формируется локальная зона более высокой температуры поверхности пород. Заметим, что в данной конкретной постановке при нулевой исходной температуре промерзающих пород это тепло целиком формируется за счет фазовых переходов воды на движущемся фронте промерзания. Таким образом, над стволом скважины отепляющее влияние снега за счет аномальной плотности теплового потока оказываются повышенным, что и приводит к отепляющему влиянию трубы вблизи поверхности пород, причем температура здесь повышается относительно фоновой заметно — в данном случае на 1 °С. Однако плановые размеры зоны повышенной температуры поверхности невелики — в данном примере радиус этой зоны от оси скважины не превышает 0,25–0,3 м. Температурное воздействие этой небольшой в плане локальной зоны нагрева затухает с глубиной и влияние обсадной трубы на примыкающие породы вновь становится охлаждающим, что обусловливает более глубокое промерзание пород на контакте с трубой ($\xi_{тр} = 0{,}85$ м) по сравнению с фоновым значением ($\xi_{п} = 0{,}32$ м) (рис. 5, *а*).

Случай расположения верхнего торца обсадной трубы на поверхности снега. В этом случае получены результаты, отличные от предыдущих. Отепляющего влияния металлической обсадки не наблюдается, в прискважинной зоне на поверхности пород под снегом формируется температурная аномалия с пониженными относительно фоновых температурами, причем это понижение достигает –5 °С (рис. 5, *б*). Глубина охлаждающего температурного воздействия трубы и мощность промерзшего слоя повышаются до величины 1,05–1,15 м.

Оголовок обсадной трубы в данных условиях является эффективным «тепловым мостиком», обеспечивающим локальный вынос тепла из пород сквозь теплоизолирующий снежный покров. Влияние обсадной трубы, пронизывающей снежный покров, на температурный режим пород в прискважинной зоне

оказывается максимальным из всех промоделированных ситуаций, и величина этого влияния далеко не предельная. Сильно в такой ситуации обсадная труба влияет и на пространственную конфигурации фронта промерзания вокруг скважины. На рис. 6 приведена динамика промерзания пород вокруг скважины в случаях расположения торца обсадной трубы под снегом и над ним, видно различие, обусловленное различным расположением оголовка скважины относительно снежного покрова при прочих равных условиях.

Следует отметить, что сказанное выше для ситуаций нагревания и промерзания пород применимо и к случаям охлаждения или оттаивания массива пород с обсаженной скважиной.

В частности, при рассмотрении процесса оттаивания массива мерзлых пород при наличии на поверхности напочвенного растительного покрова, возникают температурные эффекты, подобные тем, что и со снежным покровом, но с противоположным знаком. Количественно они, вероятно, будут выражены слабее в силу меньших термических сопротивлений биогенных покровов относительно снега. Необходимо отметить, что температурное влияние металлической обсадной трубы на окружающие породы распространяется по горизонтали на небольшое расстояние от стенки скважины — ни в одном из вариантов моделей это влияние не превысило 1,5 м, составляя в основном 0,8–1,2 м. Это связано с затуханием плотности горизонтального радиального теплового потока по мере удаления от оси скважины.

Особенности влияния металлической обсадки на точность термометрических исследований в слое годовых теплооборотов. Рассмотрим решение задачи формирования геокриологических условий в верхней части толщи многолетнемерзлых пород при наличии в массиве скважины, обсаженной металлической трубой. Целью моделирования является оценка возможной ошибки термометрических наблюдений, связанных с тепловым влиянием этой трубы.

Задача, как и ранее, решалась в осесимметричной постановке, размеры расчетной области и параметры сетки блоков приняты такими же, как и в предыдущих задачах. Теплофизические свойства пород также остаются прежними (табл. 1).

Основным отличием модели является задание на поверхности граничного условия III рода, учитывающего годовой ход температуры на дневной поверхности и наличие теплоизолирующих покровов. Для ограничения влияния на теплообмен подстилающих мерзлых пород граничные условия в процессе предварительной калибровки модели подбирались так, чтобы среднегодовая температура пород была сравнительно высокой — в данном расчете она составляла около $t_{\xi} = -1{,}0$ °C. Годовой ход среднегодовых температур на дневной поверхности задавался синусоидальным (табл. 2), термическое

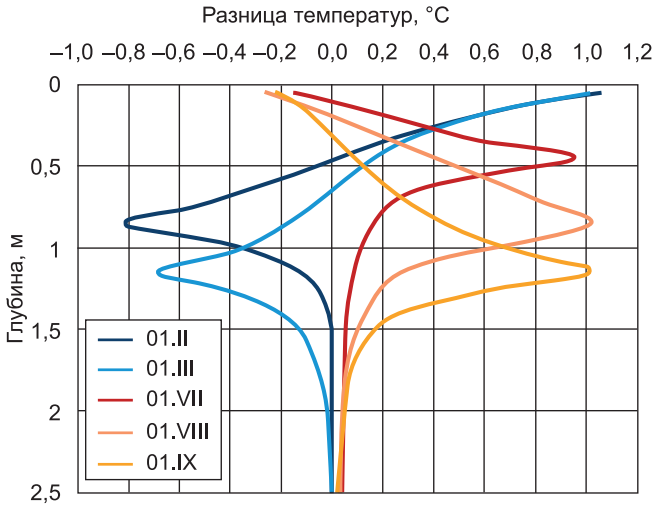


Рис. 7. Кривые разности температур пород на контакте с трубой и на удалении от нее в различные месяцы года

сопротивление снежного покрова принято постоянным в течение зимы и равным $R_{сн} = 1{,}18$ (м²·°C)/Вт, растительный покров отсутствует (уничтожен на площадке скважины).

Кроме того, учитывая знакопеременный характер движения тепловых потоков, для надежного вычленения влияния трубы расчеты выполнены для толщины стенки обсадки 10 мм, в этом случае исследуемые эффекты проявляются лучше. Расчеты велись до достижения периодически установившегося температурного режима, затем в течение года анализировалось влияние обсадки на температурное поле пород и динамику слоя сезонного оттаивания.

В условиях контрастных восходящих и нисходящих тепловых потоков и при наличии движущихся фронтов фазовых переходов воды влияние трубы на температуры пород оказывается знакопеременным в течение года, т. е. обсадка может вносить как положительные, так и отрицательные ошибки в измерения температуры.

Годовые разности температуры в обсадной трубе скважины от таковой в ненарушенных условиях показана на рис. 7. Кривые разности температур ($\Delta t = t_{тр} - t_{п}$) построены на первое число каждого месяца года. Годовая динамика ошибок температурных измерений, связанных с влиянием металлической обсадки скважин, оказывается сложной.

В принятых природных условиях амплитуда отклонений температуры в скважине от истинной составляет около 2°C (± 1°C), максимальные отклонения сосредоточены в пределах центральной части СТС (его максимальная глубина равна $\xi_{стс} = 1{,}38$ м), пики отклонений соответствуют положению фронта оттаивания (летом) или фронта промерзания СТС сверху (зимой). Ниже подошвы СТС ошибка измеряемых температур не превышает 0,1–0,15 °C. Наблюдается зона отепляющего влияния трубы в приповерхностной зоне, формирующаяся в зимний период и связанная с воздействием снежного покрова.

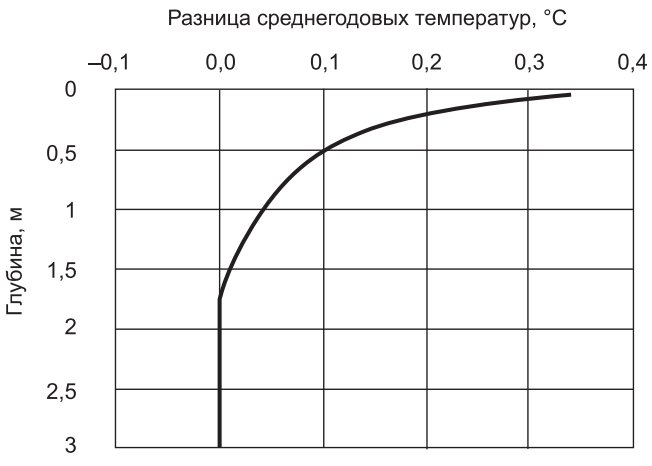


Рис. 8. Разность среднегодовых температур пород на контакте с трубой и в естественных условиях

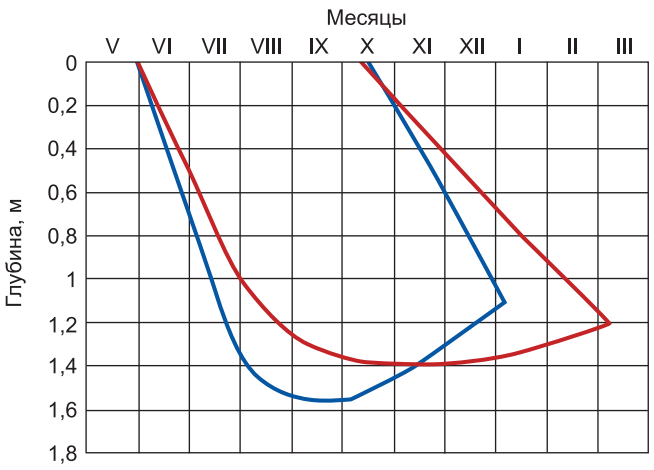


Рис. 9. Динамика СТС на контакте с трубой (синяя линяя) и в естественных условиях (красная линия)

Для оценки влияния металлической обсадки на *среднегодовую температуру пород* были построены кривые средних (интегральных) годовых температур для различных глубин на контакте с трубой и на удалении от нее. Сравнение показало, что несмотря на контрастные внутригодовые отклонения текущих температур под влиянием обсадки, среднегодовые значения температур показывают небольшие их отличия. На рис. 8 приведено распределение *разности среднегодовых температур* для пород на контакте с трубой и в естественных условиях. Эта разность не превышает +0,4 °С на поверхности пород, исчезая на глубине около 1,8 м, что ненамного превышает мощность СТС.

Небольшое отепляющее влияние обсадки на среднегодовую температуру пород связано с отсутствием сезонной смены теплопроводности в металле трубы и, следовательно, отсутствием здесь отрицательной температурной сдвижки, в отличие от окружающих пород, где температурная сдвижка в СТС в данных природных условиях как раз и составляет $\Delta t_{\lambda} = -0{,}35$ °С.

Наконец, получены интересные данные о влиянии обсадной трубы на характеристики слоя сезонного оттаивания пород. На рис. 9 показана годовая динамика СТС на контакте с внешней поверхностью обсадной трубы (фазовое состояние пород фиксировалось на модели в 2,5 мм от внешней стенки трубы) и в удалении от скважины.

Видны опережающие темпы как сезонного оттаивания пород в теплый период, так и темпы промерзания СТС сверху с началом зимы на контакте с трубой по сравнению с ненарушенными участками. Разница максимальных глубин оттаивания в этих случаях составляет $\Delta\xi = \xi_{тр} - \xi_{п} = 1{,}55 - 1{,}38 = 0{,}17$ м, однако разность глубин фронтов фазовых переходов в отдельные моменты (например, 01.VIII и 01.I) достигала 0,4 м. Зафиксировано также интенсивное промерзание пород СТС снизу на контакте с обсадной трубой в конце лета. Полное промерзание СТС (смыкание мерзлоты) на контакте с трубой произошло на 2 месяца раньше, нежели на окружающей территории.

Влияние конвективного теплообмена в скважинах на точность измерений. Выполненные выше оценки относятся только к искажающему влиянию на температуру пород металлической обсадной трубы скважины. Для открытых стволов скважин характерно также развитие ряда других процессов, способных влиять на температурный режим в стволе, где размещаются датчики. К ним относят конвективный теплоперенос в результате циркуляции в стволе флюида (воздуха, воды, антифриза). Могут влиять фазовые переходы влаги в результате замерзания затекающей в ствол воды или образование аблимационного льда на стенках скважины.

В настоящее время метод полевого определения температуры регламентируется ГОСТ 25358-2020 [ГОСТ…, 2021], последняя редакция которого утверждена в 2020 г. Согласно этому ГОСТу, измерения температуры грунтов следует проводить в заранее подготовленных и выстоянных термометрических скважинах, при этом точность измерения (округление) предлагается принять 0,1 °С, а диаметр предназначенных для таких измерений целевых скважин не должен превышать 90 мм. Оговаривается также, что скважина в пределах слоя сезонного оттаивания должна быть защищена обсадной трубой (кондуктором), заглубленной в многолетнемерзлый грунт не менее чем на 0,5 м, а выступающая над поверхностью грунта ее часть должна быть теплоизолирована. ГОСТ 25358-2020 предусматривает, что при измерении температуры грунтов на глубине 1 м и более и при диаметре буровых скважин не более 100 мм допускается пренебрегать погрешностью от конвекции воздуха в скважине. Вероятно, эти рекомендации основываются на весьма немногочисленных исследованиях, в частности, работе Н.М. Фролова [Фролов, 1963]. По его данным, «искажающее влияние конвекционных токов в скважине, а также кондуктивной теплопередачи по обсадным трубам настолько ничтожно, что лежит

за пределами точности применяемой аппаратуры (0,02°)». Однако приводимые в его работе данные измерений свидетельствуют, что до глубины 2,5 м разность температур в «сухой» скважине с обсадкой диаметром 203 мм и скважине небольшого диаметра (25 мм) без обсадки, заполненной теплоизоляционным материалом, может достигать 0,3 и даже 0,7 °С. Вывод о слабом влиянии конвекции воздуха на температурные измерения в скважинах диаметром менее 115 мм при небольшом значении температурного градиента (< 0,1 °С/м) делает также W. Haeberli [Haeberli, Funk, 1991]. О заметном влиянии конвекции, правда, в заполненных водой скважинах, пишет в ряде работ Д.Ю. Демежко и др. [Демежко и др., 2020]. По другим данным [Levintal и др., 2020], конвекция воздуха приводит к заметным изменениям результатов измерений в скважинах диаметром от 0,10 до 0,38 м и глубиной 3 м. Приходится признать, что вопрос о влиянии конвекции до сих пор слабо изучен и весьма актуален, особенно принимая во внимание возросшую точность измерений.

Положение датчиков в технической колонне. Требованиями РД 52.17.925-2023, в частности, устанавливается размещение в верхней части разреза датчиков температуры по глубине через 0,2 м. Такая плотность измерений имеет смысл только для исследования сезонного оттаивания. Предполагается обсадка мониторинговой скважины металлическим кондуктором, заглубляемым на 1 м и более ниже подошвы СТС (при общей допустимой глубине обсадки до 5 м). Исходя из представленных выше результатов моделирования, влияние обсадной трубы при исследовании СТС заметно, причем это касается как максимальной глубины оттаивания, так и скорости движения фазовых границ или времени смыкания СТС (рис. 9). Кроме того, условия теплообмена на поверхности вблизи скважины искажены как в связи с нарушением естественных напочвенных покровов, так и за счет надземного оголовка скважины, взаимодействующего с окружающей средой (воздушные массы, солнечная радиация), а зимой служащего «тепловым мостиком» в снежном покрове. Представляется, что столь частое размещение датчиков температуры излишне.

Если же, помимо максимальных глубин СТС, требуется изучение динамики его формирования, термометрические наблюдения лучше выполнять не в основной мониторинговой скважине, а в отдельных скважинах малого диаметра (сопоставимого с диаметром трубок вытяжных термометров), а предпочтительней без обсадной трубы специальными «жесткими термокосами». В основной мониторинговой термометрической скважине, наблюдения, вероятно, достаточно начинать с глубины более 1 м. При заглублении в этом случае кондуктора на 0,5 м (что вполне приемлемо для его устойчивости), влияние теплопроводности металла действительно будет минимальным. Исключить влияние кондуктора на показания первого (с поверхности) датчика на метровой глубине можно, если его заглублять на 0,1 м, а крепление обеспечивать, например, за счет крестообразно приваренных прутков диаметром 12 мм и выносом их в стороны на длину, равную максимальной высоте кондуктора (1,5–2,0 м), с заглублением в грунт концов прутков на 0,2–0,3 м.

Расположение и количество наблюдательных скважин в природном комплексе (микроландшафте). Организуемая в настоящее время Росгидрометом система фонового (в ненарушенных природных условиях) мониторинга на территориях вблизи метеостанций имеет ряд дискуссионных моментов. Площадки метеостанций и их ближайшие окрестности, по нашему мнению, в большинстве не являются репрезентативными для постановки геокриологических исследований. Региональное разнообразие мерзлотных условий на прилегающих территориях, как правило, в связи с геологическими и ландшафтными различиями, требует изучения и постановки мониторинговых наблюдений в серии скважин, количество которых определяется местным разнообразием природной среды. ах в количестве от 15–18 до 24–26 единиц. Подтверждением этому могут служить температурные измерения в 10 наблюдательных скважинах на геокриологическом стационаре Марре-Сале. Скважины расположены в различных природно-территориальных комплексах, характеризующихся различными условиями снегозаносимости, поэтому зимние отличия в температурном режиме пород проявляются наиболее ярко. Выбрать одну из скважин в качестве представительной на всю территорию стационара не представляется возможным. Эти и другие скважины (их более 20) характеризуют большую часть природного разнообразия на изучаемой территории. Опыт проведения мониторинговых работ в Арктике показывает, что для объективной характеристики мерзлотных условий на площади геокриологического стационара, как ключевого участка в изучаемом регионе, наблюдательная сеть скважин должна иметь различную глубину, включая выработки, вскрывающие всю толщу ММП. На севере Западной Сибири, как известно, мощность ММП составляет 250–280 м, а в Восточной Сибири — до 600 м. Данные по таким скважинам необходимы для построения прогнозных геокриологических моделей с учетом нижних граничных условий.

Размеры площадки для мониторинга СТС. По нашему мнению, одна площадка для изучения динамики СТС, так же, как и одна наблюдательная температурная скважина, для региональной оценки состояния мерзлотных условий не является репрезентативной, поскольку результаты будут характеризовать неопределенную часть природной среды региона. Предложенный за рубежом еще в конце XX в. метод CALM следует, очевидно, признать устаревшим, так как территория даже при размерах 1 × 1 км не позволяет в полной мере оценить изменчивость сезонного оттаивания

грунтов в пределах геокриологического стационара (5 × 6 км). Ландшафтное и геокриологическое разнообразие верхних горизонтов ММП в арктической зоне определяет сложившийся отечественный геологический подход к изучению СТС, а именно — маршрутный, на закрепленных на местности створах, совмещенных с расположением наблюдательных температурных скважин. Сравнение данных по площадке CALM на стационаре Марре-Сале и по закрепленным створам на протяжении более десяти лет показывает меньшую изменчивость протаивания грунтов на квадрате, чем на маршруте, подтверждая тем самым ограниченные возможности метода площадки (CALM), даже больших размеров. В целом стоит отметить, что к сезонному протаиванию горных пород следует относиться как к одному из важных показателей инженерно-геокриологических условий, но он, по нашему мнению, не может служить индикатором климатических долгосрочных изменений, поскольку определяется текущим летним сезоном.

Повышение точности термометрических наблюдений. Измерение температуры на дневной поверхности, т. е. на поверхности раздела атмосферы и земной поверхности (снежный или растительный покров, оголенные грунты, водная поверхность), является сложной задачей, поскольку здесь одновременно происходит теплообмен различной природы (радиационный, конвективный и кондуктивный при участии фазовых превращений влаги). Температура поверхности является изменчивой по площади в зависимости от большого числа факторов (альбедо, наклон, шероховатость и пр.). В этом отличие температуры поверхности от температуры воздуха. Для измерения температуры дневной поверхности используются специальные измерители («термопауки») с датчиками температуры (стандартно — 16 шт.), которые при единовременном измерении выполняют определение осредненной по площади температуры. Учитывая то, что температура поверхности крайне важна для представительного прогнозирования, можно ожидать применения новых технических решений. Хорошие результаты может дать применение дистанционных приборов измерения температуры поверхности — пирометров, тепловизоров и др. Требуется лишь обеспечить длительное автономное измерение температур с высокой частотой (с учетом скорости суточных изменений температуры — около 1–2 часов) и запись результатов.

Для достижения максимальной точности измерений температуры горных пород наилучшим методом является размещение датчиков температуры непосредственно в грунтовой толще. Такая рекомендация имеется и в действующем ГОСТ 25358-2020 (п. 3.2.), однако о ее методика не раскрывается. В реальности это достигается путем размещения термометрических кос в скважинах, из которых удалены обсадные трубы и ствол которых после установки измерительной косы засыпается сыпучим грунтом (сухим песком или измельченным местным грунтом). Разновидностью метода для небольших глубин является использование термометрических зондов (жестких штырей с датчиками). Преимуществами размещения датчиков температуры непосредственно в грунте являются отсутствие факторов, искажающих естественный теплообмен в массиве пород (влияние обсадных труб, конвекция воздуха в стволе, десублимация пара с образованием льда на стенках и др.); непосредственный контакт датчика с грунтом; пространственная фиксация положения датчиков по глубине. Однако, метод имеет и недостатки. В нем должны использоваться температурные датчики с минимальным дрейфом характеристик во времени, необходима также надежная гидроизоляция элементов косы, включая логгеры. Из имеющегося опыта для засыпанных термометрических скважин, отмечается вертикальное неравномерное перемещение датчиков в пределах слоя сезонного оттаивания (промерзания), связанное с дифференциальным сезонным пучением. Есть также вероятность того, что пучение может привести к обрыву проводов термокосы.

Выводы. 1. Установлены закономерности влияния высокотеплопроводной обсадной трубы на точность и представительность термометрических исследований в скважинах. Ошибки измерений температур в массиве пород, связанные с влиянием металлической трубы на теплообмен в прискважинной зоне, могут иметь разный знак и достигать величин в первые градусы. Указанное влияние существенным образом зависит от соотношения высоты оголовка над поверхностью пород и его соотношения с мощностью напочвенных покровов, особенно снежного.

2. Динамика и характеристики слоя сезонного оттаивания пород заметно отличаются на контакте с обсадкой и на удалении от нее.

3. Влияние металлической обсадки на среднегодовую температуру пород оказывается относительно небольшим, но его необходимо учитывать для оценки температурного режима ММП.

4. Использованные численные математические модели позволяют достаточно надежно прогнозировать ошибки термометрических наблюдений в породах за счет теплового влияния собственно обсадных труб в конкретных природных условиях и при определенных технологических характеристиках конструкции скважин. Однако при этом не учитываются иные физические процессы, характерные для открытых скважин (и вообще горных выработок), в частности, конвекция воздуха, и способные заметно влиять на температурный режим в стволе, где размещаются датчики.

5. Научная основа положения датчиков (глубины их установки по ГОСТ 25358-2020), по нашему мнению, требует дальнейшей разработки. Представляется, что детальное изучение теплового режима пород до глубин 2,4–3,2 м необходимо проводить

в отдельных скважинах малого диаметра, а предпочтительней без обсадной трубы.

6. Региональное разнообразие мерзлотных условий на геокриологическом стационаре, в связи с геологическими и ландшафтными различиями, требует изучения и постановки мониторинговых наблюдений в скважинах в количестве от 15–18 до 24–26 единиц.

7. Ландшафтное и геокриологическое разнообразие верхних горизонтов ММП в арктической зоне определяет сложившийся отечественный геологический подход к изучению СТС, а именно — маршрутный, на закрепленных на местности створах, совмещенных с расположением наблюдательных температурных скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ГОСТ 31446-2017 Трубы стальные обсадные. М.: Стандартинформ, 2017.

ГОСТ 25358-2020 Метод полевого определения температуры. М.: Стандартинформ, 2021.

Демежко Д.Ю., Хацкевич Б.Д., Миндубаев М.Г. Методы подавления свободной тепловой конвекции в водонаполненных скважинах при проведении температурных исследований // Георесурсы. 2020. № 22(1). С. 55–62.

Песоцкий Д.Г. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами «QFrost» // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016614404 РосАПО, 2016.

РД52-17.925-2023 Росгидромет, 2023.

Фролов Н.М. Экспериментальное определение степени влияния гравитационной конвекции и обсадных труб на естественное распределение температуры в буровых скважинах // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150, № 2. С. 301–304.

Хрусталев Л.Н., Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Яковлев С.В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами WARM // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 940281. РосАПО, 1994.

Haeberli W., Funk M. Borehole temperatures at the Colle Gnifetti core-drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps) // J. Glaciol. 1991. Vol. 37. P. 37–46.

Levintal E., Dragila M.I., Lensky N.G., Weisbrod N. Borehole diameter controls thermal-induced convection and evaporation from a shallow water table // Geophysical Research Letters. 2020. Vol. 47. e2020GL089411.

Статья поступила в редакцию 19.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 550.42
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-96-101

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ РЕК И ОЗЕР УМЕРЕННОЙ И БОРЕАЛЬНОЙ ЗОН

Ольга Юрьевна Дроздова[1]✉, Алиса Романовна Алешина[2], Сергей Анатольевич Лапицкий[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; drozdova@geol.msu.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Москва, Россия; alisa.aleshina@mail.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lapitsky@geol.msu.ru

Аннотация. Изучались геохимические характеристики и нормализованные спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) в 16 образцах вод, отобранных из рек и озер в умеренных и бореальных регионах России. Показано, что исследуемые воды характеризуются типичными для поверхностных вод спектрами РЗЭ, при этом содержания легких РЗЭ выше, чем тяжелых. Умеренные или высокие положительные корреляции наблюдались между концентрациями РЗЭ, растворенного органического углерода и железа в водах озер, что указывает на потенциальную роль органо-минеральных коллоидов в переносе РЗЭ. В некоторых изученных водоемах отмечены аномалии церия (из-за его окисления на поверхности оксигидроксидов Mn и Fe) и европия, что связано с вкладом подземных вод в питание изучаемых рек и озер.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, реки, озера, бореальная зона

Для цитирования: *Дроздова О.Ю., Алешина А.Р., Лапицкий С.А.* Содержание редкоземельных элементов в водах рек и озер умеренной и бореальной зон // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 96–101.

CONTENT OF RARE EARTH ELEMENTS IN RIVERS AND LAKES OF TEMPERATE AND BOREAL REGIONS

Olga Yu. Drozdova[1]✉, Alisa R. Aleshina[2], Sergey A. Lapitskiy[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; drozdova@geol.msu.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alisa.aleshina@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lapitsky@geol.msu.ru

Abstract. Geochemical characteristics and normalized patterns of rare earth elements (REE) were studied in 16 water samples collected from rivers and lakes in temperate and boreal regions of Russia. It was shown that the studied waters exhibit a typical REE pattern, with light REE being more abundant than heavy REE. Moderate to high positive correlations were observed between REE concentrations and dissolved organic carbon and iron in lake waters, indicating a potential role of organomineral colloids in REE transfer. In some of the studied reservoirs, anomalies of Ce due to its oxidation on the surface of Mn oxides and Fe oxyhydroxide colloids and Eu which is associated with the contribution of groundwater to the nutrition of the studied rivers and lakes were noted.

Keywords: rare earth elements, rivers, lakes, boreal zone

For citation: Drozdova O.Yu., Alechina A.R., Lapitskiy S.A. Content of rare earth elements in the waters of rivers and lakes of the temperate and boreal zones. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 96–101. (In Russ.).

Введение. Редкоземельные элементы (РЗЭ) относятся к элементам, которые имеют важное значение в геохимических процессах, сопровождающих этапы эволюции коры и мантии [Романова и др., 2024]. РЗЭ можно обнаружить в поверхностных водах в различных концентрациях в зависимости от происхождения вод и геологических особенностей региона [Sholkovitz, 1995]. РЗЭ могут быть использованы в качестве маркеров различных геохимических процессов, которые протекают при взаимодействии природных вод с водовмещающими породами [Харитонова, Вах, 2015]. В последнее время РЗЭ активно изучаются во всех типах природных вод [Вах и др., 2018], в том числе из-за того, что они могут являться индикаторами геоэкологического состояния природно-техногенных систем [Вах, 2014; Чудаев и др., 2015].

На распределение РЗЭ влияют условия водных экосистем, которые контролируют взаимодействие твердой фазы и раствора. К ним относятся такие факторы, как pH, уровень растворенного кислорода, соленость, содержание и состав коллоидов [Amorim, et al., 2019]. Считается, что основным источником поступления РЗЭ в воды озер и морей является взвешенный и растворенный речной сток [Страховенко, Овдина, 2021]. Уменьшение концентраций РЗЭ при последовательной фильтрации природных вод указывает на то, что значительная часть РЗЭ переносится с коллоидами, представленными оксигидроксидами Fe

и Mn и органическим веществом [Ilina, et al., 2016; Davranche, et al., 2017].

Недавние исследования показали, что количество РЗЭ, присутствующих в поверхностных водах, увеличивается из-за ускоренной индустриализации и урбанизации многих регионов по всему миру [Song, et al., 2017; Balaram, 2019]. Высокие уровни РЗЭ в поверхностных водах могут оказывать негативное воздействие на водные экосистемы и здоровье человека [Amorim, et al., 2019]. Поэтому крайне важно продолжить изучение распределения РЗЭ в поверхностных водах с целью оценки воздействия этих элементов на окружающую среду [Hissler, et al., 2014; Ilina, et al., 2016]. На данный момент поведение РЗЭ в поверхностных водах северо-запада Европейской части РФ изучено в незначительном объеме.

Основной целью данного исследования является определение содержания и изучение геохимических характеристик распределения РЗЭ в поверхностных водах бореальной и умеренной зон. Для измерения концентрации растворенных РЗЭ в выбранных образцах воды использовалась масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС).

Материалы и методы исследования. Для понимания фонового уровня РЗЭ в поверхностных водах в нормальных условиях было отобрано 16 образцов из рек (9 проб) и озер (7 проб) вдали от крупных промышленных и сельскохозяйственных объектов (рис. 1). Точки отбора проб располагались в Вологодской области (реки Синичка, Кой, Илекса, Ковжа, озера Кубенское, Заиловское, Панковское) и Республике Карелия (реки Лемб, Лундожма, Ухта, Черпайоки, Оланга, озера Навозеро, Онежское, Коммунаров, Ципринга). Самая южная точка отбора проб — река Синичка (58°51,6′ с. ш., 40°11,7′ в. д.), самая северная — озеро Ципринга (66°18,4′ в. д., 30°42,9′).

Все пробы были отобраны из незагрязненных естественных водоемов различных размеров и типов. Большинство водоемов расположены удаленно друг от друга и не связаны гидрологически. Однако озеро Навозеро расположено в непосредственной близости от реки Лундожма, которая впадает в Онежское озеро. Река Кой также впадает в Кубенское озеро. Пробы были отобраны как из малых, так и из крупных водотоков, в том числе тех, которые ранее не были изучены. Крупнейшие места отбора проб: Кубенское озеро, река Ковжа, Онежское озеро, озеро Ципринга. Климат, рельеф, почва и растительность в районе Северной Карелии (включающем реки: Ухта, Черпайоки, Оланга и озеро Ципринга) были описаны в некоторых предыдущих исследованиях [Ilina, et al., 2013; 2014]. Кубенское озеро расположено в заболоченной низине в Вологодской области и имеет ледниково-тектоническое происхождение. Площадь зеркала воды озера варьируется от 370 до 417 км^2. Дно Кубенского озера преимущественно песчаное, питание смешанное (преимущественно снеговое), в озеро впадает около 30 рек. Река Ковжа

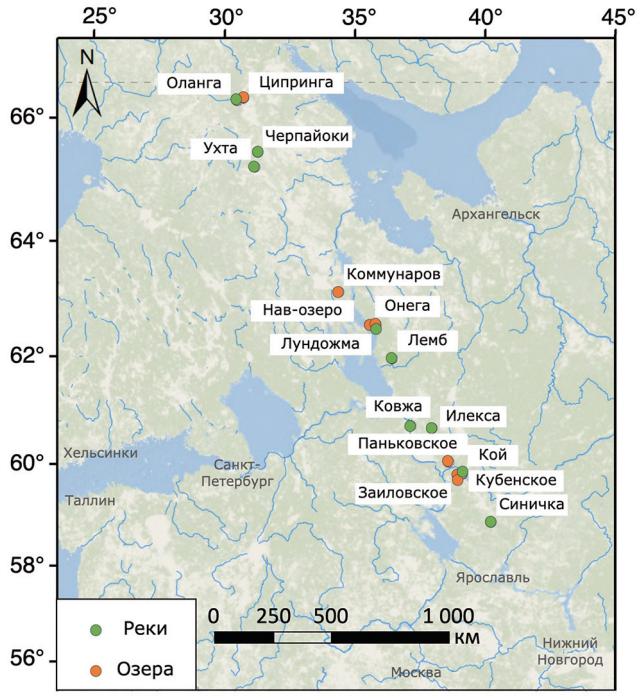


Рис. 1. Карта отбора проб

также находится в Вологодской области и впадает в Белое озеро, относящееся к бассейну реки Волги. Ее длина составляет 86 километров, а площадь водосбора около 5000 км^2. Онежское озеро является крупнейшим из опробованных объектов и является вторым по величине пресноводным водоемом в Европе. Его площадь составляет 9690 км^2. Котловина озера имеет тектоническое происхождение и расположена на стыке Балтийского щита и Русской платформы. Пункты опробования Синичка, Кой, Кубенское, Заиловское, Паньковское, Илекса и Ковжа расположены на территории, занятой фанерозойскими отложениями (преимущественно аргиллитами, песчаниками и известняками). Пункты опробования Лемб, Навозеро, Лундожма, Онега, Коммунаров, Ухта, Черпайоки, Оланга, Ципринга расположены на территории Балтийского щита, сложенной магматическими и метаморфическими породами кислого состава архея и протерозоя.

Отбор проб воды проводился в июле 2018 года. Значения pH и удельной электропроводности измерялись in situ с помощью pH-метра Hanna HI 9025 и кондуктометра Hanna HI 9033, соответственно. Сразу после отбора пробы вод пропускались через фильтры с размером пор 0,22 мкм (Steritop, “Millipore”). Образцы вод собирались в предварительно очищенные поливинилхлоридные банки и хранились в холодильнике до поступления в лабораторию. Основные и микроэлементы (включая РЗЭ) растворов анализировались методом ИСП-МС (индуктивно-связанная плазма–масс-спектрометрия; 7500, “Agilent Technologies”), относительная погрешность измерений составила ±3 %. Точность анализов оценивалась с использованием международного

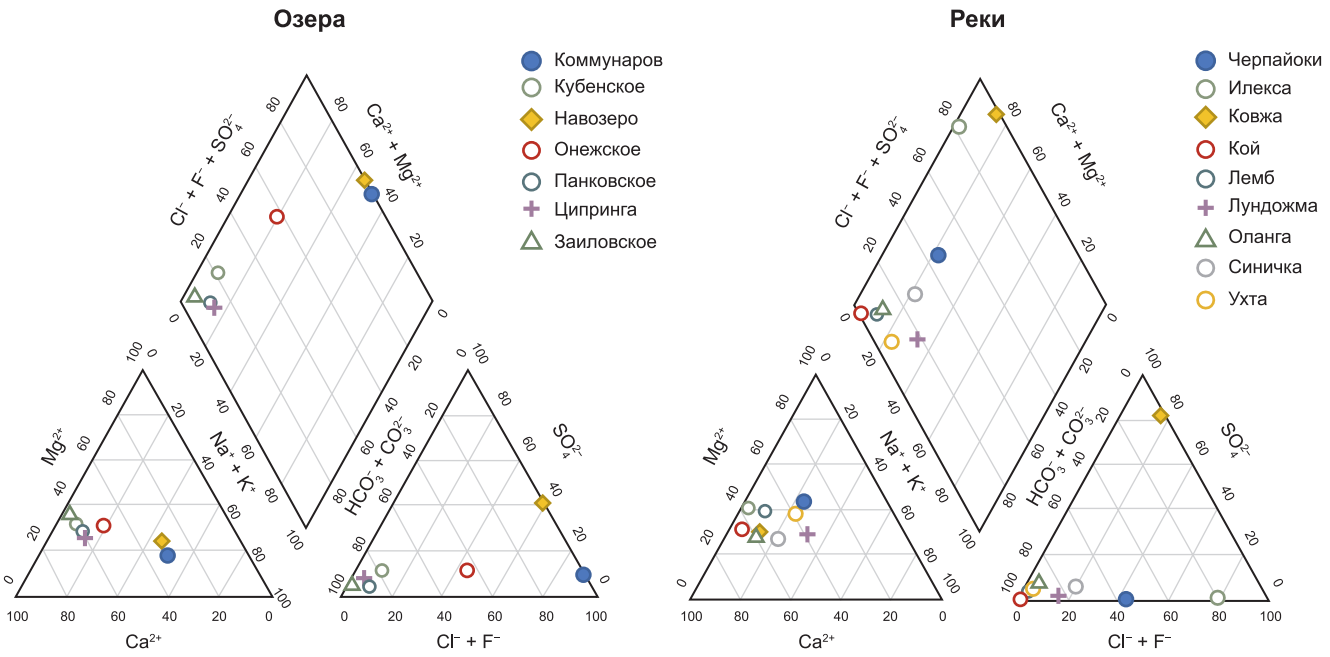


Рис. 2. Диаграмма Пайпера для исследуемых вод

стандарта речной воды SLRS-4, расхождение измеренных и сертифицированных концентраций исследуемых элементов не превышало 20 %. Растворенный органический углерод (РОУ) определялся с помощью CN-анализатора для жидких проб (LiquiTOC trace, "Elementar") с пределом обнаружения 1 мг/л и воспроизводимостью 5 %. Неорганические анионы измерялись методом ионной хроматографии (Dionex ICS-2000, "Thermo"). Количество РЗЭ, связанное с органическими веществами в исследуемых водоемах, рассчитывалось с использованием программы Visual MINTEQ версия 3.1. Входными данными являлись pH, концентрации основных катионов, анионов, РОУ, микроэлементов и РЗЭ в пробах. В расчетах использовалась Стокгольмская гуминовая модель (SHM) для комплексообразования металлов с органическим веществом.

Результаты исследований и их обсуждение. Воды озера Навозеро имели низкий pH (5,1). Воды из других проб варьировались от нейтрального до слабощелочного (6,1–8,7). Значение pH увеличивалось от малого озера к реке и большому озеру, при этом увеличиваясь от озера Навозеро (5,1) к реке Лундожма (7,1) и Онежскому озеру (7,2) соответственно. Значение pH вод реки Кой ниже, чем в озере Кубенское, в которое она впадает (7,8 и 8,7 соответственно). Значения окислительно-восстановительных потенциалов (E_h) вод были типичны для поверхностных вод, их значения варьировались от 160 мВ в озере Панковское до 352 мВ в наиболее окисленных водах Навозера. Значения удельной электропроводности значительно различались в разных пробах, составляя от 7 до 163 мкСм/см для озер и от 26 до 307 мкСм/см для рек.

По анионному составу большинство рек и озер гидрокарбонатные, по катионному — кальциевые (рис. 2). Исключением являются воды озер Навозеро и Коммунаров, которые находятся на границе хлоридно-натриевого и хлоридно-кальциевого типов. Воды Онежского озера относятся к смешанному, ближе к гидрокарбонатно-кальциевому типу. Воды рек Ковжа и Илекса — хлоридно-кальциевого типа.

Средняя концентрация РОУ в пробах речных водах была на 2 мг/л выше, чем в озерных водах (14 мг/л и 12 мг/л соответственно). В пробе из реки Кой уровень РОУ составил 19 мг/л, а в озере Кубенском, куда впадает эта река, концентрация составила 16 мг/л. Самая низкая концентрация РОУ наблюдалась в пробе воды озера Навозеро (4,5 мг/л). В реке Лундожма концентрация РОУ составила 26 мг/л, в Онежском озере — 7 мг/л.

В исследованных реках средняя концентрация растворенного железа была более чем в два раза выше по сравнению с образцами озерной воды (в среднем 474 мкг/л и 178 мкг/л, соответственно). Содержание железа в образцах речной воды варьировалось от 62 мкг/л (Илекса) до 1266 мкг/л (Черпайоки). В озерах концентрации железа варьировались от 13 мкг/л (Ципринга) до 501 мкг/л (Коммунаров).

Общее содержание РЗЭ в исследованных образцах варьировалось от 0,02 до 4,4 мкг/л (рис. 3). Самые низкие концентрации были обнаружены в образцах из озер Навозеро и Заиловское (0,02 мкг/л) и реки Илекса (0,04 мкг/л). Самые высокие общие концентрации РЗЭ наблюдались в образцах из реки Синичка (4,4 мкг/л).

Средние концентрации РЗЭ в образцах в целом соответствуют обобщенной последовательности Ce > La > Nd > Pr > Sm > Gd > Dy > Yb > Er > Eu > Ho > Tb > Lu > Tm, которая согласуется с правилом Оддо-Харкинса [Zhenggui, et al., 2001]. Соотношение между La и Yb может быть использовано для представления более тяжелых и более легких групп РЗЭ [Andersson, et al., 2006]. По полученным данным (рис. 4) видно,

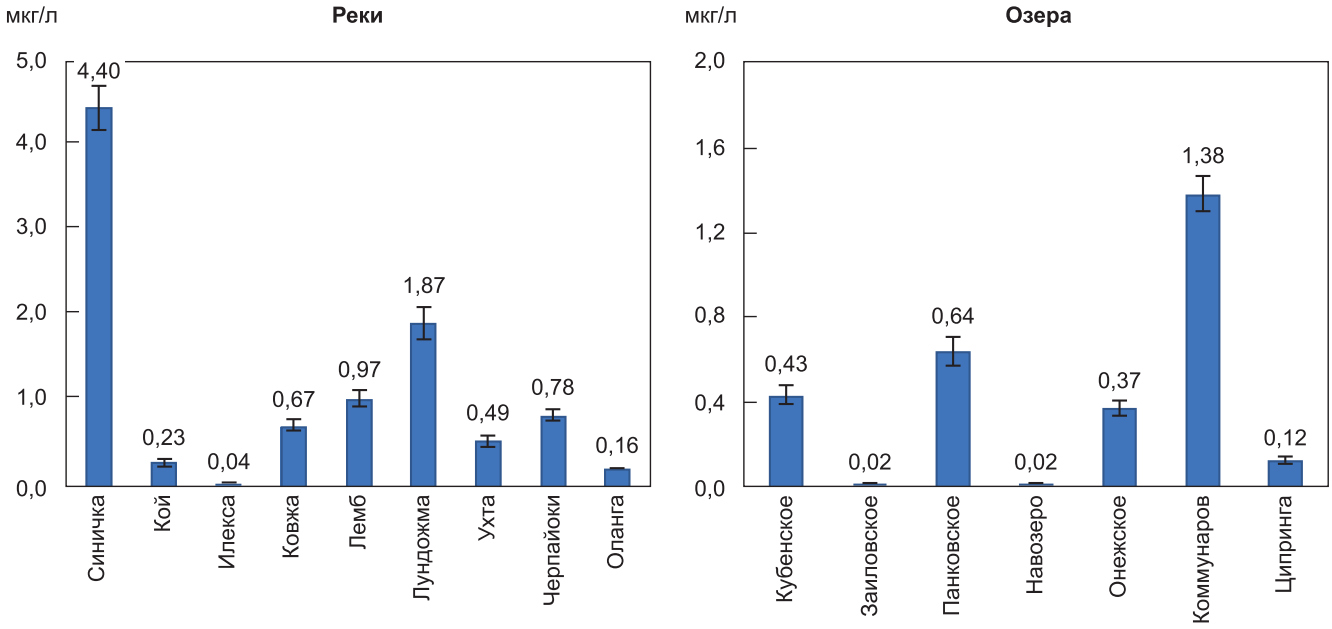


Рис. 3. Сумма концентраций РЗЭ в исследованных образцах вод (в мкг/л)

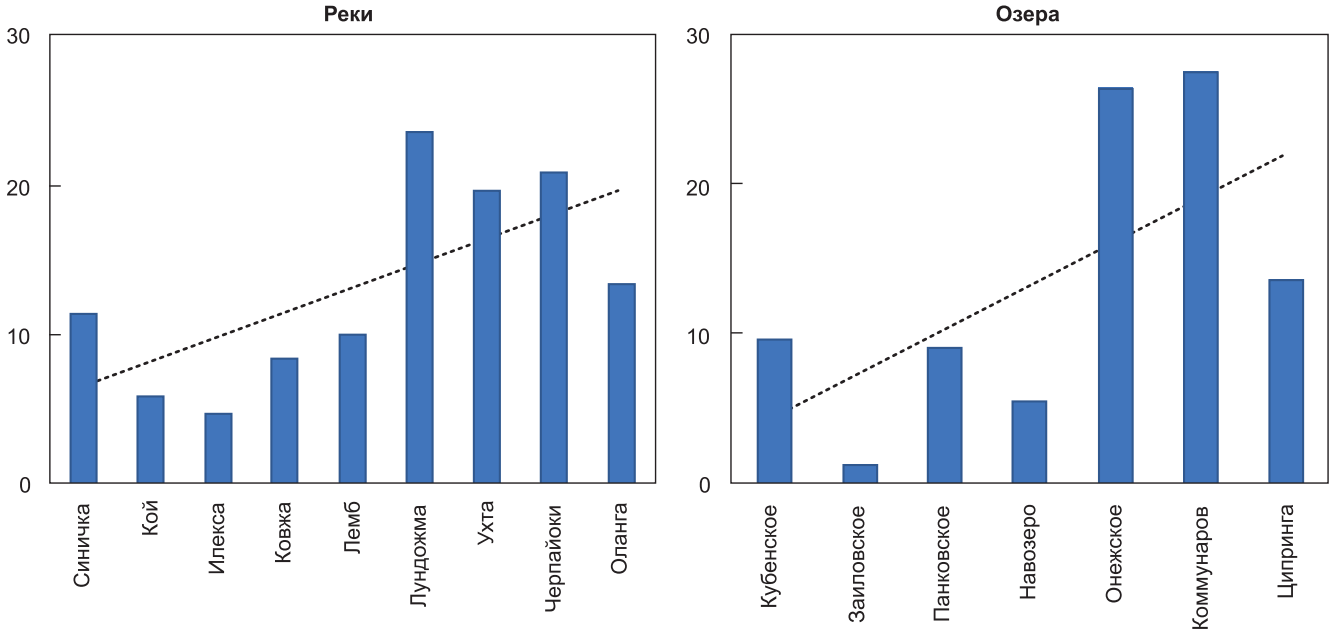


Рис. 4. Соотношение La/Yb в исследованных образцах вод

что концентрация более тяжелых РЗЭ была ниже, чем концентрация более легких РЗЭ. Отношение La/Yb варьировалось от 1 до 28 и в целом увеличивалось с юга на север в образцах вод, при этом самые высокие значения наблюдались в образцах воды из озер Коммунаров и Онежского, а также реки Лундожма.

Умеренная и высокая положительная корреляция (R^2) между РЗЭ и Fe и DOC (0,71–0,91 и 0,33–0,79) наблюдалась в озерах, тогда как в реках такой корреляции не было обнаружено (0,17–0,36 и 0,27–0,42).

Распределение РЗЭ в природных материалах и водах обычно можно представить с помощью нормализованных спектров РЗЭ относительно сланцев [Gromet, et al., 1984]. Так, нормализация концентраций РЗЭ по данным Североамериканского сланцевого композита (NASC) позволяет распознавать аномальную концентрацию для отдельного РЗЭ (как положительные или отрицательные аномалии) [Gromet, et al., 1984, Taylor, et al., 1985]. Некоторые аномалии могут возникать из-за окислительно-восстановительного поведения Ce и Eu, которые могут существовать в двух различных состояниях окисления (Ce^{3+}/Ce^{4+} и Eu^{2+}/Eu^{3+}). На рис. 5 приведены нормализованные на сланец (NASC) спектры РЗЭ в исследованных водах, где видно, что самые низкие спектры РЗЭ характерны для вод с самыми низкими концентрациями РОУ (3–11 мг/л). Расчеты моделирования с использованием программы Visual MINTEQ показали, что 97–100 % изученных РЗЭ были связаны с органическими лигандами в исследованных образцах воды. Эти данные согласуются с предыдущими исследованиями по формам нахож-

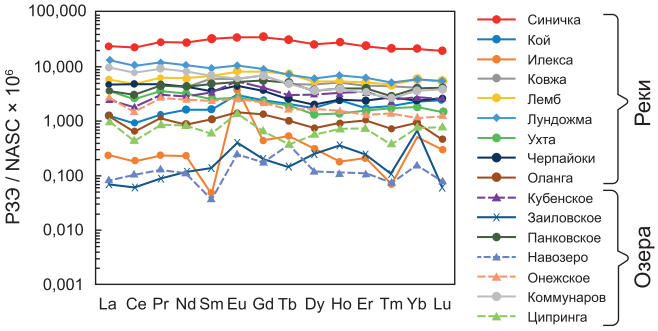


Рис. 5. Нормализованные на сланец (NASC) спектры РЗЭ в исследованных водах

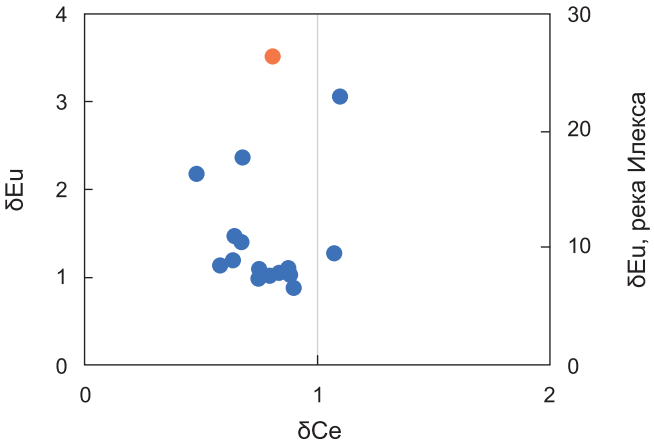


Рис. 6. Диаграмма δCe-δEu редкоземельных элементов для исследованных образцов воды (река Илекса отмечена оранжевым цветом)

дения РЗЭ в природных водах, которые подчеркнули значительную роль органического вещества в комплексообразовании и мобилизации этих элементов в водной среде, особенно в пресноводных системах с низкой и умеренной соленостью [Pédrot, et al., 2015; Davranche, et al., 2017].

Для того чтобы исключить влияние правила Оддо–Харкинса, приводящего к характерной зигзагообразной форме распространенности лантаноидов на логарифмических графиках, рассчитывались значения δCe и δEu (аномалии Ce и Eu, соответственно) [Bolhar, Vankranendonk, 2007; Kulaksız, Bau, 2013; Wang, et al., 2019]. Значения δCe для всех вод, за исключением реки Черпайоки и озера Навозеро (для которых δCe = 1,1), показали слабые отрицательные аномалии Ce в диапазоне от 0,6 до 0,9 (рис. 6). Процессы, которые преобразуют Ce^{3+} в Ce^{4+}, включают биологически опосредованное окисление [Moffett, 1990, 1994] и абиотическое окисление на поверхности оксидов марганца и коллоидов и частиц оксигидроксида железа [Sholkovitz, 1995; Pédrot, et al., 2015; Ilina, et al., 2016; Davranche, et al., 2017]. Для существования этого минимума требуются высокие концентрации растворенного железа и насыщенная кислородом среда, и эти условия были выполнены в исследуемых образцах рек и мелководных озер. Положительные аномалии Eu показаны на рис. 6. Значение δEu варьировалось от 0,98 до 26 для рек и от 0,88 до 3,05 для озер. Максимальная концентрация Eu в исследованных реках и озерах может быть связана с их питанием из грунтовых вод [Ilina, et al., 2016].

Для большинства более легких РЗЭ, таких как La, Ce, Nd и Eu, средние концентрации в исследованных реках выше по сравнению с данными по содержаниям их в реках мира [Savenko, et al., 2024]. Особенно эта тенденция заметна для La и Ce. В то же время средние концентрация Pr и Sm оказалась в несколько раз ниже среднемировых значений (рис. 7). Для более тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ), начиная с Gd, наблюдается иная картина: средняя концентрация этих элементов в исследованных реках либо совпадают, либо ниже по сравнению с данными по рекам мира.

Полученные результаты указывают на отличительные особенности распределения РЗЭ в речных водах бореальных и умеренных зон по сравнению с мировыми тенденциями. Преобладание более легких РЗЭ может быть связано с геохимическими процессами и источниками поступления РЗЭ, характерными для данного региона.

Заключение. Было показано, что изученные воды рек и озер из бореальной и умеренной зон характеризуются различным содержанием редкоземельных

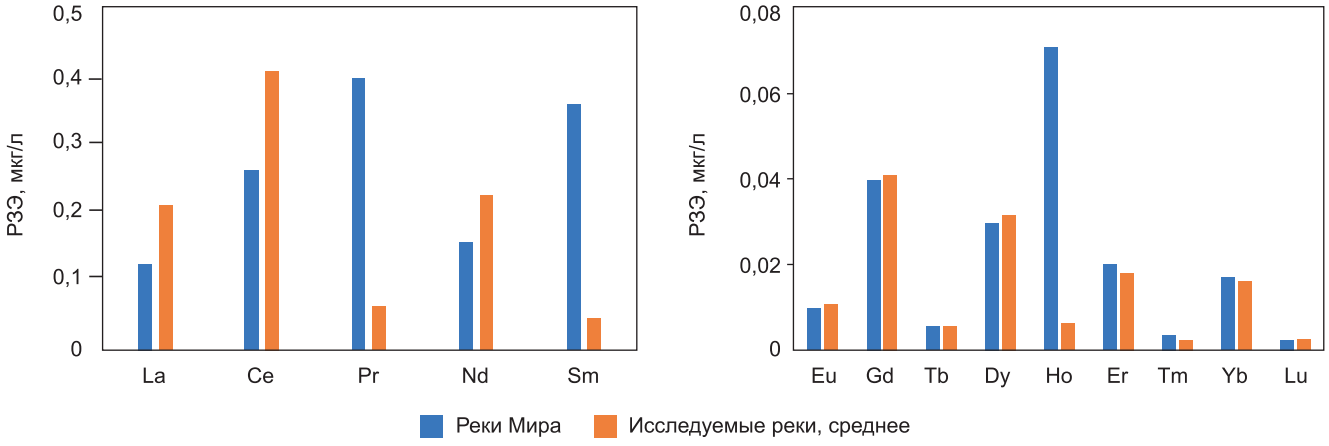


Рис. 7. Сравнение концентраций РЗЭ в исследованных реках и реках мира по [Savenko, Savenko, 2024]

элементов, которое в первую очередь контролируется не геологической основой, а гидрохимическими свойствами изучаемых водных систем.

Наблюдалась умеренная или высокая положительная корреляция между содержанием РЗЭ и Fe и органическим углеродом в растворенной (< 0,22 мкм) фракции вод озер. В образцах из крупных рек и некоторых озер были отмечены аномалии Ce из-за его окисления на поверхности коллоидов оксидов Mn и оксигидроксида Fe. Наблюдаемые аномалии Eu связаны со значительным вкладом подземных вод в питание изучаемых рек и озер.

Для полного понимания поведения РЗЭ в пресноводных экосистемах с целью оценки долгосрочного воздействия на биоту, окружающую среду и здоровье человека необходимы дальнейшие исследования.

Финансирование. Исследование проводилось в рамках государственного задания Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вах Е.А., Петухов В.И., Вах А.С. и др. Содержание редкоземельных элементов в речных водах Еврейской автономной области // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. 2018. С. 96–99.

Вах Е.А. Геохимия редкоземельных элементов в природных и техногенных водах юга Дальнего Востока России. М.: ДВФУ, 2014. 160 с.

Страховенко В.Д., Овдина Е.А. Особенности распределения редкоземельных элементов в водах и донных отложениях малых озер Барабинской низменности и Кулундинской равнины // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332, № 10. 171–179.

Романова Т.И., Коротков М.Г., Коржов Ю.В. Распространенность редкоземельных элементов в природных водах г. Ханты-Мансийска // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335, № 7. С. 20–32.

Харитонова Н.А., Вах Е.А. Редкоземельные элементы в поверхностных водах Амурской области: особенности накопления и фракционирования // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 396. С. 232–244.

Чудаев О.В. Челноков Г.А., Брагин И.В. и др. Фракционирование редкоземельных элементов в реках Восточного и Южного Сихотэ-Алиня в условиях природных и антропогенных аномалий // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 34–44.

Amorim A.M., Sodré F.F., Rousseau T.C.C., et al. Assessing rare-earth elements and anthropogenic gadolinium in water samples from an urban Artificial Lake and its tributaries in the Brazilian federal district // Microchemical Journal. 2019. Vol. 148. P. 27–34.

Andersson K., Dahlqvist R., Turner D., et al. Colloidal rare earth elements in a boreal river: changing sources and distributions during the spring flood // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. P. 3261–3274.

Balaram V. Rare earth elements: a review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling and environmental impact // Geoscience Frontiers. 2019. Vol. 10. P. 1285–1303.

Bolhar R., Vankranendonk M. A non-marine depositional setting for the Northern Fortescue group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates // Precambrian Research. 2007. Vol. 155. P. 229–250.

Davranche M., Gruau G., Dia A., et al. REE in waterlogged soil and sediments // Rare Earth Elements in wetlands. 2017. P. 135–162.

Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., et al. The "North American Shale composite": its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. Vol. 48. P. 2469–2482.

Hissler C., Stille P., Guignard C., et al. Rare earth elements as hydrological tracers of anthropogenic and critical zone contributions: a case study at the Alzette river basin Scale // Procedia Earth and Planetary Science. 2014. Vol. 10. P. 349–352.

Ilina S.M., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A., et al. Size fractionation and optical properties of dissolved organic matter in the continuum soil solution-bog-river and terminal lake of a boreal watershed // Organic Geochemistry. 2014. Vol. 66. P. 14–24.

Ilina S.M., Lapitskiy S.A., Alekhin Y.V., et al. Speciation, size fractionation and transport of trace elements in the continuum soil water–mire–humic lake–river–large oligotrophic lake of a subarctic watershed // Aquat. Geochem. 2016. Vol. 22. P. 65–95.

Ilina S.M., Poitrasson F., Lapitskiy S.A., et al. Extreme iron isotope fractionation between colloids and particles of boreal and temperate organic-rich waters // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 101. P. 96–111.

Kulaksız S., Bau M. Anthropogenic dissolved and colloid/nanoparticle-bound samarium, lanthanum and gadolinium in the Rhine River and the impending destruction of the natural rare earth element distribution in rivers // Earth and Planetary Science Letters. 2013. Vol. 362. P. 43–50.

Moffett J.W. Microbially mediated cerium oxidation in sea water // Nature. 1990. Vol. 345. P. 421–423.

Moffett J.W. A Radiotracer study of cerium and manganese uptake onto suspended particles in Chesapeake Bay // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. Vol. 58. P. 695–703.

Pédrot M., Dia A., Davranche M., et al. Upper soil horizons control the rare earth element patterns in shallow groundwater // Geoderma. 2015. Vol. 239–240. P. 84–96.

Savenko A.V., Savenko V.S. Trace element composition of the dissolved matter runoff of the Russian Arctic Rivers // Water. 2024. Vol. 16(4). P. 565.

Sholkovitz E.R. The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries // Aquat Geochem. 1995. Vol. 1. P. 1–34.

Song H., Shin W.-J., Ryu J.-S., et al. Anthropogenic rare earth elements and their spatial distributions in the Han River, South Korea // Chemosphere. 2017. Vol. 172. P. 155–165.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution; blackwell scientific. Oxford, 1985.

Wang L., Han X., Ding S., et al. Combining multiple methods for provenance discrimination based on rare earth element geochemistry in lake sediment // Science of The Total Environment. 2019. Vol. 672. P. 264–274.

Zhenggui W., Ming Y., Xun Z., et al. Rare earth elements in naturally grown fern dicranopteris linearis in relation to their variation in soils in South-Jiangxi region (Southern China) // Environmental Pollution. 2001. Vol. 114. P. 345–355.

Статья поступила в редакцию 21.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 553.072
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-102-108

ДУКАТСКОЕ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЖИЛЬНЫХ ТЕЛ

Георгий Георгиевич Мальцев[1], Александр Сергеевич Якубчук[2]✉

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; georgiy_maltsev_jr@mail.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; slaurum@aol.com✉

Аннотация. Для положения жил четырех генераций золото-серебряного месторождения Дукат выявлена контролирующая их цветковая структура растяжения, которая также контролирует и весь Балыгычано-Сугойский прогиб в тылу Охотско-Чукотского вулканического пояса. Разломы I порядка, контролирующие прогиб, имеют субмеридиональное до северо-восточного простирание и находятся примерно в 10–15 км от картируемого линейного ареала меловых вулканогенных образований, заполняющих прогиб и хорошо выраженных в гравитационных полях. В пределах месторождения присутствуют многочисленные разломы II порядка восток-северо-восточного простирания, образующие паркето-образную структуру с шагом через 200–600 м. Только в одном случае на месторождении Дукат вдоль такого разлома располагается рудное жильное тело Зона I. Остальные 120 рудных жил и зон в целом заполняют субмеридиональные разломы отрыва III порядка в цветковой структуре растяжения. Кварцевые жилы первой генерации распределены локально. Жилы второй, третьей и четвертой генераций распределены зонально. Кварц-адуляр-хлоритовые жилы второй генерации распространены почти исключительно к юго-востоку от рудного тела Зона I, тогда как кварц-родонитовые жилы третьей генерации располагаются и к юго-востоку, и к северо-западу от него, а кварц-сульфидные жилы — только к северо-западу. Между жилами первой-второй и третьей-четвертой генераций предшественниками установлен временной перерыв длительностью примерно 20 млн лет, что отражает структурные перестройки (несогласия) в прогибе по мере формирования месторождения при развитии вмещающего дуплекса растяжения.

Ключевые слова: Дукатское Ag-Au эпитермальное месторождение, Балыгычано-Сугойский прогиб, Охотско-Чукотский вулканический пояс, цветковые структуры, дуплекс растяжения

Для цитирования: *Мальцев Г.Г., Якубчук А.С.* Дукатское золото-серебряное месторождение: структурный контроль жильных тел // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 102–108.

THE DUKAT GOLD-SILVER DEPOSIT: STRUCTURAL CONTROL OF VEINS

Georgiy G. Maltsev[1], Alexander S. Yakubchuk[2]✉

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; georgiy_maltsev_jr@mail.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; slaurum@aol.com✉

Abstract. Four generations of veins at the Dukat gold-silver deposit are controlled by extensional flower structure, which also controls the entire Balygychan-Sugoi volcanic graben in the rear of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. The Order I faults, controlling the basin, occur some 10–15 km from the mapped Cretaceous volcanic rocks of the basin, which is well expressed on gravity map. The deposit area has numerous ENE-trending Order II faults, forming a parquetry-like structure every 200 to 600 m. Only orebody of Zone I occurs along such faults. The other 120 ore veins and zones fill in the Order III faults of the extensional flower structure. Quartz veins of first generation occur locally. Veins of second, third and fourth generations reveal zoning. Quartz-adularia-chlorite veins of the second generation occur almost exclusively to the southeast of Zone I, whereas quartz-rhodonite veins of third generation are both to the southeast and northwest from Zone I. Quartz-silfide veins of fourth generation are known only to the northwest of Zone I. Previous works showed that veins of third and fourth generations formed after a 20-million-year hiatus after the veins of first and second generations. This time gap corresponds to structural reorganization and unconformity within the volcanic basin that reflects the evolution of the hosting extensional duplex.

Keywords: Dukat Ag-Au epithermal deposit, Balygychan-Sugoi volcanic graben, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, flower structures, extensional duplex

For citation: Maltsev G.G., Yakubchuk A.S. The Dukat gold-silver deposit: structural control of veins. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 102–108. (In Russ.).

Введение. Дукат является третьим крупнейшим месторождением серебра в мире и первоначально содержал около 17 000 т металла или ~60 % запасов России. Административно месторождение расположено в центральной части Омсукчанского района Магаданской области.

Тектонически, Дукатское рудное поле приурочено к Балыгычано-Сугойскому прогибу (рис. 1) в тыловой части Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). На территории прогиба расположены серебряные, олово-серебряные и олово-серебро-полиметаллические месторождения Дукат, Лунный,

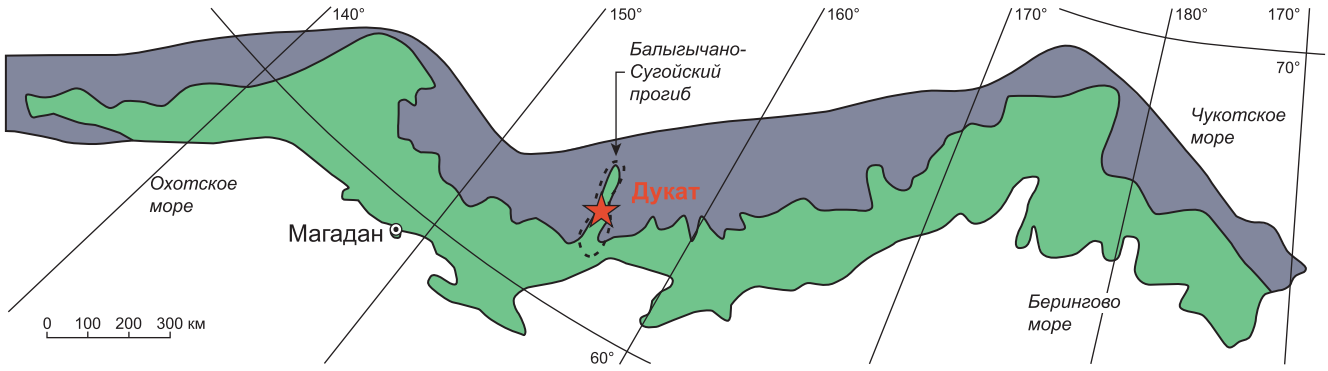


Рис. 1. Положение Балыгычано-Сугойского прогиба и месторождения Дукат в Охотско-Чукотском вулканическом поясе [Стружков, Константинов, 2005]

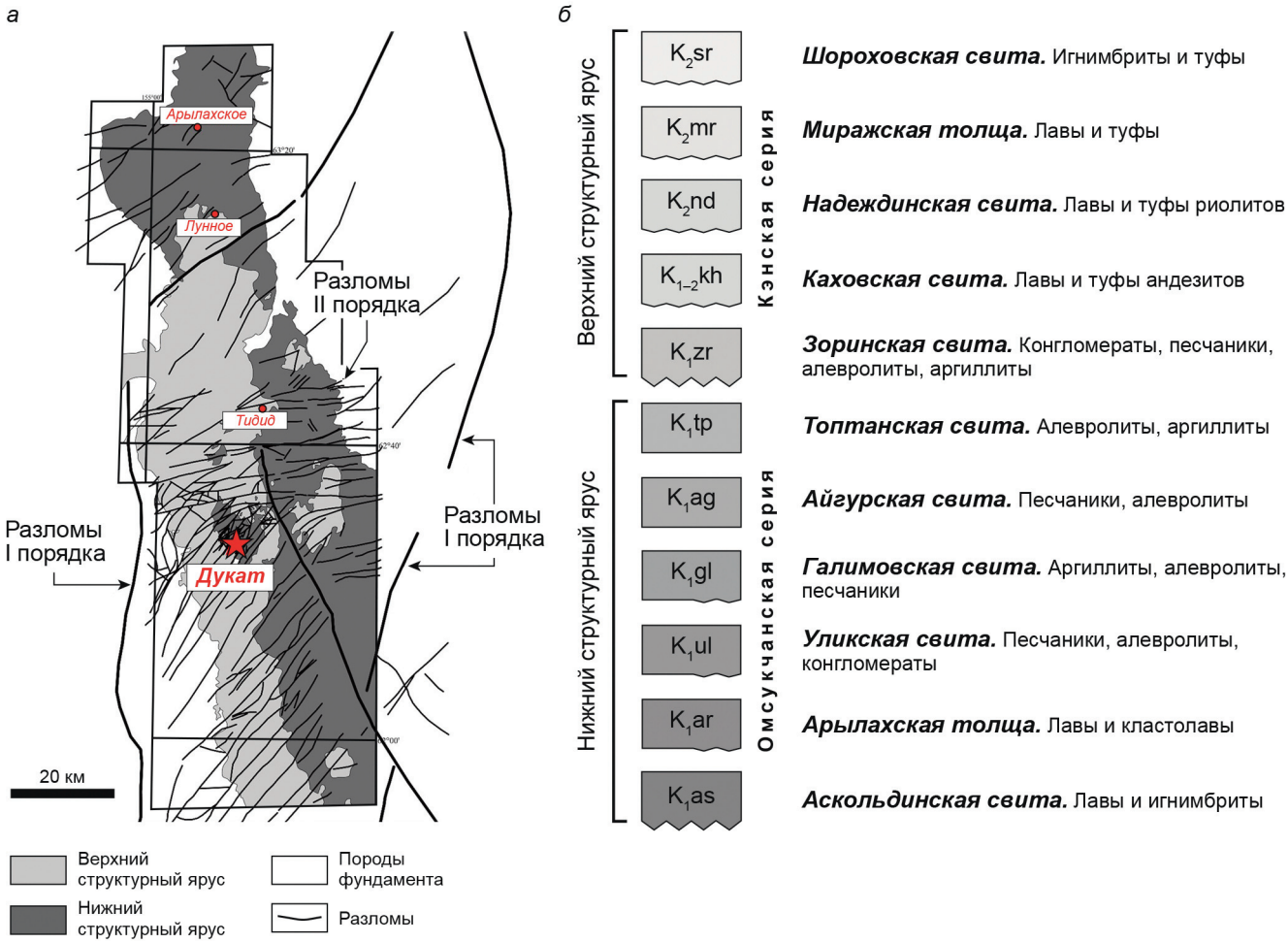


Рис. 2. Региональная тектоническая (*а*) и стратиграфическая (*б*) схемы Балыгычано-Сугойского прогиба с разделением на структурные ярусы. Разломная тектоника переинтерпретирована по данным [Государственная…, 2007; Яровой, 2013]

Арылах, Теплый, Зеленый, Аскольд, Красин, Иргучан, Малютка, а также Гольцовый, Мечта, Терем, Тидит [Савва, 2018]. По классификации Сидорова и др. [1989] месторождение относится к аргентитовому минеральному типу серебряной субформации. По международной классификации [John, et al., 2018] месторождение относится к эпитермальным.

Серебряная минерализация месторождения Дукат находится в кварцевых жильных телах четырех разновидностей и генераций: кварцевой, кварц-хлорит-адуляровой, кварц-родонитовой, кварц-сульфидной [Кузнецов, 2022]. Предшественниками [Наталенко, 1992; Константинов и др., 1998; Стружков, Константинов, 2005; Савва, 2018], с нашей точки зрения, структура рудного поля и положение в ней рудных тел не были проработаны системно. В данной работе предпринята попытка комплексно проанализировать структурные аспекты месторождения Дукат и их соотношения с общей структурой Балыгычано-Сугойского прогиба.

Для структурного анализа нами были использованы геологические карты масштаба 1 : 200 000

(лист P-56-XVIII) [Государственная…, 2007] и 1 : 100 000 [Яровой, 2013], а также доступные детальные геологические и спутниковые карты месторождения Дукат [Яровой, 2013]. Для выявления рангов выделенных разломных структур нами были использованы региональные геофизические карты. Все картографические материалы были совмещены в программе ArcGIS 11.

Геологическое строение Дукатского рудного поля. Дукатское золото-серебряное месторождение располагается в центральной части Балыгычано-Сугойского прогиба, сформировавшегося синхронно со структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Прогиб вытянут в меридиональном направлении на 350 км при ширине 15–20 км в северной и до 60 км в южной части примерно под углом 60° к генеральному северо-восточному простиранию Охотско-Чукотского пояса (рис. 1) в этом сегменте. Прогиб сложен осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами мелового возраста, которые несогласно залегают на деформированных триасово-юрских отложениях верхоянского комплекса.

В составе меловых отложений, выполняющих прогиб, выделено два структурных яруса (рис. 2). Нижний ярус залегает несогласно непосредственно на смятых в складки пермско-среднеюрских породах верхоянского комплекса [Государственная…, 2007, 2008]. Ярус сложен толщами игнимбритов и липаритов аскольдинской свиты и связанными с ними субвулканичскими образованиями, а также континентальными угленосными отложениями уликской, галимовской, айгурской и топтанской свит (рис. 2, *б*). Возрастной диапазон формирования нижнего структурного яруса соответствует отложениям от аптского до альбского века.

На отложениях нижнего структурного яруса с резким угловым несогласием залегают вулканогенные образования (андезиты и их лавокласты, пирокласты и туфы) зоринской и каховской свит верхнего яруса (см. рис. 2, *б*). Полоса распространения этих пород смещена к западному флангу прогиба так, что породы верхнего яруса своим западным краем тоже залегают на деформированных породах верхоянского комплекса (рис. 2, *а*). При этом выступы фундамента фиксируются внутри прогиба в эрозионном окне в районе самого месторождения Дукат [Солопов, 2006]. Со стратифицированными толщами этого яруса связаны субвулканические образования, вблизи которых в эрозионном окне и развиты рудные жилы месторождения Дукат.

Верхний структурный ярус также сложен вулканогенными и осадочно-вулканогенными отложениями (надеждинская, миражская и шороховская свиты), представленными лавами и туфами риолитов, лавами, кластолавами, туфами андезибазальтов и игнимбритами, кластолавами и туфами риодацитов, соответственно. Возрастной диапазон верхнего структурного яруса отвечает меловым отложениям от альбского до кампанского веков. Таким образом, угловое несогласие в основании верхнего яруса сформировалось примерно 110 млн лет назад.

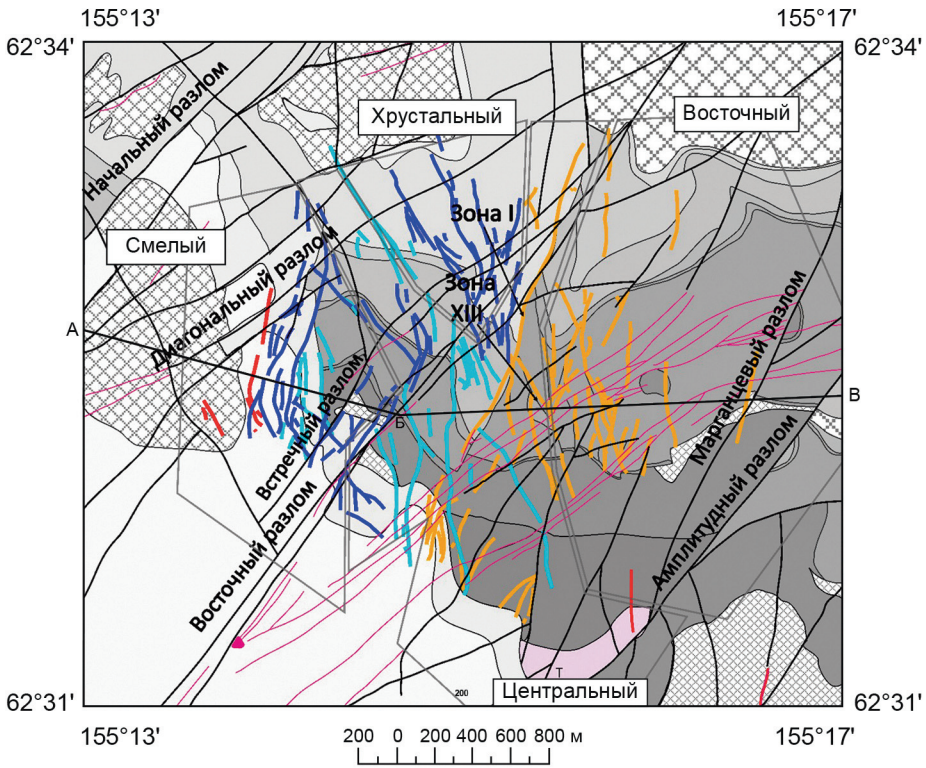
В районе месторождения также распространены субширотные рои пост-рудных палеогеновых даек базальтового состава [Кузнецов, 2022]. Они пересекают все разрывные нарушения прогиба и сами нигде не нарушены.

Дукатское золото-серебряное месторождение. Месторождение Дукат состоит из жильных тел четырех генераций, отличающихся по составу (рис. 3): кварцевой, кварц-хлорит-адуляровой, кварц-родонитовой, кварц-сульфидной. Всего на месторождении выявлено 87 обособленных рудных жил и 34 рудные зоны. Все они располагаются в породах нижнего структурного яруса, которые обнажаются в эрозионном окне из-под верхнего структурного яруса. В этом же окне присутствуют породы фундамента. Все жильные тела располагаются на восточной периферии субвулканических тел порфировых липаритов, обнажающихся непосредственно к западу от Дукатского месторождения (рис. 3).

Главную промышленную ценность представляют жилы кварц-хлорит-адулярового и кварц-родонитового состава, несущие серебряную минерализацию с золотом, в меньшей мере — жилы кварц-сульфидного состава [Кузнецов, 2022]. Имеющиеся геохронологические данные указывают на формирование жил Дукатского месторождения в два коротких временных этапа в интервале 112–110 и 90–86 млн лет [Котляр и др., 2001], разделенных перерывом в ~20 млн лет. Кварцевые и кварц-хлорит-адуляровые, а также кварц-адуляровые жильные тела образовались в интервале 110–112 млн лет [Котляр и др., 2001], что соответствует раннему альбу и, таким образом, они близко синхронны с формированием несогласия в основании верхнего структурного яруса. Жилы кварцевого состава имеют преобладающее северо-западное простирание. Жилы кварц-хлорит-адулярового состава имеют субмеридиональное простирание, а также формируют рудное тело Зона I, которое залечивает разлом северо-восточного простирания, смещающий породы обоих ярусов прогиба и делящий месторождение на юго-восточный и северо-западный домены. Для этих жил характерен наиболее изменчивый состав, что отражает их полистадийное образование с наложением одних минеральных ассоциаций на другие, но с отложением в единых трещинах почти исключительно к юго-востоку от рудного тела Зона I.

Кварц-родонитовые и кварц-сульфидные жильные тела образовались в интервале 90–86 млн лет [Котляр и др., 2001], что соответствует коньякскому веку и, таким образом, они полностью синхронны вещественным комплексам верхнего структурного яруса. Жилы кварц-родонитового состава имеют преобладающее северо-западное простирание, располагаясь по обе стороны от рудного тела Зона I.

Жилы кварц-сульфидного состава распространены почти исключительно к северо-западу от



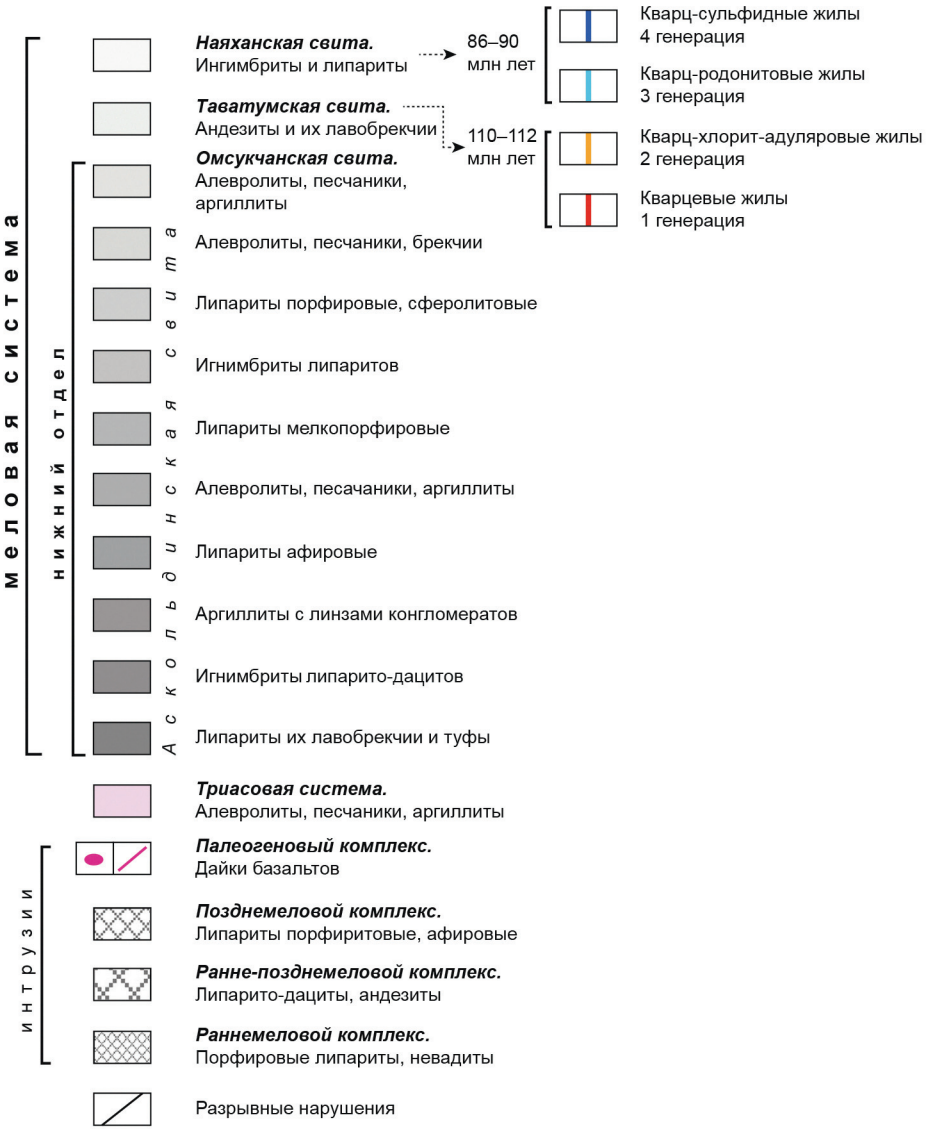


Рис. 3. Геологическая карта Дукатского месторождения. Изменено по [Солопов, 2006]. Линия А-Б-В — положение разреза, показанного на рис. 5

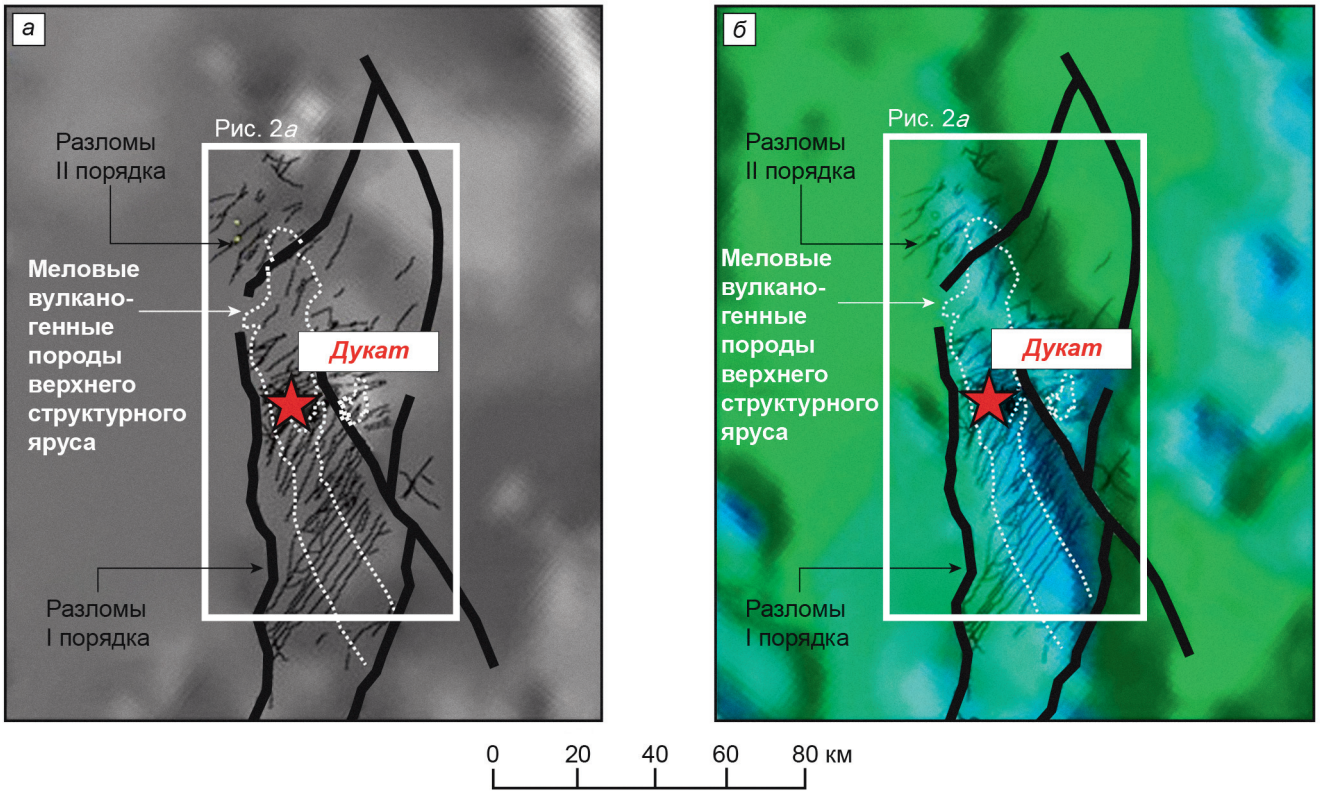


Рис. 4. Региональные карты магнитного (*а*) и гравитационного (*б*) полей района Балыгычано-Сугойского прогиба с разломами первого (черное жирное) и второго (черное тонкое) порядков

рудного тела Зона I при меняющемся, но в целом субмеридианальном простирании жильных роев. Для них характерен наиболее изменчивый состав и полистадийное образование с наложением минеральных ассоциаций друг на друга, но тоже с отложением в единых трещинах. Стоит отметить, что большинство жил участка Смелый не выходят на поверхность и скрыто под породами верхнего структурного яруса [Наталенко, 1992].

Структурный анализ положения рудных тел месторождения Дукат и обрамления. При региональном структурном анализе нами выявлено три системы разломов (рис. 2; 4).

К разрывным нарушениям I порядка отнесены два крупных субмеридиональных, но меняющих свое простирание разлома в 10–15 км к западу и к востоку от Балыгычано-Сугойского прогиба, соответственно. На геологических картах они прослеживаются на 200–300 км в субмеридиональном направлении [Государственная…, 2008], часто совпадая с хорошо проработанными речными долинами. В региональном магнитном поле (рис. 4, *а*) эти разломы четко не проявлены. Однако в региональном гравитационном поле (рис. 4, *б*) они проявлены достаточно четко за исключением северо-востока, но области пониженного гравитационного поля в целом четко маркируют область распространения магматических пород среднего-кислого состава, относимых к верхнему структурному ярусу.

К разломам II порядка нами отнесены многочисленные закартированные разломы северо-восточного простирания в южной части прогиба и субширотного — в центральной (рис. 2). Они имеют «косое» простирание по отношению к разломам I порядка и пересекают прогиб на всю его ширину. Не выходя за пределы разломов I порядка, они прослеживаются и в триасово-юрском фундаменте за пределами Балыгычано-Сугойского прогиба. По простиранию их длина достигает 15 км. Возраст заложения разломов широко определяют как «доэффузивный» [Яровой, 2013]. Однако они смещают породы и нижнего, и верхнего структурных ярусов, а часть рудных жил второй генерации их залечивает, что указывает на близсинхронное формирование с жилами. Палеогеновые дайки пересекают эти разломы и не смещаются ими.

Месторождение Дукат расположено вблизи участка смены простираний разрывных нарушений II порядка с северо-восточных на субширотные. На месторождении это — разломы Восточный и Амплитудный (рис. 3), а также Диагональный и Начальный. Разломы с крутым падением на северо-запад представляют собой сбросо-сдвиги с амплитудами смещения до 300 м. Подобные разрывные нарушения являются самыми масштабными на территории Дукатского рудного поля. Эти разломы рассекают жилы всех генераций.

Минерализованные жилы и жильные зоны меридионального и северо-западного простирания всех генераций можно считать разломами отрыва III порядка, соответствующими локальным структурам растяжения внутри Центрального блока (рис. 3), огра-

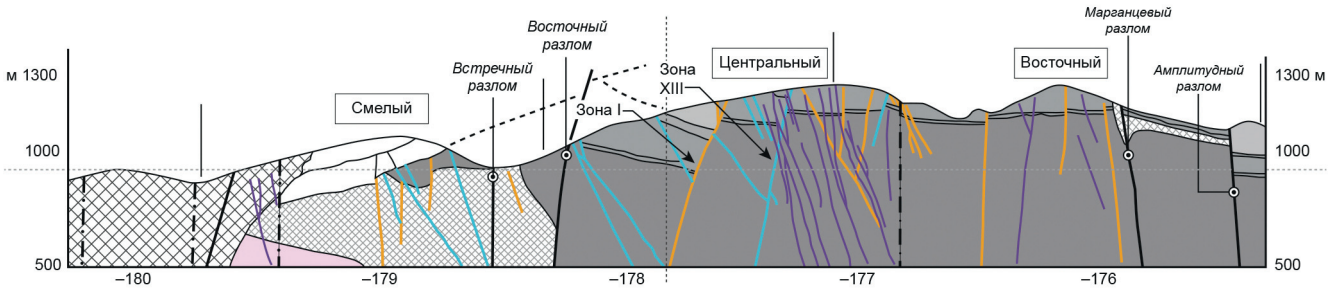


Рис. 5. Жилы разных генераций в разрезе Дукатского месторождения (легенда и положение разреза см. на рис. 3; базовый разрез по [Наталенко, 1992; Солопов, 2006]

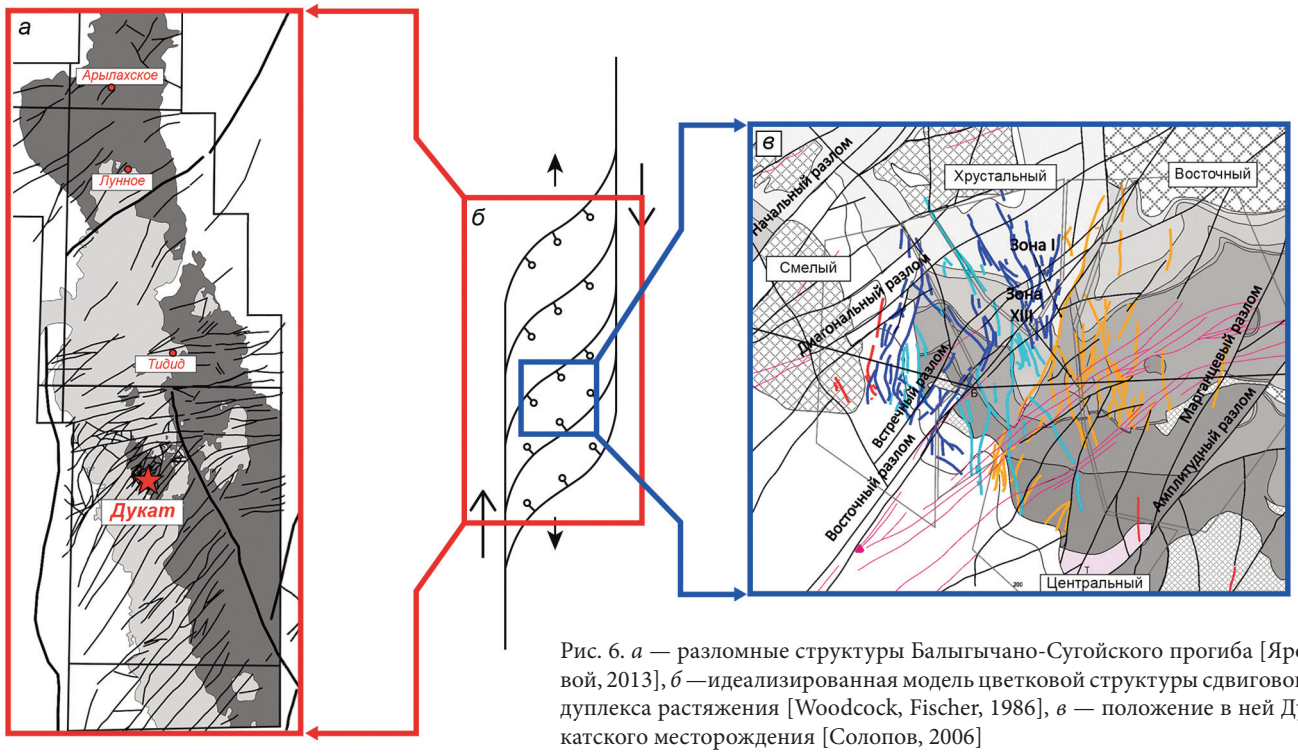


Рис. 6. *а* — разломные структуры Балыгычано-Сугойского прогиба [Яровой, 2013], *б* — идеализированная модель цветковой структуры сдвигового дуплекса растяжения [Woodcock, Fischer, 1986], *в* — положение в ней Дукатского месторождения [Солопов, 2006]

ниченного Амплитудным и Восточным разрывными нарушениями II порядка, с которыми они кинематически сопряжены. Жилы Дукатского месторождения также располагаются между Начальным и Амплитудным разломами (рис. 3). Разломы III порядка отличаются друг от друга морфологией, пространственными параметрами, временем заложения и генезисом, но в целом они тоже заполняют трещины отрыва.

Некоторые жильные зоны располагаются вдоль разломов II порядка (Зона I) или коленообразно изгибаются вдоль них (Зона XIII), а некоторые смещаются ими. Смещения жильных кластеров в плане (коленообразный изгиб Зоны XIII на востоке) по Восточному разлому указывают на его сбросовую кинематику (рис. 3) и синхроность в образовании разломов и жил.

К юго-востоку от Зоны I преобладают рудные жилы кварц-хлорит-адулярового состава, а к северо-западу — кварц-родонитового состава, хотя и те, и другие присутствуют по обе стороны от нее. Такая зональность соответствует двум возрастным датировкам образования жил, отражая этапность в их формировании. Рудное выполнение разломов III порядка и заполняющих их рудных жил в юго-восточном домене месторождения соответствует ранней кварц-хлорит-адуляровой генерации, а кварц-родонитовые жилы третьей продуктивной минерализации, коленообразно изогнутой вдоль них, располагаются и в юго-восточном, и в северо-западном доменах, но не теряют своей сплошности [Солопов, 2006].

В разрезе жильные тела кварц-адулярового состава (например, Зона I) четко располагаются вдоль сбросов. Однако кварц-родонитовые жилы имеют другие азимуты простирания и на приведенном разрезе показаны между сбросами (рис. 5), что соответствует вышеуказанным временным отличиям в образовании тех и других.

По нашему мнению, выявленный структурный рисунок и всего Балыгычан-Сугойского прогиба, и месторождения Дукат (рис. 6) лучше всего соответствует «цветковым структурам» (flower structures). В зависимости от кинематики сдвиговых деформаций среди них различают положительные (дуплексы

со сжатием) и отрицательные (дуплексы с растяжением) формы [Woodcock, Fischer, 1986]. Цветковые модели подразумевают наличие разноранговых (разнопорядковых) разрывных нарушений, которым в случае Дукатского рудного района соответствуют вышеперечисленные разломы трех порядков.

Заключение. Все типы рудных тел месторождения Дукат подчинены разломам II и III порядков в цветковой структуре растяжения, контролируемой разломами I порядка, вдоль которых вытянут и весь Балыгычано-Сугойский прогиб.

Обособленные рудные жилы и рудные зоны Дукатского месторождения наложены друг на друга в процессе многостадийного (четыре стадии) рудообразования, контролировавшегося развитием цветковой структуры.

В пределах месторождения многочисленные разломы II порядка восток-северо-восточного простирания разбивают вулканические порода прогиба через 200–600 м на паркето-образную структуру, ориентированную в северо-восточном направлении косо к меридианальному простиранию разломов I порядка. Вдоль такого разлома II порядка располагается рудное жильное тело Зона I. Остальные 120 рудных жил и зон располагаются в целом субмеридионально, заполняя разломы отрыва III порядка в цветковой структуре растяжения.

Жилы второй, третьей и четвертой генераций распределены зонально. Кварц-адуляр-хлоритовые жилы второй генерации распространены почти исключительно к юго-востоку от рудного тела Зона I, тогда как кварц-родонитовые жилы третьей генерации располагаются и к юго-востоку, и к северо-западу от него, а кварц-сульфидные жилы — только к северо-западу.

Между жилами первой-второй и третьей-четвертой генераций предшественниками продатирован временной перерыв в 20 млн лет, что коррелирует с зональным распространением жил разных генераций и отражает структурные перестройки по мере формирования вмещающих вулканических толщ и рудных жил месторождения при развитии дуплекса растяжения.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность Наталье Евгеньевне Савве, Надежде Наумовне Кривицкой и Людмиле Николаевне Шишаковой за консультации и предоставление каменного материала и ключевой литературы. Авторы благодарны компании Полиметалл за возможность работы на месторождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Сугойская. Лист P-56-XVIII (Омсукчан). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, МПР России, Комитет природных ресурсов по Магаданской области, Дукатская горно-геологическая компания, 2007. 315 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-56. Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с. + 16 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «Магадангеология»)

Волков В.А., Молозина В.М., Иванов В.М. Подсчет запасов золота и серебра Дукатского месторождения на 01.01.2006. Т. 1: Подсчет запасов. [б.м.], [б.г.].

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 203 с.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.

Кузнецов А.С. Проект на проведение разведочных работ в пределах участка Дальний Дукатского рудного поля. [б.м.], 2022.

Наталенко В.Е. Золото-серебряная формация. Месторождение Дукат // Атлас «Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России». М.: ЦНИГРИ, 1992. С. 33–38.

Савва Н.Е. Минералогические особенности золотого и серебряного оруденения в Омсукчанском районе (Северо-Восток СССР): Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1980. 20 с.

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России // Тр. СВКНИИ ДВО РАН. Вып. 78. М.: Триумф, 2018. 544 с.

Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

Солопов Ю.А. Схематическая геологическая карта Дукатского рудного поля масштаба 1 : 10 000. [б.м.], 2006.

Стружков С.Ф, Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.

Яровой В.А. Отчет о геологоразведочных работах на Дукатской перспективной площади в 2007–2013 гг.: В 2-х кн. Магадан, 2013.

John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A., et al. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q, 2018, 247 p. Chapter C. Deposit Type and Associated Commodities (13 p.)

Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. Vol. 8, Iss. 7. 1986. P. 725–735.

Статья поступила в редакцию 18.02.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 551.21+551.24
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-109-120

НОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ВУЛКАНОВ НАТИБ И МАРИВЕЛЕС ЛУСОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ФИЛИППИНЫ)

Михаил Юльевич Никитин[1], Татьяна Юрьевна Тверитинова[2]✉, Игорь Владимирович Галушкин[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nikgeo@rambler.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; tvertat@yandex.ru✉
[3] АО «Институт Оргэнергострой», Москва, Россия; ig_geo@mail.ru

Аннотация. Проведены геологические исследования вулканов Натиб и Маривелес Лусонской островной дуги, входящей в Филиппинский подвижный пояс. Получены новые данные о стратиграфии вулканических и вулканогенно-осадочных плиоцен-четвертичных отложений и на основе геологического картирования и дешифрирования составлены детальные геологические карты вулканов, значительно отличающиеся от имеющихся на начало исследований. Рассмотрена история формирования вулканов, динамика вулканизма на протяжении плейстоцена–голоцена, геодинамические особенности положения вулканической зоны.

Ключевые слова: стратовулкан, ассоциация вулканическая, вулканическая дуга, Филиппины

Для цитирования: *Никитин М.Ю., Тверитинова Т.Ю., Галушкин И.В.* Новая геологическая карта вулканов Натиб и Маривелес Лусонской островной дуги (Филиппины) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 109–120.

NEW GEOLOGICAL MAP OF THE NATIB AND MARIVELES VOLCANOES IN THE LUZON ISLAND ARC (PHILIPPINES)

Mikhail Yu. Nikitin[1], Tatyana Yu. Tveritinova[2]✉, Igor V. Galushkin[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nikgeo@rambler.ru
[2] Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia; tvertat@yandex.ru✉
[3] JSC "Institute Orgenergostroy", Moscow, Russia; ig_geo@mail.ru

Abstract. Geological studies of the Antibes and Marivelles volcanoes of the Luzon island arc, part of the Philippine Mobile Belt, have been carried out. New data on the stratigraphy of volcanic and volcanogenic-sedimentary Pliocene-Quaternary deposits have been obtained, and detailed geological maps of volcanoes have been compiled based on geological mapping and decoding, which differ significantly from those available at the beginning of the research. The history of volcano formation, the dynamics of volcanism during the Pleistocene–Holocene, and the geodynamic features of the volcanic zone are considered.

Keywords: stratovolcano, volcanic association, volcanic arc, Philippines

For citation: Nikitin M.Yu., Tveritinova T.Yu., Galushkin I.V. New geological map of the Natib and Mariveles volcanoes of the Luzon island arc (Philippines). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 109–120. (In Russ.).

Введение. В юго-западной части острова Лусон на полуострове Батаан в 1987–1989 гг. США была построена атомная электростанция (Батаан АЭС), но не введена в эксплуатацию по политическим причинам. В 2022 г. правительство Филиппин обратилось с просьбой к России провести обследование станции, оценить инженерно-геологические условия территории и определить возможности эксплуатации АЭС. В связи с этим возникла необходимость детального геологического картирования района 30-км зоны Батаанской АЭС, включающей в себя вулканы Натиб и Маривелес, что и было сделано.

Натиб и Маривелес — стратовулканы Лусонской вулканической дуги, входящей в Филиппинский подвижный пояс (ФПП), современную сейсмически и вулканически активную зону деформации между Филиппинской и Евразийской плитами [Aurelio, et al., 2013; Casulla, et al., 2022; Mitchell, et al., 1986; Rangin, 1991; Yumul, et al., 2008a, 2008б].

К началу выполнения наших работ в 2022 г. подробные геологические карты на район вулканов Натиб и Маривелес отсутствовали, имелись лишь мелкомасштабные схемы. Нами было проведено полевое геологическое картирование с использованием геоморфологических методов и анализа материалов ДДЗ. В результате были получены новые данные о строении и стратиграфии вулканических и вулканогенно-осадочных плиоцен-четвертичных отложений района и составлена детальная геолого-геоморфологическая карта полуострова Батаан Полученные нами новые данные имеют важное геологическое значение. Они позволяют рассмотреть историю

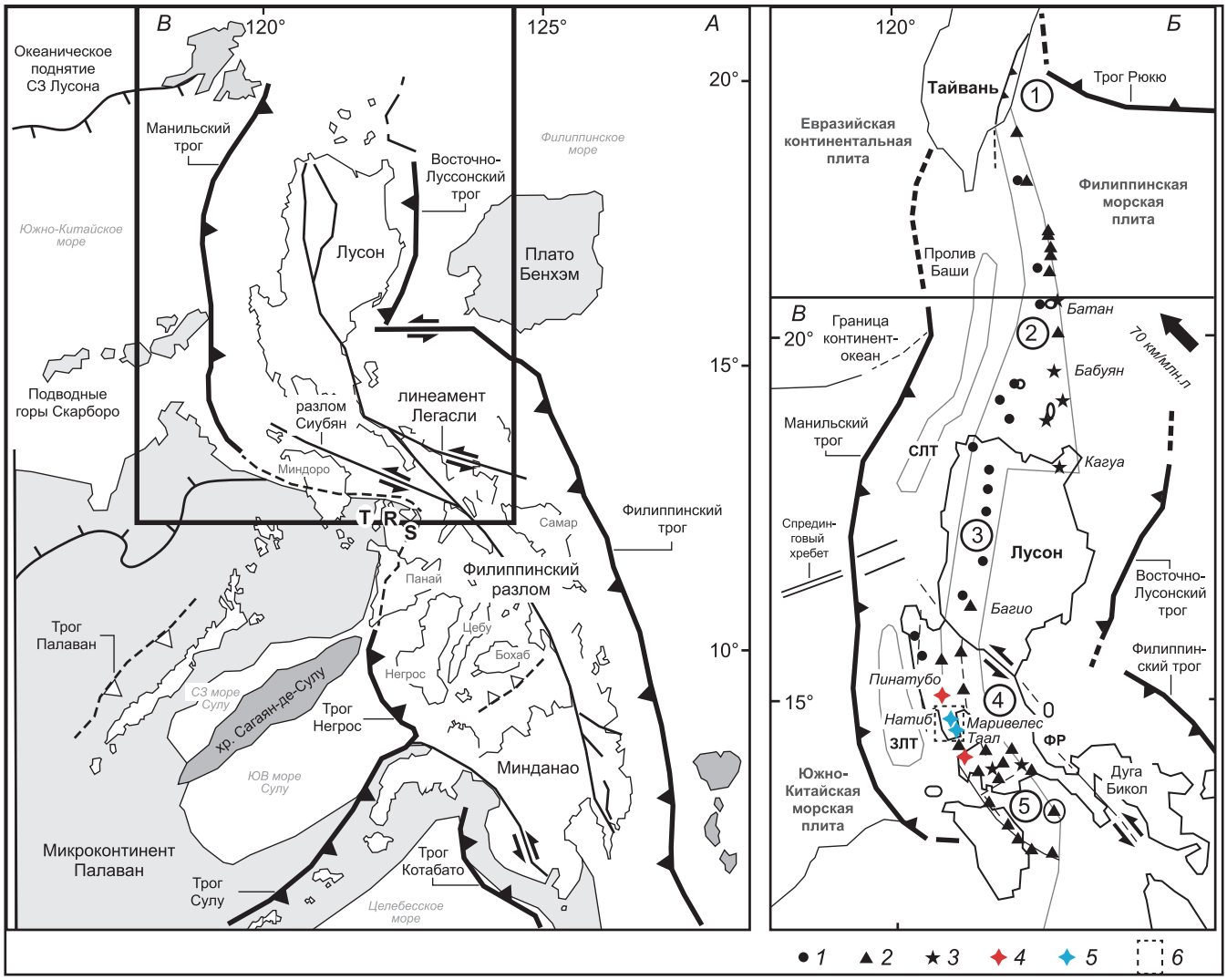


Рис. 1. *А* — схема Филиппинского подвижного пояса по [Yumul, et al., 2008a]. *Б* — тектоническая схема Тайвань-Лусонской дуги по [Yang, et al., 1996, с дополнениями]. Условные обозначения: *1—5* — вулканы: 1 — потухшие миоценовые, 2 — четвертичные потенциально активные, *3* — действующие, *4—5* — рассматриваемые в статье: *4* — действующие (Пинатубо и Таал), *5* — потенциально активные (Натиб и Маривелес), *6* — площадь детальной геолого-геоморфологической карты. Прямоугольниками *В* на схемах *А* и *Б* обозначена одна площадь. Вулканические сегменты (цифры в кружках): Тайваньский (1), Баши (2), Северный Лусон (3), Батан (4), Миндоро (5) [Defant, et al., 1989]. Глубоководные троги (аббревиатуры): СЛТ — Северо-Лусонский, ЗЛТ — Западно-Лусонский. ФР — Филиппинский разлом

формирования вулканов Натиб и Маривелес и динамику вулканизма Лусонской вулканической дуги на протяжении плейстоцена–голоцена. Оценка потенциальной опасности ввода АЭС в эксплуатацию в связи с особенностями геологического строения региона не входит в задачи публикации.

Геодинамика региона. Филиппинский подвижный пояс — современная сейсмически и вулканически активная зона деформации между Филиппинской и Евразийской литосферными плитами, формирующаяся между двумя крупными субдукционными системами, каждая из которых состоит из нескольких зон субдукции [Aurelio, et al., 2013; Casulla, et al., 2022; Mitchell, et al., 1986; Rangin, 1991; Yumul, et al., 2008a, 2008б]. Система восточных зон субдукции включает Филиппинский и Восточно-Лусонский троги. К западу от архипелага расположены Манильская зона субдукции и продолжающие ее к югу троги Негрос, Сулу, Котабато. В Манильской зоне субдукции при поддвиге Евразийской плиты под Филиппинский пояс сформировалась Лусонская вулканическая дуга протяженностью 1200 км — наиболее выступающий к западу участок ФПП [Defant, et al., 1989; Fan, et al., 2015; Yang, et al., 1996] (рис. 1). Островодужная система пересекается Филиппинским левым сдвигом, вдоль которой происходит косая конвергенция Филиппинской морской и Евразийской плит [Aurelio, et al., 2013; Casulla, et al., 2022; Yoshida, et al., 2016]. Восточным флангом ФПП являются Филиппинская и Восточно-Лусонская зоны субдукции. На западе пояс ограничен Манильской зоной субдукции [Rangin, 1991; Yumul, et al., 2008a].

В Манильскую зону субдукции косо погружается плита Южно-Китайского моря со спрединговым хребтом (цепь подводных гор Скарборо) [Defant,

et al., 1989; Pautot и Rangin, 1989; Yumul, et al., 2008a, 2008б]. Зона перед вулканической дугой выражена Западно- и Северо-Лусонскими прогибами, разделенными на продолжении субдукцирующегося спредингового хребта подводным поднятием [Defant, et al., 1989; Pautot и Rangin, 1989].

Лусонская дуга образовалась в результате начавшейся в раннем миоцене субдукции Южно-Китайского моря под Филиппинский пояс вдоль Манильского желоба [Yumul, et al., 2008a, 2008б]. Она состоит из 1200-километровой цепи стратовулканов и вулканических некков, протягивающейся от восточного Тайваня до Миндоро. В дуге можно выделить три сегмента: северный, центральный и южный (см. рис. 1). В северном и южном сегментах сосредоточены современные активные вулканы, в среднем присутствуют активные в миоцене, но в настоящее время потухшие вулканы [Yang, et al., 1996].

Среди вулканов Лусонской вулканической дуги в базе данных «Вулканы мира» присутствуют девять голоценовых вулканов: Кагуа, Камигин де Бабуянес, Дидикас, Бабуян Кларо (северный сегмент) и Пинатубо, Ирайя, Банахав, вулканическое поле Сан-Пабло и Таал (южный сегмент) (Программа глобального вулканизма «Вулканы мира» (версия 5.3.2, 30 сентября 2025 г.) распространяется Смитсоновским институтом, составлено Венцке Э. [Программа…, 2025]. Шесть вулканов являются действующими, три из них были активны после 1960 г.

В наши интересы входит сегмент Лусонской дуги, связанный с субдукцией в Западно-Лусонском желобе. В юго-западной части о-ва Лусон вдоль хребта Замбалес располагается линейная цепочка кайнозойских вулканов, основанием которых служат докайнозойские метаморфические комплексы [Defant, et al., 1989; Geological..., 1987; Nguyen, et al, 2023; Smith, 1913]. В этой цепочке с северо-запада на юго-восток расположены вулканы: Пинатубо, Натиб, Маривелес, Коррехидор (кальдера), Таал (вулкан в кальдере). Таал располагается в самой юго-западной части о-ва Лусон на пересечении цепи вулканов хр. Замбалес, а также цепи, протягивающейся в восток-юго-восточном направлении в южной части острова вдоль разломов, оперяющих Филиппинский левый сдвиг. Таал является крайним северо-западным вулканом этой цепочки, действующие же вулканы Сан Кристобаль и Банахав расположены юго-восточнее. Таким образом, в западной части Лусонской дуги действующими вулканами являются только вулканы Пинатубо и Таал. Между ними расположены вулканические постройки Натиб и Маривелес, а также кальдера Коррехидор, которые рассматриваются как потенциально активные.

Стратовулкан Пинатубо состоит из древней андезитовой постройки (1,1 млн л.), перекрытой более молодыми андезито-дацитовыми лавами и связанными с ними туфами и лахарами [Stimac, et al., 2004] со ссылками на [Defant, et al., 1989; Delfin, et al., 1996; Newhall, et al., 1996]. Извержение Пинатубо в июне 1991 г. стало вторым по масштабам наземным извержением в XX веке. Последнее извержение Пинатубо произошло в 2021 г. [Глобальная…, 2024].

Стратовулкан Таал образует остров в кальдерном оз. Таал. Вулканическая постройка состоит из главного и побочных конусов. Диаметр главного конуса 5 км, на его вершине кратер диаметром 2 км [Апродов, 1982]. Конус действующего вулкана расположен в северо-западной части озера на острове, сложенном более древними андезитами и их пирокластами в виде слившихся стратовулканов, туфовых колец и шлаковых конусов. Вулкан очень активен, отличается взрывными извержениями. Извержения вулкана регистрируются с 1572 г. Известно об извержении около 3580 г. до н. э. Сильнейшее извержение пелейского типа произошло 30 января 1911 г. Из вершинного кратера и кратеров на склонах горы вулкан выбрасывал массы белого раскаленного пепла и перегретого пара (тучи пепла были видны с расстояния 400 км). Затем извержение вулкана было в 1965 г. Последние события связаны с извержениями последнего десятилетия. В частности, в период с 12.04.2024 по 06.01.2025 произошло 52 извержения, из них 4 были фреатомагматическими [Глобальная…, 2024].

Кальдера Коррехидор по данным Филиппинского института вулканологии и сейсмологии (PHIVOLCS) является потенциально активной. Преобладающим типом горных пород является дацит. Последнее извержение Коррехидора произошло около 1 млн л. назад.

Исходные материалы и условия проведения полевых работ. При составлении геолого-геоморфологической карты 30-км зоны Батаанской АЭС (далее АЭС) были использованы обзорная мелкомасштабная карта региона (рис. 2), а также материалы из фондов Батаанской АЭС масштаба 1 : 100 000 [Defant, et al., 1989; Geological..., 1987], включающие схематические геологические (рис. 3) и геоморфологическую карты п-ова Батаан (листы Натиб и Маривелес), карты относительного возраста рельефа, вулканических центров и мест отбора проб на датирование, конкретных обнажений в 5-км зоне объекта. схема геологической истории п-ова Лусон. На обзорной геологической карте Филиппинского архипелага масштаба 1 : 1 000 000 [MGB (Mines and Geosciences Bureau)] (рис. 2) на п-ове Батаан присутствует три геологических элемента: отложения голоцена; формации склонов вулканов и прикальдерные зоны в интервале плиоцен—квартер. Карта имеет вспомогательный характер и не может быть полноценно использована для изучения геологического строения п-ова.

На геологической карте центральной части о-ва Лусон (рис. 3) вулканические образования также показаны схематически.

Методы исследований. Полевые работы по обследованию 30-км зоны АЭС п-ова Батаан с вулканами Натиб и Маривелес, были затруднены прак-

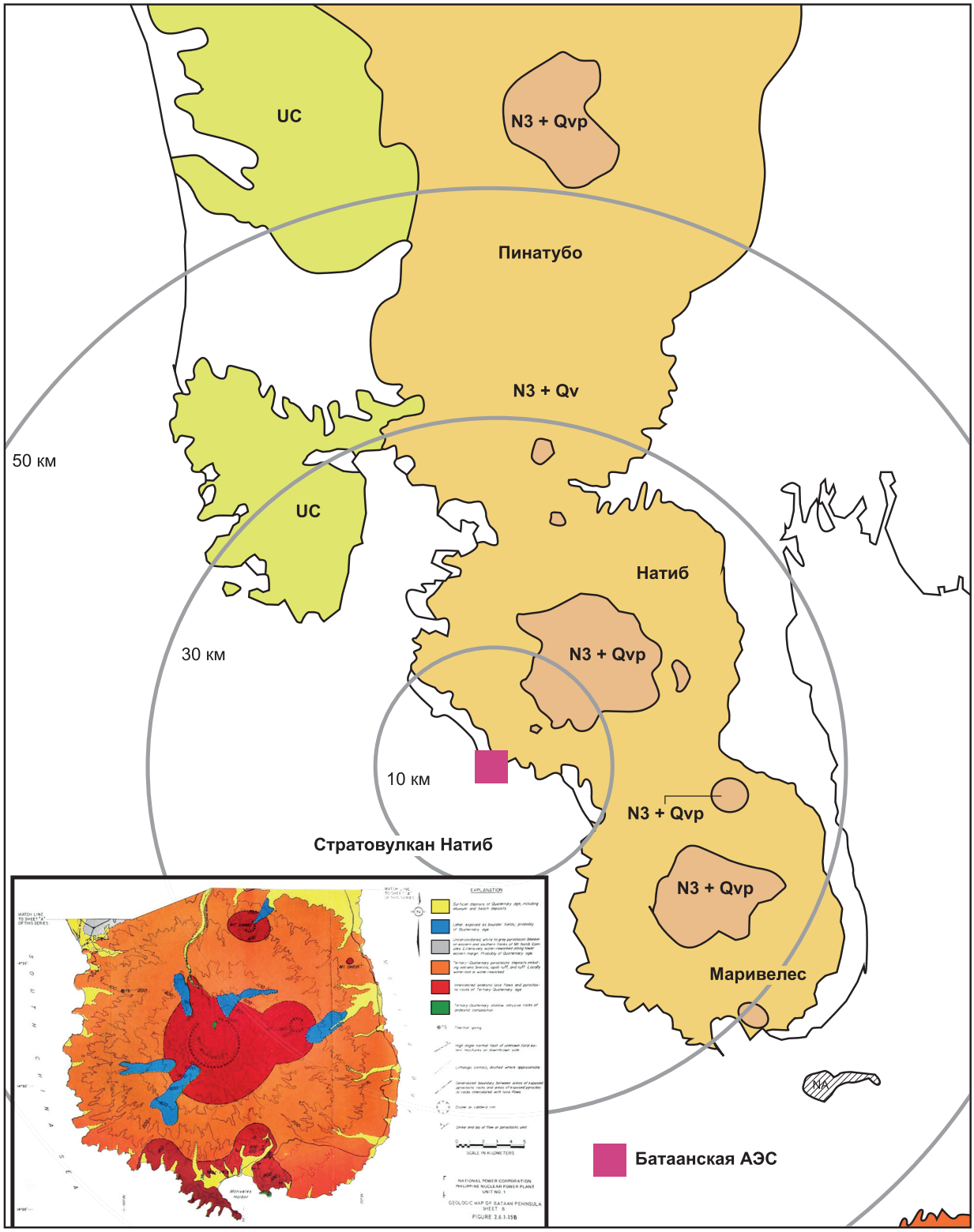


Рис. 2. Фрагмент геологической карты Филиппин, полуостров Батаан. Масштаб 1 : 1 000 000, Mines and Geosciences Bureau (MGB)

тически полным отсутствием обнаженности территории, за исключением абразионных прибрежных зон западного побережья полуострова, частично врезанных русел речных водотоков, выполненных грубовалунным русловым аллювием, а также редких обнаженных участков верховых откосов шоссе, проходящего по периметру основания вулканов. Практически все поверхности пирокластических покровов вулканитов и склоны эрозионных врезов повсеместно перекрыты мощной (более 10–20 м) красноцветной корой выветривания. По этим причинам помимо реального геологического картирования с маршрутами по всем дорогам в районе вулканических построек ведущим методом картирования территории был геоморфологический, позволивший детализировать морфологические особенности и от-

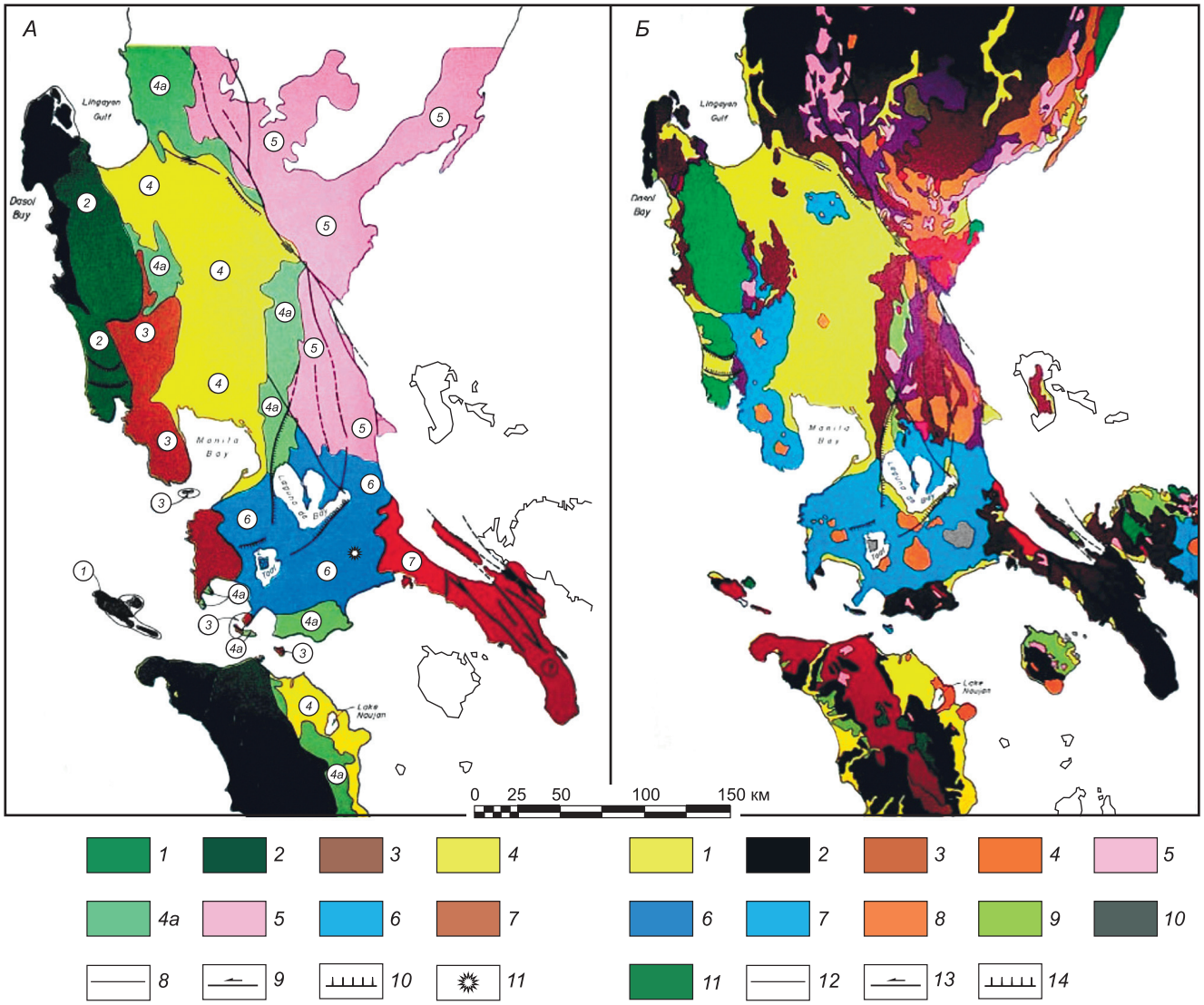


Рис. 3. Карта геологических провинций (*А*) и геологическая карта (*Б*) центральной части острова Лусон (фрагменты геологической карты Филиппин [Department of Natural Resources, Bursou of Mines, 1963]). Провинции (карта *А*): *1* — Западная окраинная; *2* — Западная вулканическая интрузивно-метаморфическая; *3* — Центральная вулканическая; *4—4а* — Центральной равнины: Восточная вулканическая — равнины Миндоро; *4а* — равнины Миндоро — граничная; 5 — Восточная интрузивно-метаморфическая; *6* — Таал-Банахавская вулканическая; *7* — Южно-Лусонская разломная зона. *8* — границы: провинций; *9—10* — разрывы: сдвиги (*9*) и сбросы (*10*); *11* — активные вулканы. Геологическая карта (*Б*): *1—2* — осадочные породы: голоцен (*1*), неоген-квартер (*2*); *3—4* — метаосадочные породы: юра-мел и мел-палеоген (?) (3); комплекс доюрского основания (*4*); *5* — третичные интрузивные тела; *6—10* — экструзивные породы: четвертичные активные вулканические конусы (*6*), плиоцен-четвертичные вулканические отложения (*7*), плиоцен-четвертичные неактивные вулканические конусы (*8*); третичные экструзивные магматические и вулканические породы (*9*); мел-палеоценовые и мел-нижнетретичные лавовые потоки (некоторые метаморфизованные подводные потоки) (*10*); *11* — мел-палеогеновые базит-ультрабазитовые породы. *12* — геологические границы; *13—14* — разрывные нарушения: сбросы (*13*) и сдвиги (*14*)

части последовательность формирования склонов стратовулканов Натиб и Маривелес.

Картирование осуществлялось на топооснове масштаба 1 : 50 000 с сечением горизонталей 20 м по цифровой модели рельефа AW3D30 DSM Ver.1.1. Цифровая модель рельефа прошла предварительную обработку; также было выполнено покрытие из мозаики разновременных космических снимков сверхвысокого разрешения из открытой библиотеки Google Earth. Дешифрирование дистанционных материалов и анализ результатов проводился одним из авторов статьи.

В маршрутах фиксировались соотношения вулканических толщ, особенности их строения. Результаты дешифрирования по возможности заверялись полевыми маршрутами. В районе предполагаемого активного разлома нами были также проведены подводные исследования с использованием акваланга по поиску сейсмогенных уступов на продолжении линеаментов и зон трещиноватости на суше.

Полученные результаты. В результате проведенных исследований была составлена геолого-геоморфологическая карта района вулканов Натиб и Маривелес (рис. 4).

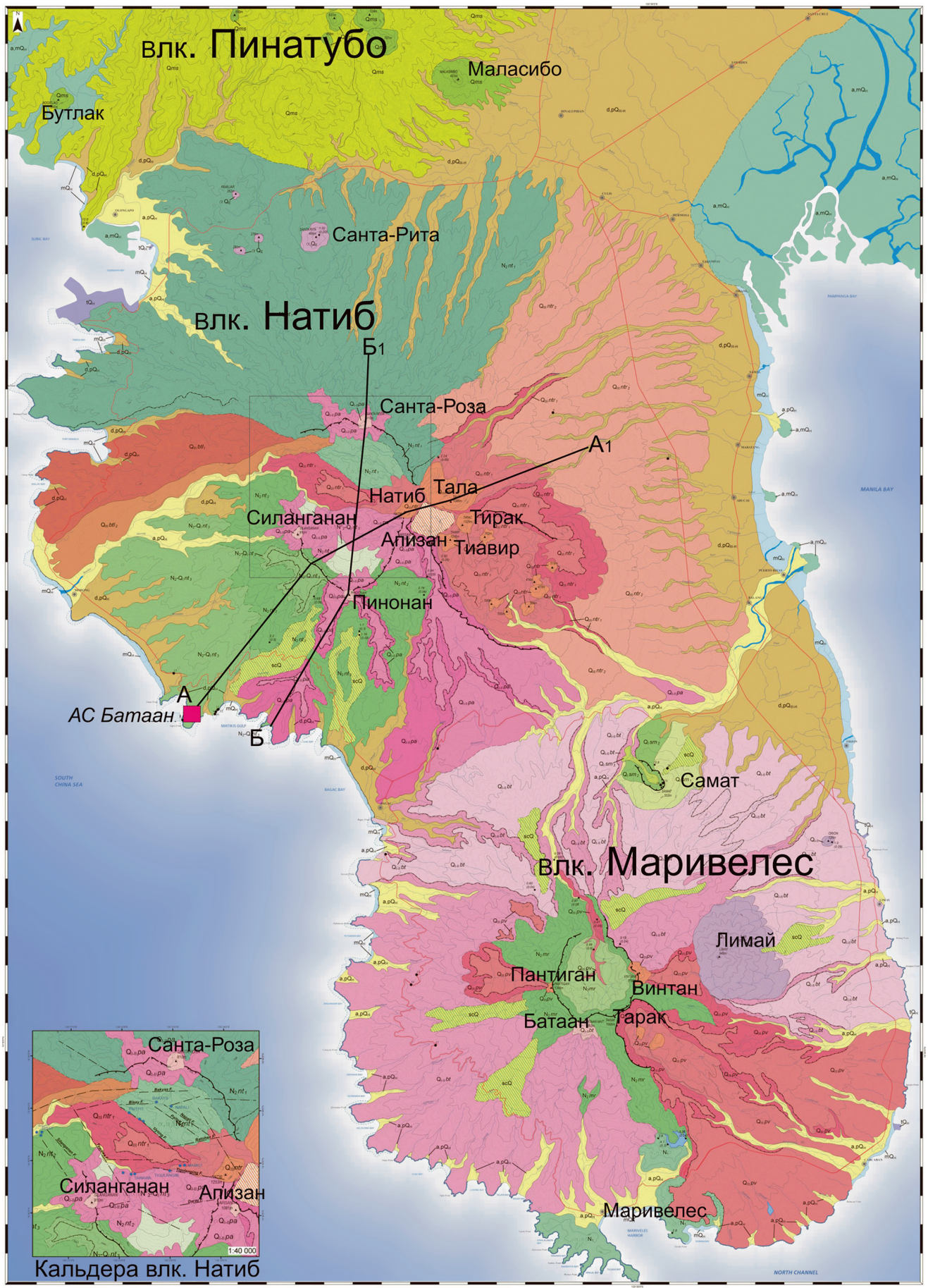
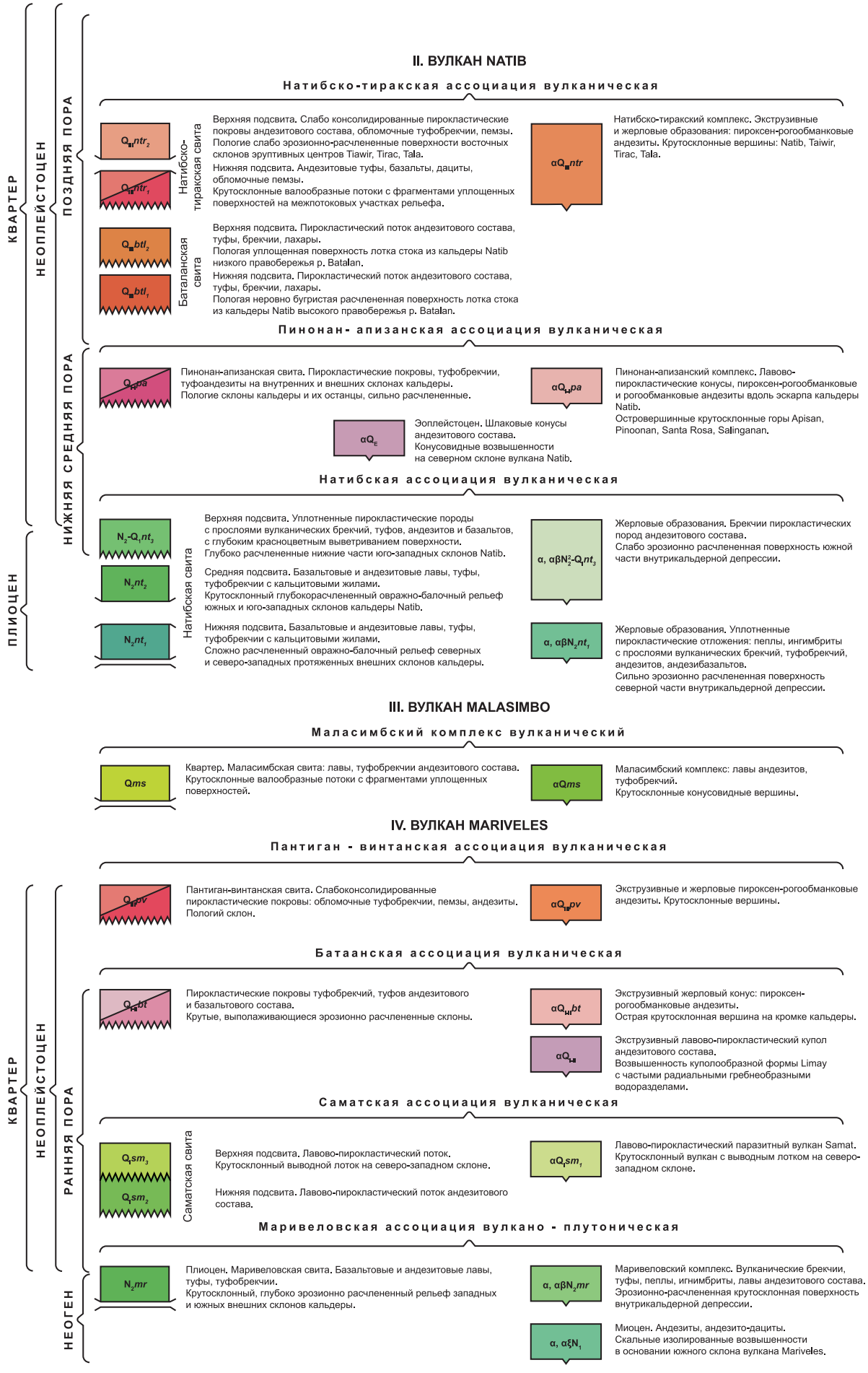


Рис. 4. Геолого-геоморфологическая карта района и легенда к ней. Карта составлена в масштабе 1 : 100 000. На карте сплошными черными линиями показано положение разрезов, изображенных на рис. 5


КВАРТЕР
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН
ПОЗДНЯЯ ПОРА
НИЖНЯЯ СРЕДНЯЯ ПОРА
ПЛИОЦЕН
II. ВУЛКАН NATIB
Натибско-тиракская ассоциация вулканическая
Натибско-тиракская свита
Верхняя подсвита. Слабо консолидированные пирокластические покровы андезитового состава, обломочные туфобрекчии, пемзы. Пологие слабо эрозионно-расчлененные поверхности восточных склонов эруптивных центров Tiawir, Tirac, Tala.
Нижняя подсвита. Андезитовые туфы, базальты, дациты, обломочные пемзы.
Крутосклонные валообразные потоки с фрагментами уплощенных поверхностей на межпотоковых участках рельефа.
Натибско-тиракский комплекс. Экструзивные и жерловые образования: пироксен-рогообманковые андезиты. Крутосклонные вершины: Natib, Taiwir, Tirac, Tala.
Баталанская свита
Верхняя подсвита. Пирокластический поток андезитового состава, туфы, брекчии, лахары.
Пологая уплощенная поверхность лотка стока из кальдеры Natib низкого правобережья р. Batalan.
Нижняя подсвита. Пирокластический поток андезитового состава, туфы, брекчии, лахары.
Пологая неровно бугристая расчлененная поверхность лотка стока из кальдеры Natib высокого правобережья р. Batalan.
Пинонан- апизанская ассоциация вулканическая
Пинонан-апизанская свита. Пирокластические покровы, туфобрекчии, туфоандезиты на внутренних и внешних склонах кальдеры.
Пологие склоны кальдеры и их останцы, сильно расчлененные.
Пинонан-апизанский комплекс. Лавово-пирокластические конусы, пироксен-рогообманковые и рогообманковые андезиты вдоль эскарпа кальдеры Natib.
Островершинные крутосклонные горы Apisan, Pinoonan, Santa Rosa, Salinganan.
Эоплейстоцен. Шлаковые конусы андезитового состава.
Конусовидные возвышенности на северном склоне вулкана Natib.
Натибская ассоциация вулканическая
Натибская свита
Верхняя подсвита. Уплотненные пирокластические породы с прослоями вулканических брекчий, туфов, андезитов и базальтов, с глубоким красноцветным выветриванием поверхности.
Глубоко расчлененные нижние части юго-западных склонов Natib.
Средняя подсвита. Базальтовые и андезитовые лавы, туфы, туфобрекчии с кальцитовыми жилами.
Крутосклонный глубокорасчлененный овражно-балочный рельеф южных и юго-западных склонов кальдеры Natib.
Нижняя подсвита. Базальтовые и андезитовые лавы, туфы, туфобрекчии с кальцитовыми жилами.
Сложно расчлененный овражно-балочный рельеф северных и северо-западных протяженных внешних склонов кальдеры.
Жерловые образования. Брекчии пирокластических пород андезитового состава.
Слабо эрозионно расчлененная поверхность южной части внутрикальдерной депрессии.
Жерловые образования. Уплотненные пирокластические отложения: пеплы, ингимбриты с прослоями вулканических брекчий, туфобрекчий, андезитов, андезибазальтов.
Сильно эрозионно расчлененная поверхность северной части внутрикальдерной депрессии.
III. ВУЛКАН MALASIMBO
Маласимбский комплекс вулканический
Квартер. Маласимбская свита: лавы, туфобрекчии андезитового состава.
Крутосклонные валообразные потоки с фрагментами уплощенных поверхностей.
Маласимбский комплекс: лавы андезитов, туфобрекчий.
Крутосклонные конусовидные вершины.
IV. ВУЛКАН MARIVELES
Пантиган - винтанская ассоциация вулканическая
Пантиган-винтанская свита. Слабоконсолидированные пирокластические покровы: обломочные туфобрекчии, пемзы, андезиты.
Пологий склон.
Экструзивные и жерловые пироксен-рогообманковые андезиты. Крутосклонные вершины.
КВАРТЕР
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН
РАННЯЯ ПОРА
НЕОГЕН
Батаанская ассоциация вулканическая
Пирокластические покровы туфобрекчий, туфов андезитового и базальтового состава.
Крутые, выполаживающиеся эрозионно расчлененные склоны.
Экструзивный жерловый конус: пироксен-рогообманковые андезиты.
Острая крутосклонная вершина на кромке кальдеры.
Экструзивный лавово-пирокластический купол андезитового состава.
Возвышенность куполообразной формы Limay с частыми радиальными гребнеобразными водоразделами.
Саматская ассоциация вулканическая
Саматская свита
Верхняя подсвита. Лавово-пирокластический поток.
Крутосклонный выводной лоток на северо-западном склоне.
Нижняя подсвита. Лавово-пирокластический поток андезитового состава.
Лавово-пирокластический паразитный вулкан Samat.
Крутосклонный вулкан с выводным лотком на северо-западном склоне.
Маривеловская ассоциация вулкано - плутоническая
Плиоцен. Маривеловская свита. Базальтовые и андезитовые лавы, туфы, туфобрекчии.
Крутосклонный, глубоко эрозионно расчлененный рельеф западных и южных внешних склонов кальдеры.
Маривеловский комплекс. Вулканические брекчии, туфы, пеплы, игнимбриты, лавы андезитового состава.
Эрозионно-расчлененная крутосклонная поверхность внутрикальдерной депрессии.
Миоцен. Андезиты, андезито-дациты.
Скальные изолированные возвышенности в основании южного склона вулкана Mariveles.

Геоморфологическое картирование с учетом результатов дешифрирования КС и визуальных наблюдений показало, что вулканы Натиб и Маривелес являются стратовулканами с несколькими хорошо выраженными в рельефе кальдерами. Каждый из вулканов сопровождается паразитическими конусами и экструзивными куполами. В разрезах преобладают лавы, туфобрекчии, туфы андезитового ряда, развиты лахары. Пирокластические покровы имеют сложное строение и индивидуализированную морфологию рельефа. Прикальдерные части склонов глубоко расчленены эрозией и в гребневой части кальдер имеют более свежие вулканические формы рельефа. Все это указывает на длительное геологическое развитие вулканических построек, что подтверждается данными об абсолютном возрасте пород.

Основой стратиграфии вулканитов Натиба и Маривелеса послужили данные по строению и возрасту вулканитов кальдеры Натиб, составляющих по K–Ar методу 2,24–0,68 млн лет [Defant, et al., 1989; Geological..., 1987], что соответствует палеоплейстоцену (гелазий) — эоплейстоцену и началу раннего неоплейстоцена российской геохронологической шкалы четвертичной системы. Последнее проявление вулканизма отмечается в среднем — позднем неоплейстоцене — голоцене. С начала позднего неоплейстоцена происходит заключительное формирование эрозионного рельефа склонов вулкана. Внутри кальдеры и по ее внешнему периметру сосредоточены базальтовые и андезитовые лавы плиоцена, а также андезитовые, андезибазальтовые лавы и туфы среднего — низов верхнего неоплейстоцена.

Стратовулкан Натиб позднеплиоцен-плейстоценового возраста расположен к югу от действующего стратовулкана Пинатубо. Диаметр основания вулкана 30 км, высота 1253 м. Объем вулканической постройки 345 км^3 при площади основания 700 км^2 [Defant, et al., 1989; Geological..., 1987]. Характерной структурной особенностью вулкана является вытянутая в меридиональном направлении двойная кальдера с многочисленными термальными источниками вдоль разрывных нарушений. Диаметр более древней северной кальдеры около 5 км, наложенной южной — 4 км. Древние вулканиты представлены лавами и пирокластическими породами, развитыми в пределах кальдеры. Вдоль края кальдеры расположены четыре более молодых паразитических конуса: Санта-Роза, Силанганан, Пинонан и Апизан. В составе вулканитов преобладают пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты. Наиболее молодые вулканические постройки развиты в восточной части стратовулкана. Они слагают нескольких небольших андезитовых куполов: Натиб, Тиавир, Тирак и Тала.

Разрез вулканической постройки начинает натибская вулканическая ассоциация, включающая натибскую свиту, разделенную на три подсвиты, и соответствующие им нерасчлененные жерловые образования. Нижняя подсвита (N_2nt_1) сложена базальтовыми и андезитовыми лавами, переслаивающимися с туфами и туфобрекчиями, слагающими северный сложно-расчлененный пологий склон вулкана. Подсвите соответствуют эффузивно-жерловые андезитовые и андезибазальтовые пирокластиты северной части внутрикальдерной депрессии. Возраст образований — нижний – средний плиоцен. Средняя подсвита (N_2nt_2) слагает южную, более молодую кальдеру и ее южный и западный склоны. Восточные склоны вулкана перекрыты более молодыми генерациями вулканитов. Верхняя подсвита (N_2–Qnt_3) выделена в средней и нижней части юго-западного склона вулкана. Нижняя и средняя подсвиты разделены перерывом, имеют резургентный характер. Накопления представляют собой переслаивание пирокластических потоков, состоящих из горизонтов тефры, линз пемзы, туфобрекчий андезитового состава, расслоенных потоками лахар.

Образования натибской вулканической ассоциации сменяет пинонан-апизанская вулканическая ассоциация, включающая пинонан-апизанскую свиту ($Q_{I–II}pa$) и соответствующие жерловые образования. Свита слагает пологие покровы и останцы пирокластических потоков, спускающихся от ряда островершинных крутосклонных паразитических конусов (Пинонан, Апизан, Санта-Роза, Салинганан) в гребневой части кальдеры Натиб, сложенных андезитами пинонан-апизанского жерлового комплекса.

На образованиях пинонан-апизанской вулканической ассоциации залегает баталанская свита ($Q_{III}btl_{1–2}$), включающая две подсвиты. Нижняя подсвита сложена выходящими из кальдеры пирокластическими накоплениями западного склона вулкана, прислоненными к нижней подсвите натибской свиты плиоцена. Верхняя подсвита, сложенная пирокластикой и отложениями лахар, располагается в пределах низкого правобережья р. Баталан, где она по эрозионной поверхности прислоняется к нижней подсвите.

На юго-восточном склоне вулкан Натиб расположена крупная кальдера и паразитические лавово-пирокластические центры с комплексом разновозрастных потоков, выделенных как натибско-тиракская вулканическая ассоциация ($Q_{III}ntr$). Породы этой вулканической ассоциации соответствуют финальному циклу вулканизма вулкана Натиб и относятся к позднему неоплейстоцену. Условно выделены нижняя и верхняя подсвиты и экструзивные и жерловые образования андезитового ряда. Нижняя подсвита развита к западу от г. Натиб и к востоку от нее на склонах вулкана в виде крутосклонных валообразных потоков андезитовых туфов, базальтов, обломочных пемз. Пирокластические потоки образуют два паразитических вулканических комплекса, ограниченных кальдерными уступами. Верхняя подсвита представлена слабо-консолидированными пирокластическими покровами андезитового состава, обломочными туфобрекчиями, пемзами, базальтами, дацитами, сла-

Таблица 1

Возрастная последовательность вулканических комплексов стратовулкана Натиб

Стадии вулканизма	Возраст	Вулканические ассоциации	Этапы формирования стратовулкана
III	Поздний неоплейстоцен	Натибско-тиракская	Восточная кальдерная стадия (4 экструзивных центра), покровы лав, туфов, пирокластики
		Баталанская	Лавово-пирокластические потоки на западном склоне вулкана
II	Ранний–средний неоплейстоцен	Пинонан-апизанская	Лавово-пирокластические конусы (4 центра) и лавово-пирокластические потоки
I	Плиоцен–ранний неоплейстоцен	Натибская 3	Финальная кальдерная стадия — пирокластические потоки
		Натибская 2	Южная кальдерная стадия — пирокластические потоки
	Плиоцен	Натибская 1	Северная кальдерная стадия — пирокластические потоки

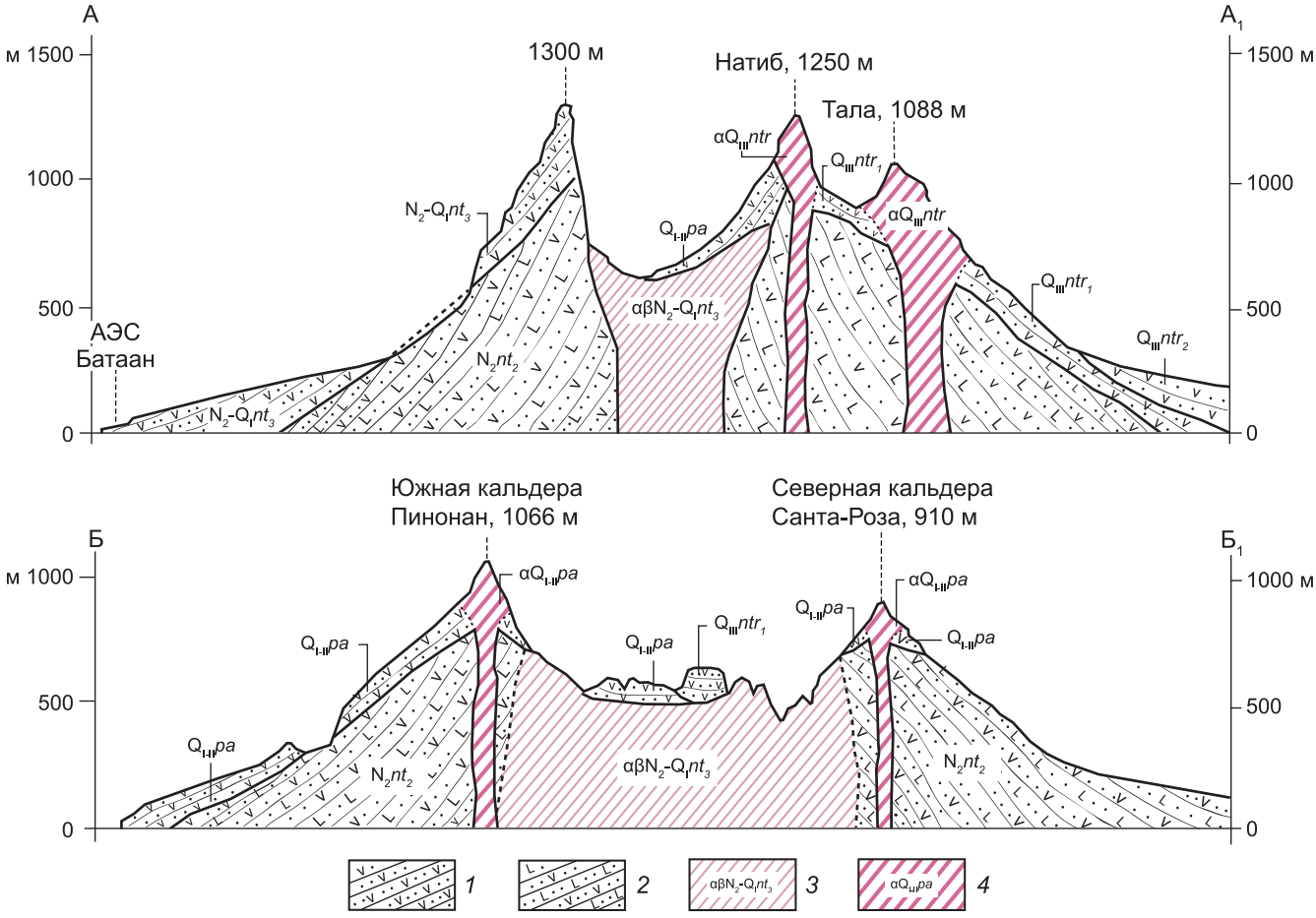


Рис. 5. Схематические разрезы стратовулкана Натиб. Положение разрезов показано на рис. 4. Условные обозначения: *1–2* — лавы и туфы состава: *1* — андезитового, *2* — андезибазальтового; *3–4* — жерловые образования: андезибазальты натибского комплекса; *4* — андезиты пинонан-апизанского комплекса. Свиты и подсвиты: средняя (N_2nt_2) и верхняя (N_2–Qnt_3) подсвиты натибской свиты; пинонан-апизанская свита ($Q_{I–II}pa$); нижняя подсвита натибско-тиракской свиты ($Q_{III}ntr$)

гающими пологие и слабо расчлененные поверхности восточных склонов кальдеры. В восточной гребневой части кальдеры Натиб и на нижерасположенном внешнем и внутреннем ее склоне присутствует несколько центров экструзивных и жерловых образований натибско-тиракского комплекса андезитов, образующих крутосклонные вершины г. Натиб, а также горы Тиавир, Тирак и Тала.

Учитывая геоморфологические данные, отсутствие свежих вулканических форм рельефа, относящихся к голоцену и моложе, проявлений современной вулканической активности вулкан не имеет. Возрастная последовательность формирования вулканитов стратовулкана Натиб приведена в табл. 1, в соответствии с которой выделяется две кальдерных стадии (Северная и Южная) и несколько стадий формирования лавово-пирокластических потоков и конусов.

Принципиальное строение вулкана Натиб показано на схематическом разрезе (рис. 5).

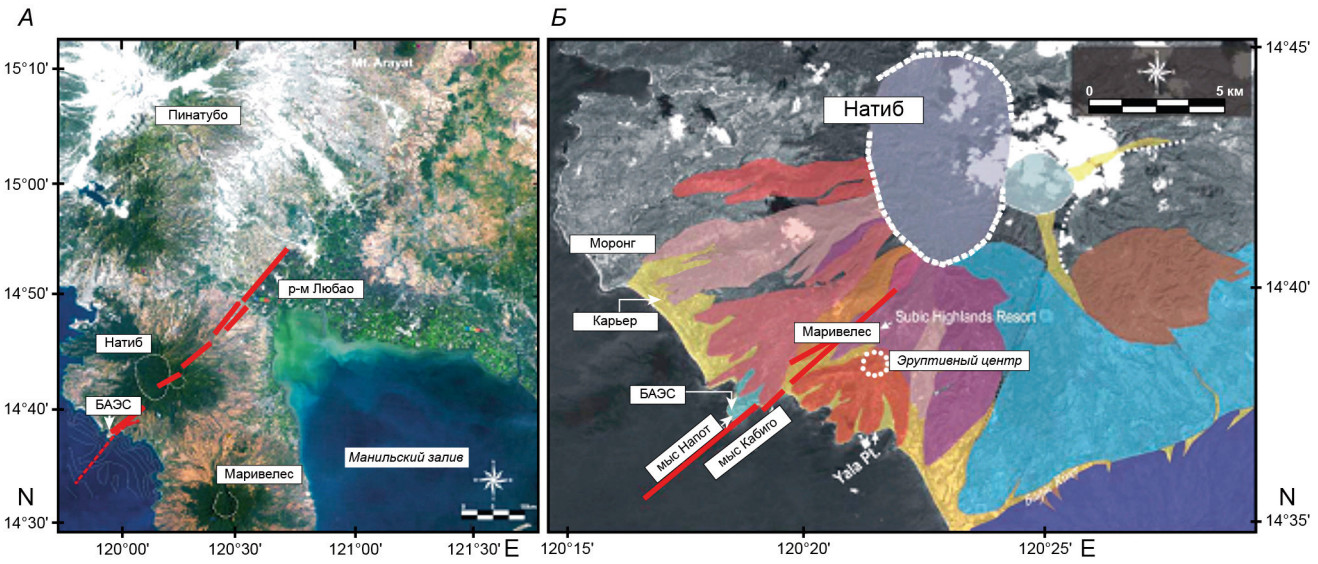


Рис. 6. Возможный активный разлом Любао, пересекающий стратовулкан Натиб [Lagmay, et al., 2012]. *А* — разлом Любао, продолжающийся по простиранию линеаментом в северо-восточном направлении (хорошо видно на спутниковом снимке) и в юго-западном направлении градиентной зоной в акватории (видно на батиметрической карте). Белым пунктиром показаны две кальдеры г. Натиб и кальдера г. Маривелес. *Б* — морфологическая интерпретация района вершины и южных склонов г. Натиб. На мысе Напот расположена Батаанская атомная электростанция (БАЭС)

В статье [Lagmay, et al., 2012] вблизи площадки АЭС обосновано наличие протяженного активного разлома северо-восточного простирания, пересекающего кальдеру вулкана Натиб (рис. 6). Нами была детально изучены поверхность вулканического склона вулкана Натиб и выходы вулканогенно-осадочных образований в береговых абразионных клифах морской террасы вдоль предполагаемого разлома, а также было проведено подводное обследование прибрежной акватории. При этом никаких значительных поверхностных смещений и нарушений в слоистой структуре вулканогенно-осадочных накоплений не было выявлено. В обнажениях присутствуют либо трещины без смещений, либо небольшие сбросовые структуры экзогенного происхождения. На поверхности дна наличия линейного уступа по простиранию разрыва также не установлено. Это, конечно, не исключает наличия зоны повышенной трещиноватости, способной проявиться при тектонических подвижках.

Маривелес — постройка высотой 1388 м с обширной (4 км) кальдерой на вершине, открытой к северу. Диаметр основания вулкано-кальдерного комплекса составляет 22 км. Помимо основной кальдеры вулкан имеет три паразитических конуса в северо-восточной части склонов. В прикальдерной части интервал абсолютного возраста составляет 1,05–0,19 млн лет, что соответствует второй половине эоплейстоцена — середине среднего неоплейстоцена. В южной приморской части вулкана в окрестностях города Маривелес находятся выходы пород андезитового ряда, из которых получены датировки существенно древнее — 4,1–2,8 млн лет, что соответствует верхнему плиоцену. Учитывая геоморфологические данные, отсутствие свежих вулканических форм рельефа, относящихся к голоцену и моложе, проявлений современной вулканической активности вулкан Маривелес не имеет [Defant, et al., 1989; Geological..., 1987].

Наиболее древними образованиями стратовулкана являются миоценовые андезиты и андезидациты, представленные скальными изолированными выходами в основании южного склона. Более широко распространены плиоценовые образования маривеловской вулканической ассоциации. Маривеловская свита (N_2mr) сложена базальтовыми и андезитовыми лавами, туфами, туфобрекчиями, слагающими выходы западных и южных склонов кальдеры. На крутых склонах внутрикальдерной депрессии представлен комплекс жерловых образований.

В раннем неоплейстоцене на северо-северо-восточном склоне вулкана сформировался лавово-пирокластический паразитический вулкан Самат с сохранившимся жерлом и северо-западным выводным лавово-пирокластическим потоком андезитов саматской свиты (Q_Ism).

Максимально вулканическая активность вулкана проявилась во второй половине раннего неоплейстоцена, когда формировалась батаанская вулканическая ассоциация, представленная пирокластическими покровами туфобрекчий, туфов андезитового и базальтового состава батаанской свиты ($Q_{I–II}bt$), широко развитыми практически на всех склонах вулкана, а на вершине отчетливо выражен экструзивный лавово-пирокластический конус.

Завершают разрез вулкана обширные пирокластические покровы обломочных туфобрекчий, пемзы, андезиты средненеоплейстоценовой пантиган-винтанской свиты ($Q_{II}pv$), слагающие относительно пологий юго-восточный склон, а также сохранившиеся экструзивные и жерловые андезиты крутосклонных вершин.

Таблица 2

Возрастная последовательность вулканических комплексов стратовулкана Маривелес

Стадии вулканизма	Возраст	Вулканические ассоциации	Этапы развития вулкана
II	Средний неоплейстоцен	Пантиган-винтанская	В. Экструзивные конусы, пирокластические покровы
	Ранний неоплейстоцен	Батаанская	Б. Жерловый конус, пирокластические покровы А. Экструзивный купол
I	Плиоцен/ранний неоплейстоцен	Саматская	Паразитический вулкан Самат
	Плиоцен	Маривеловская	Кальдерная стадия, лавовые потоки
Докальдерная	Миоцен	Интрузивный комплекс	

Возрастная последовательность формирования вулканических комплексов стратовулкана Маривелес приведена в табл. 2, в соответствии с которой выделяется: I — главная кальдерная стадия с паразитическим вулканом Самат и II — вторая стадия формирования крупного экструзивного купола и конусов, а также пирокластических покровов. В позднем неоплейстоцене и голоцене вулканическая активность не проявлена.

Разновозрастные вулканические толщи в нижней части склонов перекрыты четвертичными прибрежно-морскими, аллювиальными, делювиальными, пролювиальными и лахаровыми накоплениями. Они локализованы вдоль береговой зоны полуострова Батаан, в приустьевых частях речных и крупных овражно-балочных долин, радиально расположенных на склонах вулканов Натиб и Маривелес. Возрастной интервал образований — верхний неоплейстоцен–голоцен.

Обсуждение результатов. На район п-ова Батаан с вулканами Натиб и Маривелес, входящих в систему южного сегмента Лусонской вулканической дуги, составлена детальная геолого-геоморфологическая карта. Натиб и Маривелес представляют собой стратовулканы с многочисленными паразитическими жерлами, которые действовали, как одновременно с главными извержениями, так и самостоятельно. В составе вулканитов преобладают андезиты и андезибазальты [Defant, et al., 1989; Geological..., 1987]. Для активных стратовулкана Пинатубо и вулканической постройки Таал характерен в целом более кислый состав вулканитов (преимущественно андезито-дациты и дацито-риолиты).

Стратовулкан Натиб возник в плиоцене-раннем неоплейстоцене с началом взрывных извержений, приведших к образованию нескольких кальдер. В раннем-среднем неоплйстоцене формировались лавово-пирокластические конусы и потоки в центральной части вулкана, в позднем неоплейстоцене — на западном склоне вулкана. Завершилось формирование стратовулкана образованием кальдеры на восточном склоне вулкана.

В стратовулкане Маривелес имеется миоценовый интрузивный комплекс. Вулкан возник в плиоцене с началом формирования кальдеры в центре вулканической постройки. В плиоцене-раннем неоплейстоцене сформировался паразитический вулкан Самат. В раннем неоплйстоцене формировались экструзивный и жерловый конус и пирокластические покровы. В среднем неоплейстоцене также формировались экструзивные конусы и пирокластические потоки.

Возникнув в конце миоцена, вулканы были активны в течение плиоцена и раннего-позднего неоплейстоцена. Вулкан Маривелес в последний раз извергался в среднем плейстоцене, Натиб — в позднем, а находящийся севернее Натиба стратовулкан Пинатубо активен и в голоцене.

Стратовулканы Натиб и Маривелес, вместе с действующими вулканами Пинатубо и Таал, принадлежат наиболее выступающей к западу Батаанской части Лусонской вулканической дуги. Этот участок Лусонской дуги явно находится под влиянием Филиппинского левого сдвига и оперяющих его разломов.

В цепи указанных стратовулканов потенциально активные Натиб и Маривелес занимают промежуточное положение между активными Пинатубо и Таал, активность которых возможно связана со смещениями по оперяющим разрывам зоны Филиппинского разлома.

Выводы. На основе проведенных геологических и геолого-геоморфологических исследований района Батаанской атомной электростанции впервые создана детальная крупномасштабная (масштаб 1 : 100 000) геологическая карта стратовулканов Натиб и Маривелес Лусонской островной дуги. Получены новые данные о стратиграфии вулканических и вулканогенно-осадочных плиоцен-четвертичных отложений. Рассмотрена история формирования стратовулканов, динамика вулканизма на протяжении плейстоцена–голоцена, геодинамические особенности положения вулканической зоны.

Благодарности. Авторы глубоко признательны рецензентам статьи д.г.-м.н. зав. кафедрой петрологии и вулканологии геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова А.Л. Перчуку и к.г.-м.н. с.н.с. Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Т.Г. Чуриковой за конструктивную критику и редакционную правку статьи.

Финансирование. Исследование выполнено по договору с АО «Институт Оргэнергострой».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апродов В.А. Вулканы мира. М.: Мысль, 1982. 367 с.

Программа глобального вулканизма, 2025. [База данных] Вулканы мира (версия 5.3.2, 30 сентября 2025 г.), распространяется Смитсоновским институтом, составлено Венцке Э. https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW5-2025.5.3

Aurelio M.A., Forbes M.T., Taguibao K.J.L., et al. Middle to Late Cenozoic tectonic events in south and central Palawan (Philippines) and their implications to the evolution of the south-eastern margin of South China Sea: Evidence from onshore structural and offshore seismic data // Mar Pet Geol. 2014. Vol. 58. P. 658–673. https:// doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.12.002

Casulla M.A.A., Mizunaga H., Tanaka T., Dimalanta C.B. Imaging crustal features and Moho depths through enhancements and inversion of gravity data from the Philippine island arc system // Progress in Earth and Planetary Science. 2022. https://doi.org/10.1186/s40645-022-00473-8

Defant M.J., Jacques D., Maury R.C., et al. Geochemistry and tectonic setting of the Luzon arc, Philippines // Geological Society of America Bulletin 1989. Vol. 101, No. 5. P. 663–672.

Delfin F.G.Jr., Villarosa H.G., Layugan D.B., et al. Geothermal exploration of the pre-1991 Mount Pinatubo hydrothermal system // Newhall C.G., Punongbayan S. (eds.) Fire and mud. University of Washington Press, 1996. P. 197–212.

Fan J., Wu S., Spence G. Tomographic evidence for a slab tear induced by fossil ridge subduction at Manila Trench, South China Sea // International Geology Review. 2015. Vol. 57. No. 5–8. P. 998–1013. DOI: 10.1080/00206814.2014.929054

Geological Report on the work in the area of the Bataan nuclear power plant. Philippine Geological Survey, 1987.

Lagmay A.M.F., Rodolfo R., Cabria H., et al. Geological hazards of SW Natib Volcano, site Bataan Nuclear Power Plant, the Philippines// Geological Society. London, Special Publications, 2012. Vol. 361. P. 151–169.

Mitchell A.H.G., Hernandez F., de la Cruz A.P. Cenozoic evolution of the Philippine Archipelago. J. Southeast Asian Earth Sci. 1986. Vol. 1. P. 3–22. https:// doi.org/ 10. 1016/ 0743- 9547(86) 90003-6

Newhall C.G., Daag A.S., Delfin Jr.F.G., et al. Eruptive history of Mount Pinatubo // Fire and mud / Eds. C.G. Newhall, S. Punongbayan. University of Washington Press, 1996. P. 165–195.

Nguyen C.-N., Huang B-S., Lee T.-Y., et al. Slab tearing and lithospheric structures in Luzon island, Philippines: constraints from P- and S-wave local earthquake tomography // Front. Earth Sci. 2023. Vol. 11. P. 1213498. doi: 10.3389/feart.2023.1213498

Pautot G., Rangin C. Subduction of the South China Sea axial ridge belo', Luzon (Philippines) // Earth Planet. Sci. Left. 1989. Vol. 92. P. 57–69.

Rangin C. The Philippine Mobile Belt: a complex plate boundary // J. SE Asian Earth Sci. 1991. Vol. 6. P. 209–220. https://doi.org/10.1016/0743-9547(91)90068-9

Smith W.D. The Geology of Luzon, P.I. // The Journal of Geology. Vol. 21, No. 1 (Jan. — Dec., 1913). P. 29–61.

Stimac J.A., Goff F., Counce D., et al. The crater lake and hydrothermal system of Mount Pinatubo, Philippines: evolution in the decade after eruption // Bull Volcanol. 2004. Vol. 66. P. 149–167.

Yang T.F., Lee T., Chen C.H., et al. A double island arc between Taiwan and Luzon: Consequence of ridge subduction // Tectonophysics. 1996. Vol. 258. P. 85–101.

Yoshida K., Pulido N., Fukuyama E. Unusual stress rotations within the Philippines possibly caused by slip heterogeneity along the Philippine fault // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. Vol. 121. P. 2020–2036.

Yumul G.P., Dimalanta C.B., Maglambayarw V.B., et al. Tectonic setting of a composite terrane: a review of the Philippine island arc system // Geosci J. 2008a. Vol. 12. P. 7–17. https://doi. org/10. 1007/s12303-008-0002-0

Yumul G.P., Dimalanta C.B., Tamayo R.A., et al. Contrasting morphological trends of islands in Central Philippines: speculation on their origin // Island Arc. 2008b. Vol. 9. P. 627–637. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2000.00307.x

Статья поступила в редакцию 13.05.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 551.43:551.89:551.3.051
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-121-131

РЕЛЬЕФ И ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНО-ГОТЛАНДСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

Дмитрий Владимирович Дорохов[1], Григорий Георгиевич Ахманов[2]✉

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия; d_dorohov@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-1226-8429
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhmanov@geol.msu.ru✉, https://orcid.org/0000-0002-8884-2629

Аннотация. В статье приводятся результаты высокоразрешающих геофизических исследований и донного опробования, существенно дополняющие имеющиеся данные о морфологии дна и строении верхней части осадочного чехла. На поверхности дна выявлены реликтовые борозды айсбергового выпахивания (плугмарки), формировавшиеся в приледниковом бассейне около 15–11,7 тыс. лет назад, и отложения смешанного состава (миктиты), свидетельствующие об интенсивном механическом воздействии айсберговых килей на дно. Направление борозд выпахивания с запада на восток соответствует общему дрейфу айсбергов в центральной части Балтийского бассейна. Более детальная модель деградации Балтийского ледяного щита в плейстоцене должна улучшить понимание поведения современных покровных ледников в условиях меняющегося климата.

Ключевые слова: айсберговое выпахивание, Балтийский бассейн, оледенение, миктиты, многолучевое эхолотирование, акустическое профилирование

Для цитирования: *Дорохов Д.В., Ахманов Г.Г.* Рельеф и донные отложения южного склона Восточно-Готландской впадины (Балтийское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 121–131.

RELIEF AND BOTTOM DEPOSITS OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE EAST GOTLAND BASIN (BALTIC SEA)

Dmitry Vladimirovich Dorokhov[1], Grigorii Georgievich Akhmanov[2]✉

[1] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia; d_dorohov@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-1226-8429
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akhmanov@geol.msu.ru✉, https://orcid.org/0000-0002-8884-2629

Abstract. New high-resolution geophysical material and bottom sampling results are discussed, essentially complementing to the previously published data on the seafloor morphology and the characteristics of the upper sedimentary section. On the sea bottom a system of relict grooves of iceberg ploughing (ploughmarks) formed in a periglacial basin about 15–11.7 thousand years ago and deposits of mixed composition indicative for an intense mechanical impact of iceberg keels on the seafloor were mapped. The elongation of the ploughmarks from west to east corresponds to the general drift of icebergs in the central part of the Baltic Basin. New data and a more detailed model of Pleistocene degradation of the Baltic Ice Sheet will improve understanding of a behavior of modern ice sheets under changing climate conditions.

Keywords: iceberg ploughing, Baltic Basin, glaciation, mictites, multi-beam echosounding, acoustic profiling

For citation: Dorokhov D.V., Akhmanov G.G. Relief and bottom deposits of the southern slope of the East Gotland Basin (Baltic Sea). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 121–131. (In Russ.).

Введение. Геологическая среда является летописью климатических событий. Ледниковые формы рельефа и верхнеплейстоценовые отложения представляют из себя прямые источники информации для реконструкции процессов, которые происходили в конце последнего оледенения. В свою очередь, сведения о геологических процессах на стадии деградации ледника, при их обобщении, позволяют с относительно большой детальностью восстановить тренды и скорости климатических изменений.

Позднечетвертичная история и эволюция осадконакопления Балтийского моря, в целом, хорошо изучены [Блажчишин, 1998; Björck, 2008; Andrén, et al., 2011; Rosentau, et al., 2017]. В то же время, большинство современных геолого-геофизических исследований посвящено прибрежному мелководью, а более удаленные районы до сих пор недостаточно охвачены новейшими данными высокой детальности. В юго-восточной части Балтийского моря исключение составляет Гданьско-Готландский порог (рис. 1, *а*), где в 2010–2017 гг. впервые были проведены детальные геолого-геофизические работы [Dorokhov et. al., 2018]. Южная часть Восточно-Готландской впадины (рис. 1) исследовалась в 2025 году, и полученные данные хорошо дополняют исследования на Гданьско-Готландском пороге.

Современный рельеф и четвертичные отложения бассейна Балтийского моря во многом формировались в ходе отступания Скандинавского ледника, начавшегося около 16 тыс. лет назад, под влиянием

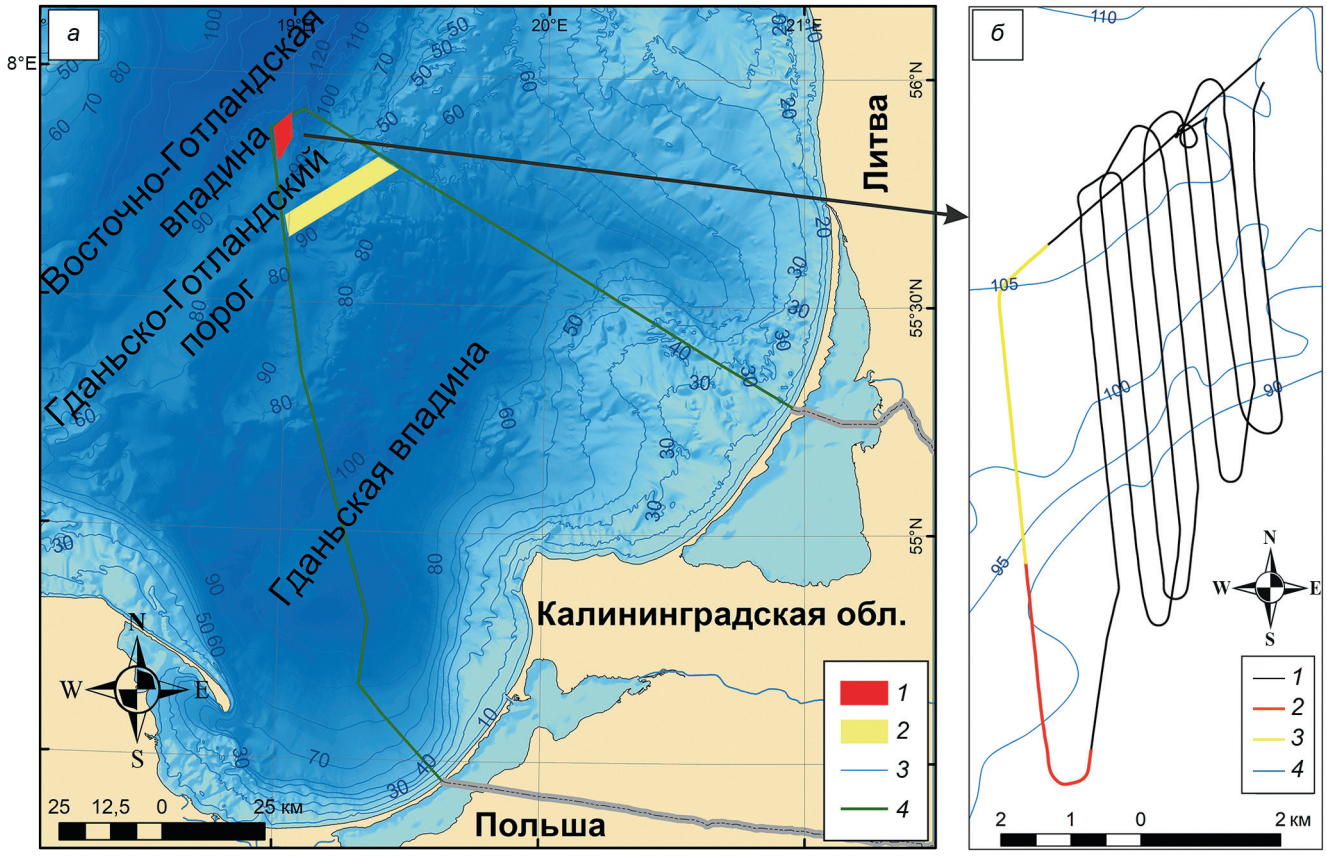


Рис. 1. Положение района исследования в Балтийском море (*а*): *1* — район исследования, *2* — район многолучевой эхолотной съемки предыдущих исследований [Dorokhov, et al., 2018], *3* — изобаты, м [Gelumbauskaite, et al., 1999], *4* — границы российского сектора юго-восточной части Балтийского моря. *б* — схема геоакустических работ в районе исследования: *1* — положение профилей многолучевого эхолотирования и акустического профилирования, *2*, *3* — положение акустических профилей (см. рис. 5, *а, б*), *4* — изобаты, м [Gelumbauskaite, et al., 1999]

двух основных факторов: гляциоизостатического поднятия региона и эвстатического колебания уровня моря. В результате Балтийский бассейн претерпел многократные чередования озерных и морских стадий развития, которые получили свои названия. В период 16–11,7 тыс. лет назад котловина современного Балтийского моря постепенно освобождалась от ледникового панциря. В это время образовалось Балтийское ледниковое озеро (БЛО) с относительным уровнем в юго-восточной части в пределах 23–52 м ниже современного [Uścinowicz, 2006]. Уровень озера был выше, чем уровень моря, из-за наличия барьеров между ними в виде возвышенностей и самого ледника. Дважды из-за осцилляций края ледника открывался Средне-Шведский пролив, и происходил прорыв вод из озера в море. В эти периоды возникало существенное понижение уровня БЛО [Rosentau, et al., 2017]. Первый прорыв произошел около 13 тыс. лет назад в период аллередского потепления, второй — в раннем голоцене, около 11,7 тыс. лет назад, когда отступание Скандинавского ледника окончательно открыло Средне-Шведский пролив. Также через пролив в озеро поступили соленые воды, в Балтике началась относительно короткая стадия (11,7–10,7 тыс. лет назад) Иольдиевого моря (ИМ) [Uścinowicz, 2006]. Гляциоизостатическое поднятие региона привело к закрытию Северо-Шведского пролива около 10,7 тыс. лет назад с образованием бассейна Анцилового озера, которое просуществовало до 9,8 тыс. лет назад. Открытие Датских проливов вновь соединило Балтику с океаном, и североморская вода начала постоянно поступать в Литориновое (9,8–8,5 тыс. лет назад) и пост-Литориновое (8,5 тыс. лет назад до настоящего времени) море [Rosentau, et al., 2017]. Каждая стадия характеризовалась особыми условиями рельефообразования и осадконакопления на различных участках Балтийского бассейна.

Согласно [Литвин и др., 1972; Свиридов, 1975; Sviridov, Emelyanov, 2000; Rudenko, 2002], поверхность рельефа дна Восточно-Готландской впадины отличается четко выраженным ледниково-аккумулятивным мелко-холмисто-грядовым рельефом. Здесь обнажаются или прикрыты тонким слоем современных осадков плейстоценовые моренные отложения, покрывающие практически непрерывным чехлом дочетвертичную поверхность. В работе [Геламбаускайте и др., 1991] участки холмистого рельефа сопоставлены с краевыми (маргинальными) ледниковыми отложениями Пандиверской (Невской) фазы (14,5–13,8 тыс. лет назад) дегляциации, в то время как Свиридов и Емельянов [2000] их

относят к конечной морене Лужской фазы (около 15,7–15,3 тыс. лет назад). По данным [Литвин, 1972], рыхлые современные осадки лишь частично заполняют межгрядовые понижения и только местами облекают холмы и гряды моренного рельефа.

Благодаря проведенной детальной геоакустической съемке в работе [Dorokhov, et al., 2018] определено, что на Гданьско-Готландском пороге рельеф дна не холмисто-грядовый, как представлялось ранее, а ледово-экзарационный, сформированный выпахиванием айсбергами. Данный участок освободился ото льда во время Аллередского потепления около 13 тыс. лет назад [Uścinowicz, 1999]. Плугмарки здесь формировались на стадии БЛО (13,2–11,7 тыс. лет назад), а четвертичные накопления, в основном, представлены миктитами, сложенными глинами, песками, галькой, гравием и являющимися своеобразным продуктом перемешивания разновозрастных приповерхностных ледниковых и ледниково-озерных отложений, осуществляемого килями дрейфующих на мелководье айсбергов.

Последние достижения в области морской геоакустики и всё более широкое применение многолучевых эхолотов позволяют выявить и описать в Балтийском море значительно больше особенностей микрорельефа морского дна, важных для реконструкций палеообстановок осадконакопления, таких, например, как айсберговые борозды (плугмарки). По плугмаркам можно судить о динамике и миграции границ ледников, а также о течениях, контролирующих дрейф айсбергов. Борозды айсбергового выпахивания достаточно хорошо изучены в Арктике и Северной Атлантике [Jakobsson, 2016; Ananyev, et al., 2016; Newton, et al., 2016; Kirkham, et al., 2017; Newton, et al., 2018; Мазнев и др., 2023], Антарктике [Lien, et al., 1998; Christopher, et al., 2017], и даже у п-ова Флорида [Condron, Hill, 2021]. Однако, в Балтийском море реликтовые плугмарки были выявлены относительно недавно. Они впервые описаны в работе [Dorokhov, et al., 2018] для Гданьско-Готландского порога и лишь упоминаются в [Greenwood, et al., 2017] для Ботнического залива. В работе [Karpin, et al., 2021] также охарактеризованы айсберговые борозды северо-восточной части Балтийского моря, в районе островов Сааремаа и Хийумаа. На данный момент это все выполненные исследования, и, в целом, айсберговое выпахивание и его влияние на осадконакопление в Балтийском море довольно слабо изучены.

Целями данной работы стали детальная характеристика обнаруженных следов айсбергового выпахивания, уточнение морфологии дна и строения верхней части осадочного чехла южного склона Восточно-Готландской впадины на основе современных геоакустических данных.

Материалы и методы исследований. Геоакустические исследования на южном склоне Восточно-Готландской впадины проводились в 60-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» 17 апреля 2025 г. Полигон работ выбирался таким образом, чтобы дополнить обследованные ранее районы. Всего было выполнено 12 галсов, 9 из которых с межгалсовым расстоянием 320 м, что позволило получить сплошное покрытие дна батиметрическими данными высокого разрешения. На ходу судна одновременно выполнялись многолучевая эхолотная съемка дна и акустическое профилирование сверхвысокого разрешения.

Многолучевая эхолотная съемка (МЛЭ) выполнялась штатным судовым эхолотом Reason SeaBat T50 Extended Range с максимальным количеством лучей 1024. Центральная частота составляла 220 кГц, а полоса обзора — около 400 м в зависимости от глубины. Позиционирование съемки, синхронизация времени и измерение перемещений судна обеспечивались инерциальной навигационной системой Applanix POS MV V5 OceanMaster. Скорость звука в районе антенн МЛЭ измерялась стационарным датчиком SVP-70, а вертикальный профиль скорости звука измерялся два раза в сутки на океанологических станциях зондом Valeport MiniSVP. Регистрация и обработка данных МЛЭ выполнялась с использованием программного обеспечения PDS-2000. Обработка вертикальных профилей скорости звука проводилась в программном обеспечении Sound Speed Manager.

Акустическое профилирование донных отложений сверхвысокого разрешения выполнялось с использованием штатного судового параметрического профилографа Atlas Parasound P70. Первичная частота составляла 21 кГц, вторичная параметрическая — 4 кГц. Угол диаграммы направленности составлял 4,5°, вертикальное разрешение — 12–16 см, глубина проникновения — до 30 м. Регистрация данных велась в штатном программном обеспечении Teledyne Parastore в формате профилографа *.asd и обменном формате SEG-Y. Обработка данных SEG-Y проводилась в программах RadExPro и Kingdom.

Визуализация *цифровой модели рельефа дна (ЦМР)*, измерение морфометрических характеристик и построение картосхем выполнялось в геоинформационной системе ArcGIS. Для выделения крупных и мелких форм по ЦМР рассчитывались индексы батиметрической позиции (ИБП) в дополнительном модуле ArcGIS — Benthic Terrain Modeler. Расчет преобладающего направления борозд выпахивания проводился на основе анализа растра ИБП мелких форм с использованием инструментов ArcGIS — Reclassify, Raster to Polygon, Polygon To Line, Collapse Dual Lines To Centerline, Linear Directional Mean.

Литологическая картосхема строилась на основе мозаики обратного рассеяния МЛЭ в программе ArcGIS с использованием модуля полуавтоматической классификации растра — Image Classification. Для генерализации полученного результата использовались инструменты ArcGIS — Eliminate Polygon Part, Integrate и Simplify Polygon.

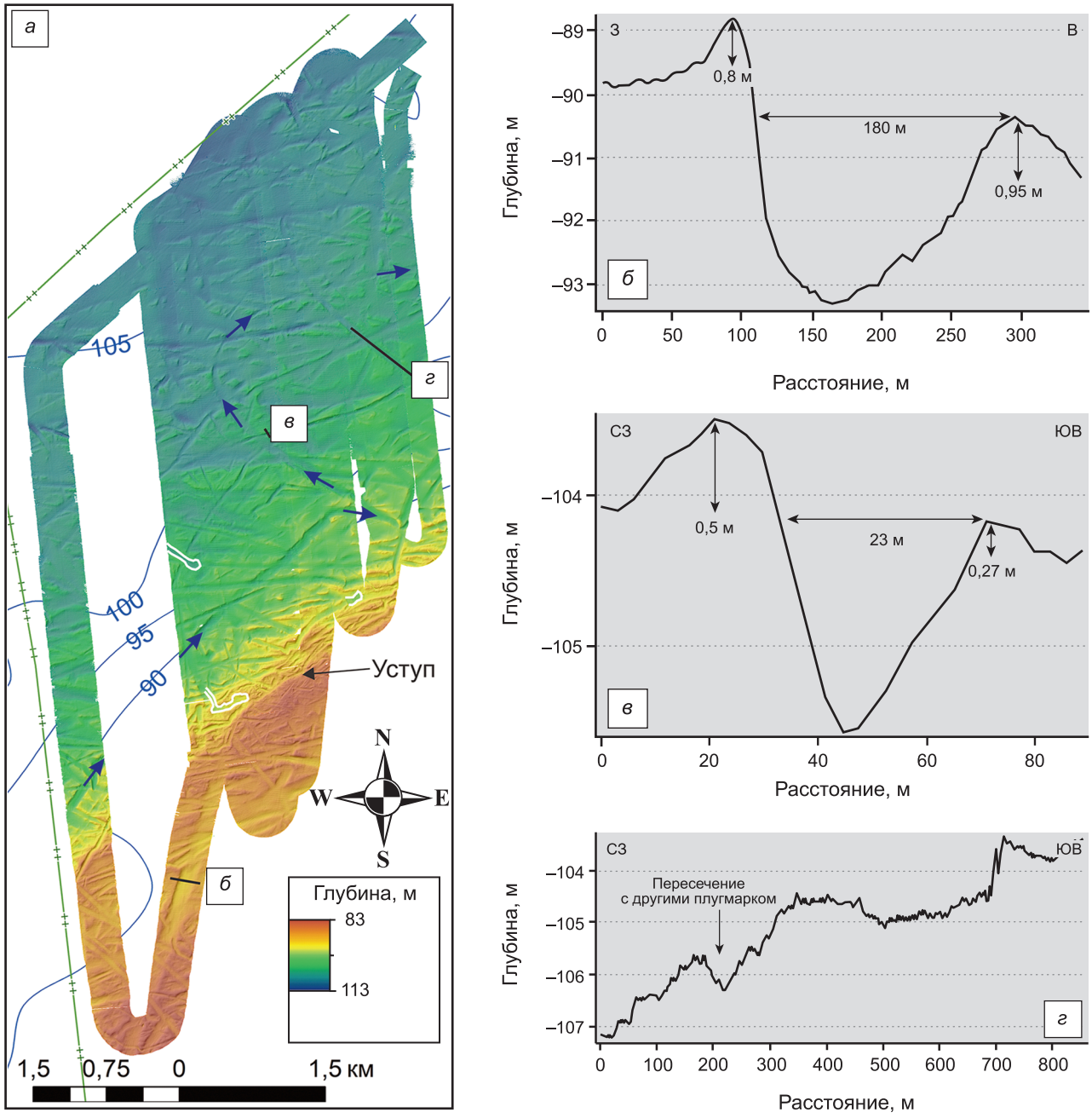


Рис. 2. Цифровая модель рельефа (ЦМР) дна по данным многолучевой эхолотной съемки (*а*) и примеры батиметрических профилей (*б, в, г*). Тонкие синие линии — изобаты, м [Gelumbauskaite, et al., 1999]. Расположение батиметрических профилей указано черными линиями. Белыми контурами показаны места застамушивания айсбергов. Синими стрелками показано сложное направление движения одного из айсбергов

Результаты исследований и их обсуждение. Для участка южного склона Восточно-Готландской впадины (рис. 1) была получена детальная цифровая модель рельефа дна (рис. 2) и мозаика обратного рассеяния (рис. 3, *а*). Были выделены крупные и мелкие формы рельефа (рис. 4), а также рассчитано преобладающее направление борозд айсбергового выпахивания (рис. 4, *б*). На основе мозаики обратного рассеяния МЛЭ и опубликованных в [Dorokhov, et. al., 2018] данных донного пробоотбора была построена литологическая картосхема (рис. 3, *б*).

Морфология борозд айсбергового выпахивания. Измеренные глубины в районе исследования, на южном склоне Восточно-Готландской впадины, составляют 83–113 м. Микрорельеф дна характеризуется наличием протяженных борозд различных размеров и направлений (рис. 2; 4, *б*), которые идентифицированы как реликтовые плугмарки, сформированные на стадии БЛО, по аналогии с описанными [Dorokhov, et al., 2018] для соседнего района. В соответствии с относительной кривой уровня бассейна для юго-восточной части Балтийского моря [Uścinowicz, 2006] глубины в районе исследования на стадии БЛО были от 90 м в периоды трансгрессий до 30 м во время максимальных регрессий при прорыве вод в Средне-Шведском

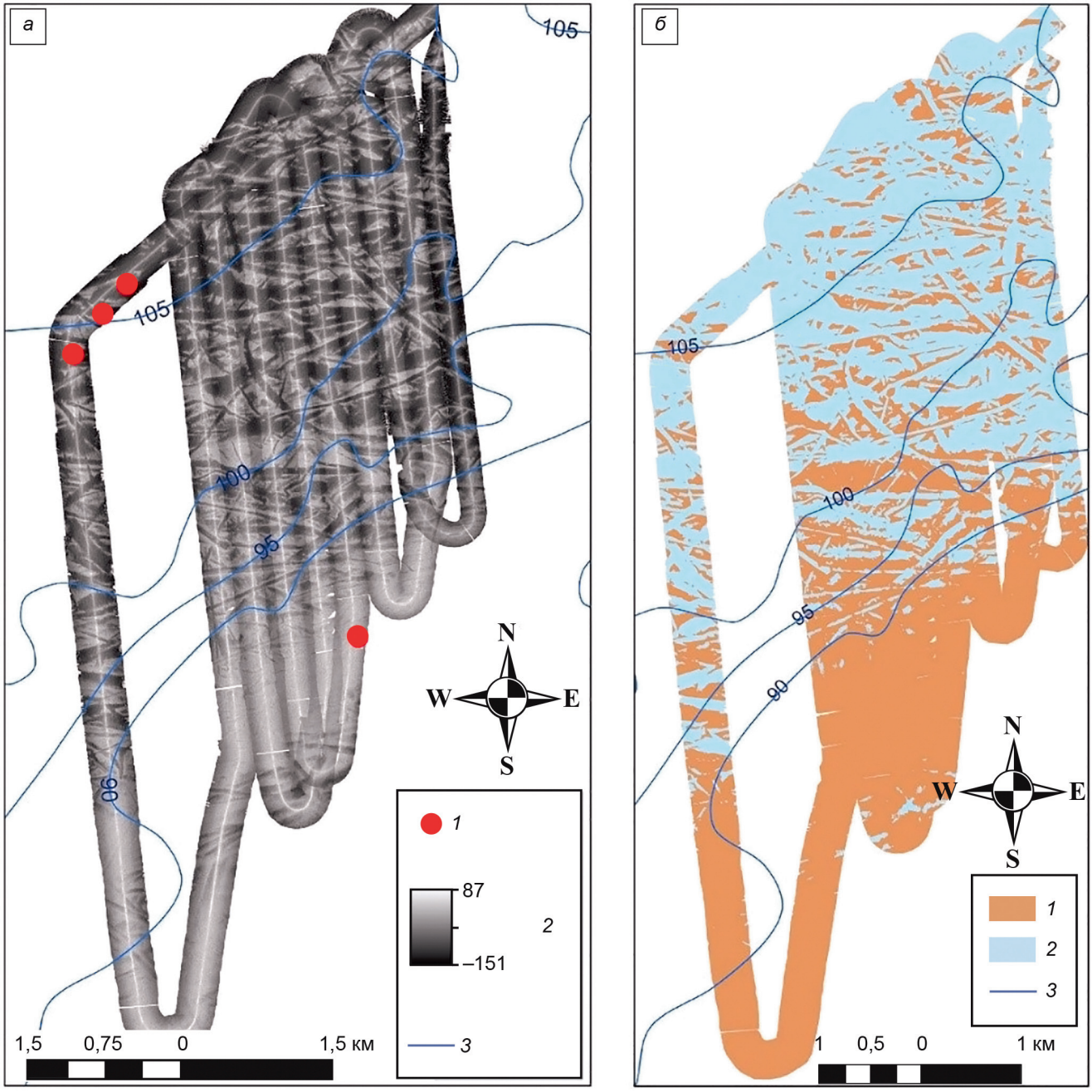


Рис. 3. Мозаика обратного рассеяния акустического сигнала (*а*): *1* — архивные точки отбора донных отложений из [Dorokhov, et al., 2018], *2* — шкала интенсивности обратного рассеяния акустического сигнала, *3* — изобаты, м. Литологическая картосхема (*б*): *1* — миктиты, *2* — алеврито-пелитовые илы; *3* — изобаты, м

проливе, что благоприятствовало интенсивному айсберговому выпахиванию.

Борозды картируются на площади всего участка и распространяются за границы изученного полигона. Ширина борозд варьирует от 10 до 160 м, большинство имеет ширину 60–100 м. Глубина борозд — от нескольких десятков сантиметров до 6 м, большая часть имеет глубину 2–4 м. Большинство борозд на всем своем протяжении характеризуется постоянной шириной и глубиной. Продольный профиль борозд, в основном, ундулирующий, мелко холмистый, с амплитудой колебания глубины около 1 м. В местах пересечения нескольких борозд выпахивания могут фиксироваться перепады глубины в несколько метров (рис. 2, *г*).

Выявлены отдельные борозды, заканчивающиеся вверх по склону овальными расширениями, которые, вероятно, сформировались при посадке айсберга на дно (застамушивании) с последующим его разрушением на отдельные части (рис. 2, *а*). Глубины овальных депрессий соответствует глубинам самих борозд, что свидетельствует о том, что уровень БЛО не падал на момент застамушивания айсбергов. Большинство борозд имеет поперечный U-образный профиль (рис. 2, *б*) за исключением некоторых борозд шириной около 50 м с V-образным

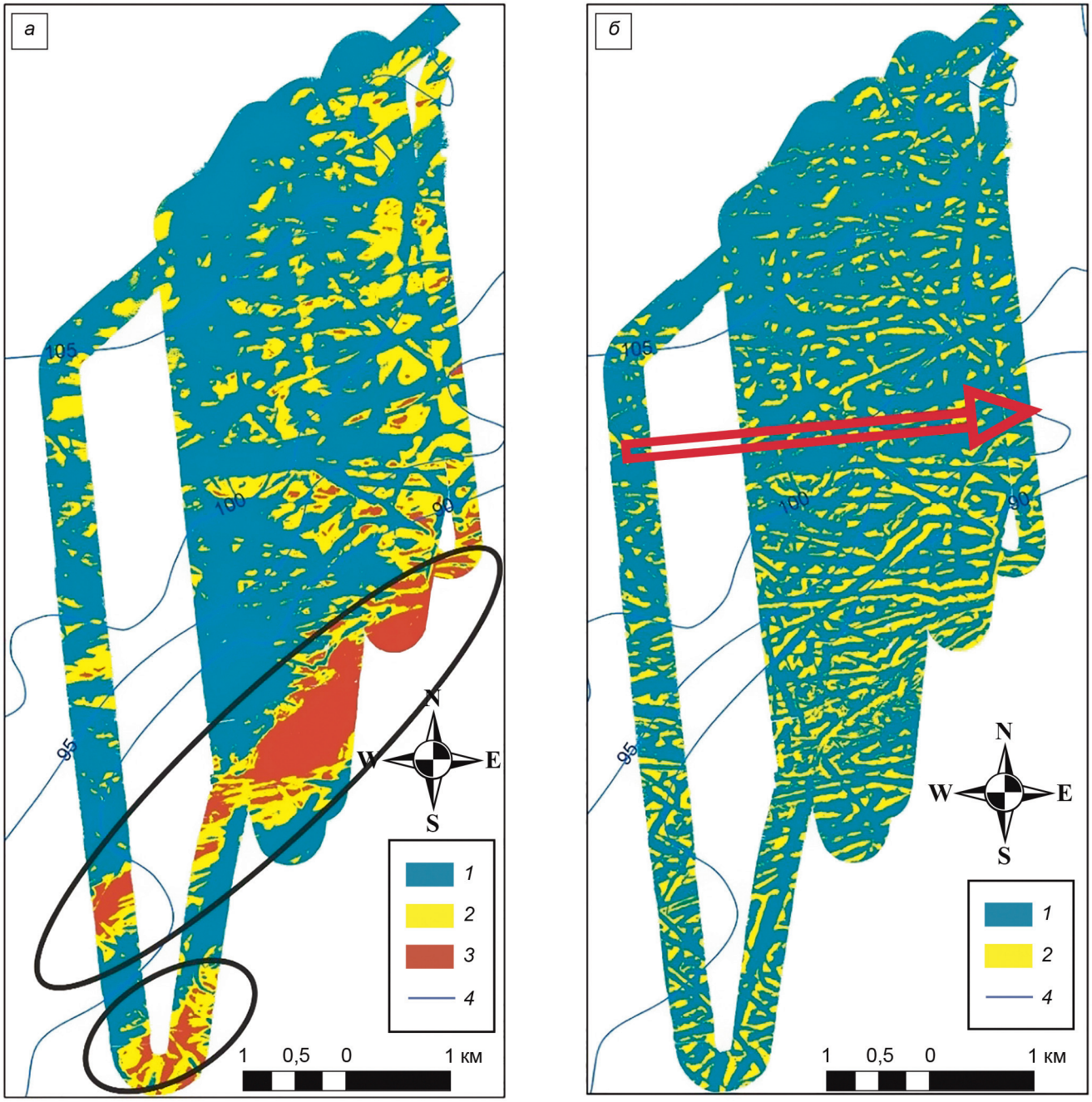


Рис. 4. Формы мезорельефа, выделенные по индексу батиметрической позиции (*а*): *1* — полого-наклонная равнина, *2* — склон, *3* — возвышенность, *4* — изобаты, м; черными эллипсами обозначены зоны распространения куэст. Формы микрорельефа, выделенные по индексу батиметрической позиции (*б*): *1* — локальные депрессии, в основном обусловленные плугмарками, *2* — поверхность дна между плугмарками, *3* — изобаты, м; красной стрелкой указано преобладающее направление плугмарков (азимут 84,5°)

профилем (рис. 2, *в*), образованных остроконечным килем. Вдоль внешних краев борозд отмечаются характерные боковые валы высотой около 0,5–1 м (рис. 2, *б, в*), реже и при пересечении нескольких борозд валы могут достигать высоты 2 м. Такие валы представляют собой отвалы, сформированные айсбергами при выпахивании дна. На акустических профилях они, как правило, не характеризуются внутренними границами, так как сложены перемятыми и перемешанными отложениями, прежде залегавшими на месте сформированной борозды. W-образных плугмарков в исследованном районе не отмечено, все борозды соотносятся с однокилевыми айсбергами.

Преимущественная ориентировка борозд указывает на дрейф айсбергов в Восточно-Готландской впадине с запада (движение на азимут 84,5°, рис. 4, *б*). На Гданьско-Готландском пороге было выявлено такое же основное направление дрейфа и приведена схема расположения края деградирующего ледника и предполагаемые пути движения айсбергов [Dorokhov, et al., 2018; Дорохов и др., 2019]. Это свидетельствует о преобладании на всей акватории центральной части Балтийского моря

поверхностных течений и ветров западного направления, как минимум, в эпоху, когда сформировались сохранившиеся до настоящего времени плугмарки. Существенно менее распространены борозды северных, северо-западных и юго-западных направлений, отмечающие относительно кратковременные изменения режима поверхностных течений, обусловленные, вероятно, климатическим фактором. Некоторые борозды существенно криволинейны в плане и могут неоднократно менять направление своего простирания. Например, в центральной части изученного полигона две борозды по дуге меняют направление с юго-востока на северо-запад (рис. 2, *а*). Причем борозда, находящаяся южнее, начинается за пределами юго-западного края полигона, протягивается на северо-восток вдоль склона, затем резко меняет направление на восток и упирается в склон, где садится на мель с образованием обваловки по периметру локальной ямы внедрения киля в дно. После айсберг сошел с места посадки на склоне и продолжил движение в северо-западном направлении, а затем по дуге повернул на восток (рис. 2, *а*). Такое сложное направление дрейфа указывает о возможных колебаниях ветрового режима и направлений поверхностных течений в короткий период на фоне более устойчивых западных ветров и течений. Также траектория подтверждает выдвинутое предположение о движении айсбергов с запада на восток, а не наоборот, поскольку ямы застамушивания являются маркером конечной точки их движения.

Мезорельеф в районе исследования по большей части представлен равниной с перепадом глубин 95–113 м, оконтуренной с юго-востока выраженной подводной возвышенностью на глубинах 83–95 м. Равнина полого наклонена на северо-запад (уклон около 0,17°) в направлении центральной части Восточно-Готландской впадины (рис. 2, *а*; 4, *а*).

Подводная возвышенность в южной части полигона (рис. 2, *а*; 4, *а*) состоит из ассиметричных гряд, простирающихся с юго-запада на северо-восток. Северо-западные склоны гряд — крутые, с максимальной высотой уступа до 8 м. Противоположные, юго-восточные, склоны гряд относительно пологие (рис. 2, *д*; 4, *а*). Как можно отметить на данных акустического профилирования (рис. 5), такой куэстовый рельеф подводной возвышенности определяется коренными (дочетвертичными) породами, которые здесь залегают моноклинально и, согласно [Амантов, Амантова, 2010], представлены верхнедевонскими пластами песчаников, мергелей, известняков, алевролитов с прослоями песчаников и доломитов с прослоями мергелей. Переслаивание пород разного состава отражено в строении нижнего сейсмокомплекса (ССК-3). Субпараллельные косонаклонные рефлекторы разной амплитуды и толщины утыкаются в эрозионную поверхность его кровли.

В относительно мелководной, юго-западной, части района исследования, на глубинах 83–90 м, на акустических профилях в дочетвертичных отложениях наблюдается более тонкая слоистость и увеличение глубины проникновения акустического сигнала (рис. 5). Возможно, разрез самой верхней части подводной возвышенности сложен мергелями и песчаниками, тогда как ниже по склону под дочетвертичную поверхность выходят более массивные и плотные известняки и доломиты. Вероятно, повышенная прочность этих пород по сравнению с другими породами, слагающими разрез, и определила избирательную эрозию и формирование останцово-куэстового рельефа. Также отмечается, что даже за пределами района куэстовых уступов на отдельных участках дочетвертичная поверхность весьма неровная, вероятно, как следствие гляциотектонических процессов на ранних этапах оледенения.

Описанная подводная возвышенность оказывала большое влияние на движение айсбергов в приледниковом водоеме. В районе уступа большинство плугмарков либо меняет направление простирания, разворачиваясь вдоль склона, либо заканчивается широкой депрессией, образованной в результате застамушивания и последующего разрушения айсберга (рис. 2, *а*).

Четвертичные отложения распространены на всей площади изученного полигона. Исключение составляют участки уступа, где местами верхнедевонские отложения выходят на поверхность дна. На сейсмоакустических профилях в четвертичных отложениях выделяются два сейсмостратиграфических комплекса (ССК): верхний ССК-1 и нижний ССК-2. Отложения ССК-2 широко распространены и характеризуются хаотичной волновой картиной с фрагментарными проявлениями высокоамплитудных рефлекторов внутри комплекса. Внутренние рефлекторы невыдержаны по простиранию, прерывистые, часто волнистые, изогнутые, непараллельны кровле и подошве сейсмокомплекса (рис. 5). Высокая амплитуда характеризует значительное изменение акустического импеданса, что, вероятно, обусловлено локальным увеличением количества песка, гравия и/или валунов в составе отложений. Кровля ССК-2 представлена высокоамплитудным рефлектором, значительно изрезана, часто зубчатой формы и на большей части района исследования совпадает с поверхностью дна. Такой тип записи обычно характерен для ледниковых накоплений. Согласно [Геламбаускайте и др.,1991; Свиридов, Емельянов, 2000], ССК-2 представлен материалом конечной морены. Однако, на основании интерпретации новейших данных детальных геофизических съемок и ранее опубликованных [Dorokhov, et al., 2018] данных донного пробоотбора нами установлено, что эти отложения имеют более сложный генезис. Им характерно мозаичное распределение по площади, в целом чрезвычайно плохая сортировка и крайняя невыдержанность, изменчивость отложений по латерали. В их составе в разных и сильно варьирующих соотношениях присутсвуют пелитовая, алевритовая, песчаная и гравийные фракции, существенная доля

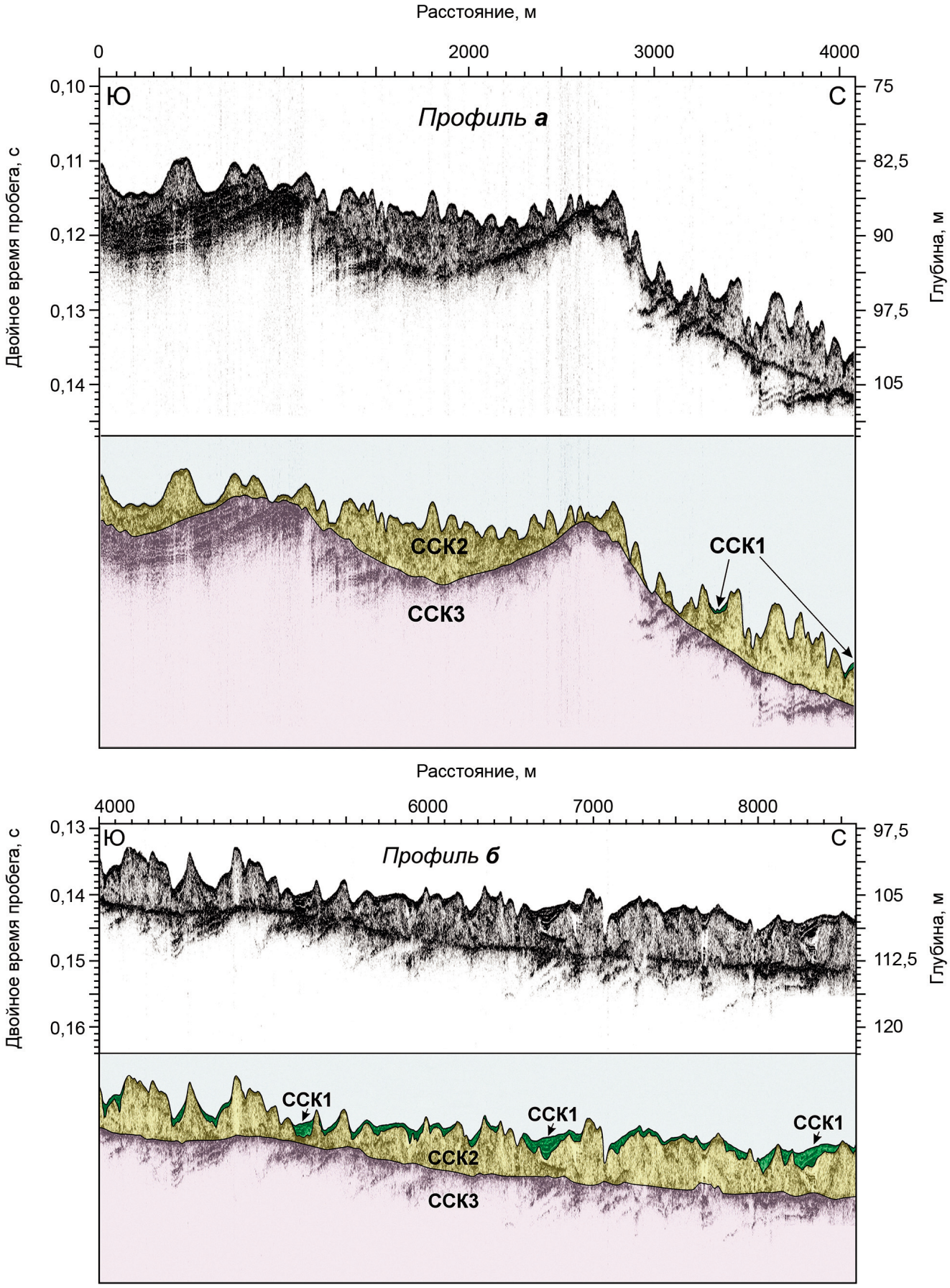


Рис. 5. Пример акустических профилей с интерпретацией. Расположение профилей см. рис. 1

гальки и валунов, поэтому целесообразно относить их к миктитам, согласно [Методическое..., 2009]. Они сформированы уже после отступания Скандинавского ледника (около 15 тыс. лет назад) в результате интенсивного приповерхностного перемешивания различных отложений самой верхней части разреза — моренных накоплений, материала айсбергового разноса и осадков Балтийского ледникового озера. Такое перемешивание с формированием, по сути, нового типа донных отложений обеспечивалось широким распространением крупных айсбергов, пропахивавших дно в условиях небольших глубин, ограниченного размера и закрытости водоема. Активное айсберговое воздействие на дно в юго-восточной части Балтийского моря происходило на стадиях Балтийского ледникового озера на протяжении около 3,3 тыс. лет (15–11,7 тыс. лет назад) [Uścinowicz, 2006]. В результате такого воздействия на Гданьско-Готландском пороге [Dorokhov, et al., 2018] и на южном склоне Восточно-Готландской впадины, как установило данное исследование, в верхней части разреза почти отсутствуют моренные отложения. Первичные ледниковые образования были существенно переработаны последующей айсберговой экзарацией в отложения смешанного генезиса, представленные миктитами (глина, пески, галька, гравий).

Отложения ССК-1 частично или полностью выполняют борозды айсбергового выпахивания. Комплекс представлен высокоамплитудными рефлекторами, облекающими или параллельно налегающими на кровлю ССК-2 (рис. 5). Донные илы представлены алевро-пелитами от серо-зеленого до темно-серого цвета с запахом сероводорода [Dorokhov, et al., 2018]. Мощность осадков, в основном, составляет от нескольких сантиметров до 1 м, а на наиболее глубоких участках — до 4,5 м. Осадки формировались на стадиях Литоринового и пост-Литоринового моря (9,8 тыс. лет назад до настоящего времени), а малая мощность отложений обусловлена значительным удалением района исследования от источников поступления терригенного материала, а также, вероятно, относительно высокими скоростями придонных течений на трассе перетока трансформированных Североморских вод между Гданьской и Готландской впадинами.

Таким образом, приповерхностные отложения в районе исследования представлены миктитами и алевро-пелитовыми илами, частично заполняющими борозды айсбергового выпахивания. На мозаике обратного рассеяния (рис. 3, *а*) миктитам соответствуют светлые области из-за интенсивного рассеяния акустического сигнала от поверхности, а илам соответствуют темные зоны, что связано с высоким коэффициентом поглощения акустического сигнала. На литологической картосхеме (рис. 3, *б*) можно отметить, что почти ровно на половине площади изученного полигона дно сложено миктитами, а на второй половине распространены алеврито-пелитовые илы. Только участку с глубинами менее 98 м в южной части района исследования характерно почти полное отсутствие алевро-пелитов. Здесь, вероятно, затоковые воды наиболее интенсивно воздействуют на дно, и современные морские осадки не накапливаются (рис. 3, *б*). При сопоставлении мозаики обратного рассеяния (рис. 3, *а*) и данных сейсмоакустического профилирования (рис. 5) отмечается, что для многих участков, где на мозаике четко определяются темные области алевро-пелитовых илов, на соответствующих сейсмоакустических профилях выделить ССК-1 не представляется возможным. Это указывает на алевро-пелитовый приповерхностный чехол весьма малой мощности, вероятно, не более нескольких сантиметров. Такой мощности илов достаточно для интенсивного поглощения акустического сигнала МЛЭ, но недостаточно для отображения на сейсмоакустических записях из-за низкой частоты сигнала профилографа и, соответственно, его относительно низкого вертикального разрешения.

Заключение. Многолучевая эхолотная съемка высокого разрешения позволила установить, что мелко расчлененный рельеф южного склона Восточно-Готландской впадины формируется протяженными бороздами айсбергового выпахивания (плугмарками).

Данные высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования, сопоставленные с опубликованными данными донного опробования, указывают на то, что борозды врезаны в плотные ледниково-озерные отложениях верхнего неоплейстоцена — миктиты сложного состава, сформированные интенсивной айсберговой экзарацией и перемешиванием моренных и более поздних накоплений. Вероятное время образования плугмарков — период быстрого отступания Скандинавского ледника, примерно 15–11,7 тыс. лет назад, на стадии Балтийского ледникового озера.

Борозды айсбергового выпахивания частично или полностью выполнены маломощным слоем морских алевро-пелитовых илов. На больших глубинах моря алевро-пелитовые илы распространены плащеобразно, плугмарки полностью засыпаны и погребены под ними. Участок, где современные илы отсутствуют, вероятно, маркирует зону усиления затоковых придонных течений в литориновую и пост-литориновую стадии (9,8 тыс. лет назад до настоящего времени).

Основное направление плугмарков с запада на восток полностью соответствует направлению изученных ранее борозд на Гданьско-Готландском пороге, что свидетельствует о едином направлении дрейфа в центральной Балтике в момент их формирования.

В рельефе дна выявлена ассиметричная подводная возвышенность с крутым уступом высотой до 8 м. Ее морфология определена погребенной под маломощными четвертичными отложениями куэстой моноклинально залегающих верхнедевонских

слоев. Склон возвышенности и уступ оказывали влияние на движение айсбергов.

Появление данных современных высоко детальных геолого-геофизических исследований будет способствовать разработке более качественных и обоснованных моделей деградации ледяного щита в Балтийском регионе, что, в свою очередь, важно для понимания поведения современных ледниковых покровов в условиях меняющегося климата.

Финансирование. Финансирование работ, выполненных Д.В. Дороховым, получено в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025). Финансирование работ, выполненных Г.Г. Ахмановым, получено по теме работ Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Экспедиционные работы выполнены с использованием оборудования НИС «Академик Борис Петров» в составе ЦКП «Научный флот ИО РАН», https://rv.ocean.ru/flot/abf/nis-akademik-boris-petrov.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амантов А.В., Амантова М.Г. Геологическая карта дочетвертичных образований // Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. С. 51.

Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.

Гелумбаускайте Ж.А., Литвин В.М., Мальков Б.И. и др. Геоморфология // Геология и геомофология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1 : 500 000. М-во геол. СССР, Литовский геологический институт / Под ред. А.А. Григялиса. Л.: Недра, 1991. 420 с.

Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Ткачева Е.С. Реликтовые плугмарки на дне Балтийского моря (морфологические особенности и история формирования) // Труды VII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)» Т. II (IV): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2019. С. 102–105.

Литвин В.М., Сагалевич А.М., Свиридов Н.И., Шехватов Б.В. Результаты непрерывного сейсмопрофилирования в Балтийском море // Океанология. 1972. Т. 12, вып. 6. С. 1037–1043.

Мазнев С.В., Кокин О.В., Архипов В.В., Баранская А.В. Современные и реликтовые следы айсберговой экзарации дна Баренцева и Карского морей // Океанология. 2023. Т. 63, № 1. С. 95–107. doi: 10.31857/S0030157423010112

Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 288 с. + графич. прил. 49 л.

Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. 173 с.

Свиридов Н.И. Строение и мощность четвертичных отложений Балтийского моря по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Океанология. 1975. Т. 15, вып. 3. С. 498–502.

Ananyev R., Dmitrevskiy N., Jakobsson M., et al. Sea-ice ploughmarks in the eastern Laptev Sea, East Siberian Arctic shelf / Eds. J.A. Dowdeswell, M. Canals, M. Jakobsson, B.J. Todd, E.K. Dowdeswell, K.A. Hogan. Atlas of submarine glacial landforms: modern, quaternary and ancient. Geol. Soc. Lond. Mem. 2016. Vol. 46. P. 301–302.

Andrén T., Björck S., Andrén E., et al. The development of the Baltic Sea basin during the last 130 ka / Eds. J. Harff, S. Björck, P. Hoth. The Baltic Sea Basin. Berlin: Springer, 2011. P. 75–97.

Björck S. The late Quaternary development of the Baltic Sea basin // The BACC Author Team (eds.). Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Berlin: Springer, 2008. P. 398–407.

Christopher S. Brown, Andrew M.W. Newton, Mads Huuse, Francis Buckley Iceberg scours, pits, and pockmarks in the North Falkland Basin // Marine Geology. Vol. 386. 2017. P. 140–152.

Condron A., Hill J.C. Timing of iceberg scours and massive ice-rafting events in the subtropical North Atlantic // Nat. Commun. 2021. Vol. 12. P. 3668.

Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea) // Geo-Marine Letters. 2018. Vol. 38 (1). P. 83–94.

Gelumbauskaite L.Z., Grigelis A., Cato I., et al. Bottom topography and sediment maps of the central Baltic Sea. Scale 1 : 500,000. A short description // LGT Series of Marine Geological Maps. 1999. No. 1. SGU Series of Geological Maps Ba No. 54. Vilnius, Uppsala.

Greenwood S.L., Clason C.C., Nyberg J., et al. The Bothnian Sea ice stream: early Holocene retreat dynamics of the south-central Fennoscandian Ice Sheet // Boreas. 2017. Vol. 46. P. 346–362.

Jakobsson M. Submarine glacial landform distribution in the central Arctic Ocean shelf–slope–basin system / Eds. Dowdeswell J.A., M. Canals, M. Jakobsson, B.J. Todd, E.K. Dowdeswell, K.A. Hogan. Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geol. Soc. Lond. Memoirs. 2016. Vol. 46. P. 469–476.

Kirkham J.D., Rosser N.J., Wainwright J., et al. Drift-dependent changes in iceberg size-frequency distributions // Sci. Rep. 2017. Vol. 7. P. 1599.

Lien R., Solheim A., Elverhøi A., Rokoengen K. Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddell Sea shelf, Antarctica /// Polar Research. 1989. Vol. 7(1). P. 43–57.

Newton A.M.W., Huuse M., Brocklehurst S.H. A persistent Norwegian Atlantic Current through the Pleistocene glacials // Geophysical Research Letters. 2018. Vol. 45. 5599–5608.

Newton A., Huuse M., Brocklehurst S. Buried iceberg scours reveal reduced North Atlantic Current during the stage 12 deglacial // Nat. Commun. 2016. Vol. 7. P. 10927.

Rosentau A., Bennike O., Uścinowicz Sz., Miotk-Szpiganowicz G. The Baltic Sea Basin / Eds. N.C. Flemming, J. Harff, D. Moura, A. Burgess and G.N. Bailey. Submerged Landscapes of the European Continental Shelf. 2017. P. 103–133. https://doi.org/10.1002/9781118927823.ch5

Rudenko M.V. Relief of the Gdansk Basin // Geology of the Gdansk basin / Ed. Emelyanov. Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. P. 26–31.

Sviridov N.I., Emelyanov E.M. Lithofacial complexes of quaternary deposits in the Central and Southeastern Baltic Sea // Lithol. Miner. Resour. 2000. Vol. 35(3). P. 211–231.

Uścinowicz Sz. Southern Baltic area during the last deglaciation // Geological Quarterly. 1999. Vol. 43(2). P. 137–148.

Uścinowicz Sz. A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea // Quaternary International. 2006. № 145–146. P. 86–105.

Karpin V., Heinsalu A., Virtasalo J. Late Pleistocene iceberg scouring in the north-eastern Baltic Sea, west of Estonia // Marine Geology. 2021. Vol. 438. P. 106537.

Статья поступила в редакцию 11.10.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 551.762, 550.384
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-132-146

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ: РАЗРЕЗЫ ПОЧИНКИ И ДУБРОВСКОЕ

Любовь Александровна Ладыгина[1]✉, Анна Михайловна Фетисова[2]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН; Геологический институт РАН, Москва, Россия; ladurfin@gmail.com✉, https://orcid.org/0009-0006-6122-3373
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; anna-fetis@ya.ru, https://orcid.org/0000-0002-1851-9068

Аннотация. Приведены результаты палеомагнитных и петромагнитных исследований двух верхнеюрских осадочных разрезов Русской плиты: Починки (Нижегородская область) и Дубровское (республика Мордовия). Породы изученных разрезов демонстрируют палеомагнитную запись хорошего качества, что позволило провести компонентный анализ и вычислить средние палеомагнитные направления характеристической компоненты намагниченности. Результаты компонентного анализа, петромагнитных исследований и микроскопического изучения пород свидетельствуют о вторичной природе характеристической компоненты намагниченности, связанную с замещением фрамбоидного пирита магнетитом на этапе позднего диагенеза, что исключает возможность построения колонки магнитной полярности изученных разрезов.

Ключевые слова: юрская система, Русская плита, петромагнетизм, метахронное перемагничивание, фрамбоидный пирит

Для цитирования: *Ладыгина Л.А., Фетисова А.М.* Палеомагнетизм верхнеюрских пород центральной части Русской плиты: разрезы Починки и Дубровское // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 132–146.

PALEOMAGNETISM OF UPPER JURASSIC ROCKS OF THE CENTRAL PART OF THE RUSSIAN PLATE: POCHINKI AND DUBROVSKOYE SECTIONS

Liubov A. Ladygina[1]✉, Anna M. Fetisova[2]

[1] Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; ladurfin@gmail.com✉
[2] Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia; anna-fetis@ya.ru

Abstract. The article presents the results of paleomagnetic and petromagnetic studies of two Upper Jurassic sedimentary sections of the Russian Plate: Pochinki (Nizhny Novgorod Region) and Dubrovskoye (Republic of Mordovia). The rocks of the studied sections demonstrate a good quality paleomagnetic record, which made it possible to carry out a component analysis and calculate the average paleomagnetic directions of the characteristic component of magnetization. The results of the component analysis, petromagnetic researches and microscopic study of the rocks confirm the secondary nature of the characteristic component of magnetization associated with the replacement of framboid pyrite by magnetite at the stage of late diagenesis, which excludes the possibility of constructing a column of magnetic polarity of the studied sections.

Keywords: Jurassic system, Russian Plate, petromagnetism, metachronous magnetization reversal, framboid pyrite

For citation: Ladygina L.A., Fetisova A.M. Paleomagnetism of the Upper Jurassic rocks of the central part of the Russian Plate: Pochinki and Dubrovskoye sections. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 132–146. (In Russ.).

Введение. Магнитостратиграфические исследования юрских отложений европейской части России представляют особый интерес в связи с проблемой надежной корреляции тетических (низкоширотных) и бореальных (средне- и высокоширотных) разрезов этого возраста. Применение биостратиграфического метода для решения задач межрегиональной корреляции в этом стратиграфическом интервале во многих случаях затруднено из-за высокой степени провинциализма фаун и, соответственно, ограниченного географического распространения руководящих форм. В этой связи весьма перспективным видится использование магнитостратиграфического метода, который является независимым инструментом корреляции осадочных толщ, принадлежащих разным палеобиогеографическим областям. Наличие детально разработанной шкалы магнитной полярности для юрского времени [Gradstein, et al., 2020] определяет принципиальную возможность корреляции с ней колонок магнитной полярности, полученных для конкретных разрезов.

Сведения о палеомагнетизме юрских отложений Русской плиты фрагментарны, они изучены в Нижнем и Среднем Поволжье и сопредельных районах [Гужиков, 2004; Гужиков и др., 1999, 2010; Дзюба и др., 2017; Маникин и др., 2020; Молостовский, Еремин, 2008; Молостовский и др., 2004; Пименов, 2008; Пименов и др., 2009; Рогов и др., 2009; Kiselev,

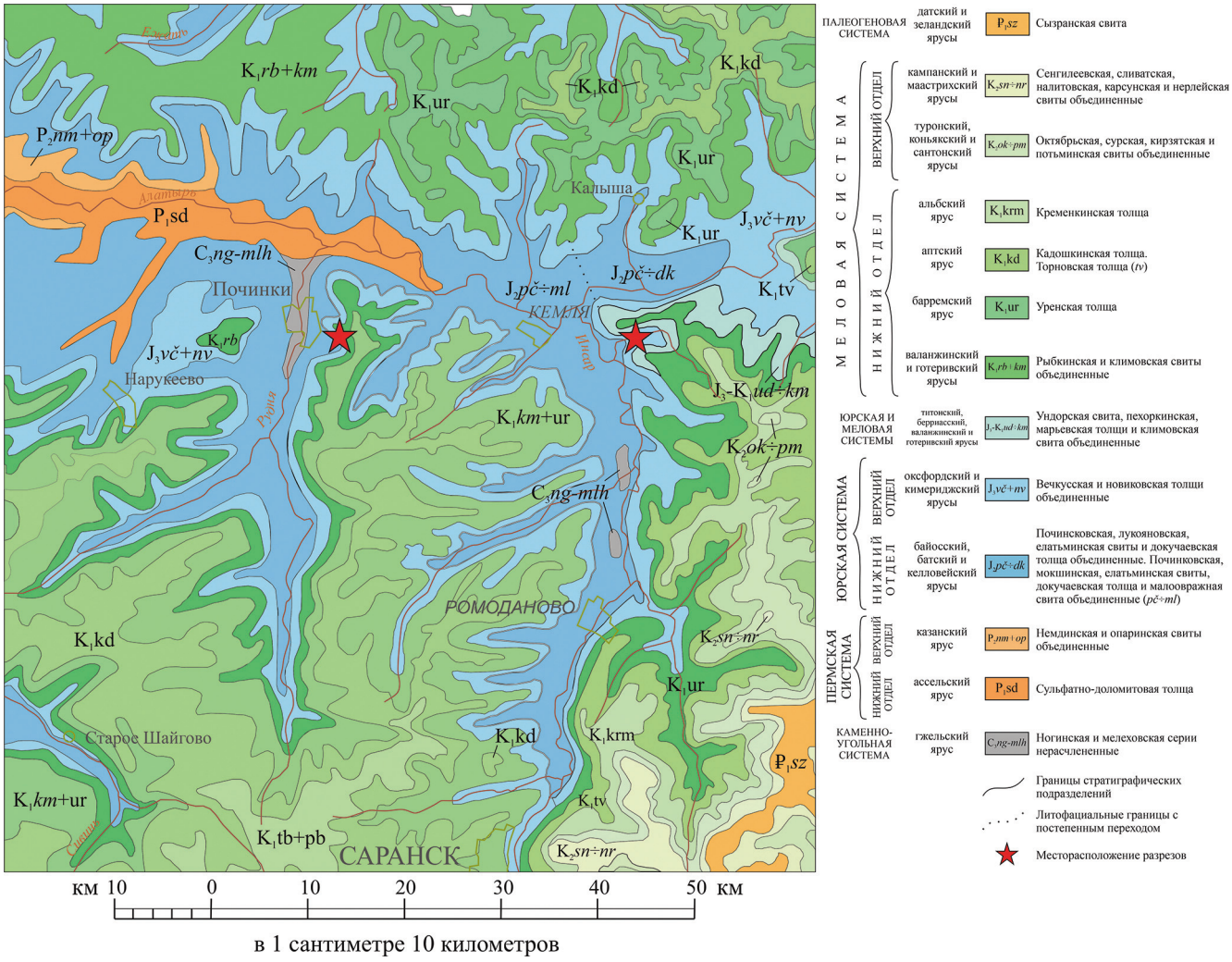


Рис. 1. Месторасположение разрезов на фрагменте геологической карты центральной части Восточно-Европейской платформы по [Государственная..., 2018] с упрощениями топографической основы

et al., 2013]. Важно отметить, что в перечисленных публикациях данные о магнитной полярности пород юрского возраста нередко получены по образцам керна скважин, что отрицательно сказывается на надежности магнитостратиграфических исследований. Практически неизученными остаются юрские разрезы северных (республика Коми) и центральных (Московская, Владимирская, Костромская области) регионов России. Таким образом, палеомагнитные исследования новых разрезов юрских осадочных толщ Русской плиты Восточно-Европейской платформы, выполненные на современном методическом уровне, являются актуальными и позволят существенно продвинуться в решении проблемы бореально-тетической корреляции и уточнению соответствующего интервала Общей магнитостратиграфической шкалы.

Для получения новых палеомагнитных данных по верхнеюрскому интервалу центральной части Русской плиты нами были исследованы два разреза. Разрез Дубровское (республика Мордовия) был обнаружен А.П. Ипполитовым (ГИН РАН) в 2018 г. [А.П. Ипполитов, устное сообщение]; разрез Починки (Нижегородская область) впервые упомянут в работе [Мёллер, 1975]. Комплексное исследование указанных разрезов с целью уточнения строения вечкусской свиты в типовой местности было проведено под руководством М.А. Рогова (ГИН РАН). Подробное описание обоих разрезов, а также предварительные результаты их биостратиграфического расчленения и сведения о распространении в них головоногих и двустворчатых моллюсков недавно были опубликованы в работе [Рогов и др., 2025]; в настоящем исследовании мы придерживаемся схемы расчленения разрезов, приводимой в указанной выше статье.

Для надежного использования результатов магнитостратиграфических исследований необходимым условием является обоснование возраста компонент естественной остаточной намагниченности (ЕОН). В данной работе представлены результаты палео- и петромагнитных исследований верхнеюрских пород морского генезиса, имеющих оксфорд-кимериджский возраст, а также приводятся сведения о времени возникновения и природе характеристической компоненты намагниченности.

Объекты исследований. Разрез Починки (54,688540°N, 44,893221°E) расположен на правом

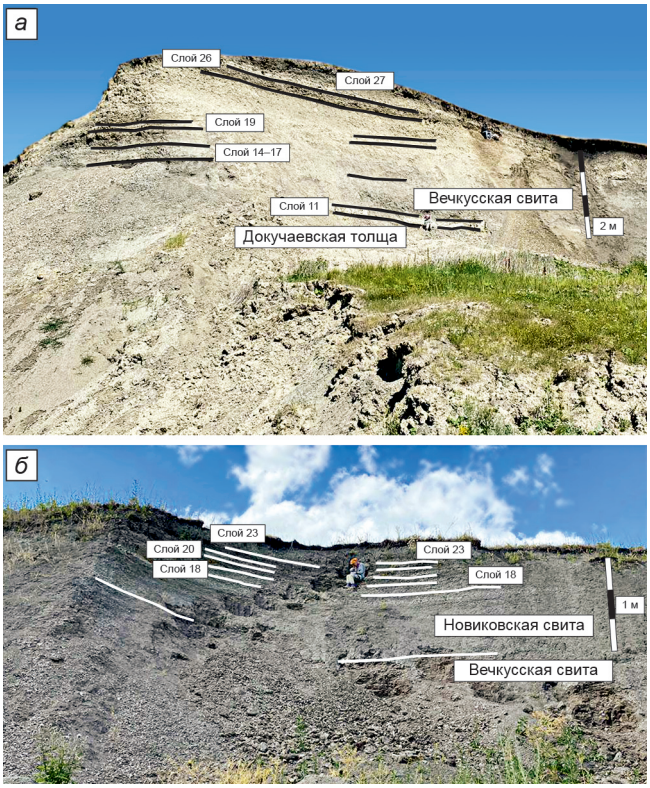


Рис. 2. Фотографии разрезов Починки (*а*) и Дубровское (*б*)

берегу реки Помаладка в 2,3 км к юго-востоку от села Починки Нижегородской области (рис. 1; 2, *а*). Многочисленные находки аммонитов дают возможность надежно обосновать возраст изученного стратиграфического интервала. Низы разреза, относящиеся к среднему келловею, не были опробованы в палеомагнитном отношении из-за плохой обнаженности. Более высокие части разреза (со слоя 11) относятся к зонам Alternoides, Serratum и Regulare-Rozenkrantzi, и представляют собой верхнеоксфордский интервал вечкусской свиты [Рогов и др., 2025]; именно они и были опробованы для проведения палеомагнитных исследований. Мощность опробованного интервала составила 9 м. Разрез сложен в основном серыми и бежевыми глинами, массивными и мелкооскольчатыми, с прослоем мергеля в нижней части (слой 11), с многочисленными горизонтами фосфатно-карбонатных конкреций. Залегание пород горизонтальное.

Разрез Дубровское (54,656356°N, 45,415156°E) расположен на правом берегу реки Иссера в 630 м к северо-западу от деревни Дубровское (Ичкаловский район, республика Мордовия) (рис. 1; 2, *б*). Последовательность зон и биогоризонтов в разрезе определена по аммонитам: нижняя, верхнеоксфордская часть, относится к зонам Serratum и Regulare-Rozenkrantzi, далее вскрываются зоны Bayeli и Cymodoce нижнего кимериджа, а также низы зоны Mutabilis верхнего кимериджа, относящиеся к вечкусской и новиковской свитам [Рогов и др., 2025]. Общая мощность разреза составляет 12 м. Образцы для палеомагнитного изучения отбирались из каждого слоя. Опробованные породы представлены горизонтально залегающими бежевыми и серыми глинами, в разной степени биотурбированными, с большим количеством горизонтов фосфоритовых и фосфатно-карбонатных конкреций.

Оползневые процессы, часто влияющие на результаты палеомагнитных определений по юрским отложениям [Гужиков, 2004; Пименов, 2008] в разрезах Починки и Дубровское нами не отмечены. Породы залегают в нормальной стратиграфической последовательности, горизонтально и прослеживаются вдоль склона на десятки-сотни метров.

Методика исследований. Отбор палеомагнитной коллекции производился из естественных обнажений, штуфы ориентировались горным компасом по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982]. Поскольку породы в обнажениях были влажными, чтобы избежать их растрескивания при высыхании, сразу после отбора штуфы окунались в горячий парафин. Затем из них на камнерезном станке были выпилены образцы кубической формы с ребром 2 см для дальнейших измерений. Из разреза Починки был отобран 61 штуф (82 палеомагнитных образца), из разреза Дубровское — 170 штуфов (289 образцов). Поправка на местное магнитное склонение вводилась согласно модели IGRF-14: она составила 12,8° и 12,9° для разрезов Починки и Дубровское соответственно.

Лабораторные исследования палеомагнитной коллекции проводились в Лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г. Москва) на оборудовании ЦКП (Центр коллективного пользования) ИФЗ РАН [Veselovskiy, et al., 2022] и включали в себя измерение анизотропии магнитной восприимчивости (AMB), нормированной на массу образца магнитной восприимчивости (MB), температурной зависимости магнитной восприимчивости, измерение параметров петель гистерезиса, а также проведение магнитных чисток температурой и переменным магнитным полем. Для уточнения состава магнитных минералов для наиболее представительных образцов были выполнены исследования на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ).

Анизотропия магнитной восприимчивости и температурная зависимость MB измерялись на каппабридже MFK1-FA с приставкой CS-3 (AGICO, Чехия) в магнитном поле 200 или 300 А/м в воздушной среде. Максимальная температура нагрева составляла 700 °C, скорость нагрева — 13 °C/мин. Анализ результатов измерения AMB производился с помощью программного обеспечения Anisoft 4.2, а анализ температурной зависимости MB — в программе Cureval8. Исследование коэрцитивных параметров выполнялось с помощью вибромагнитометра (VSM) PMC MicroMag 3900 (Lake Shore, США).

Измерение естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и размагничивание образцов переменным магнитным полем проводились на криогенном магнитометре SQUID (2G Enterprises,

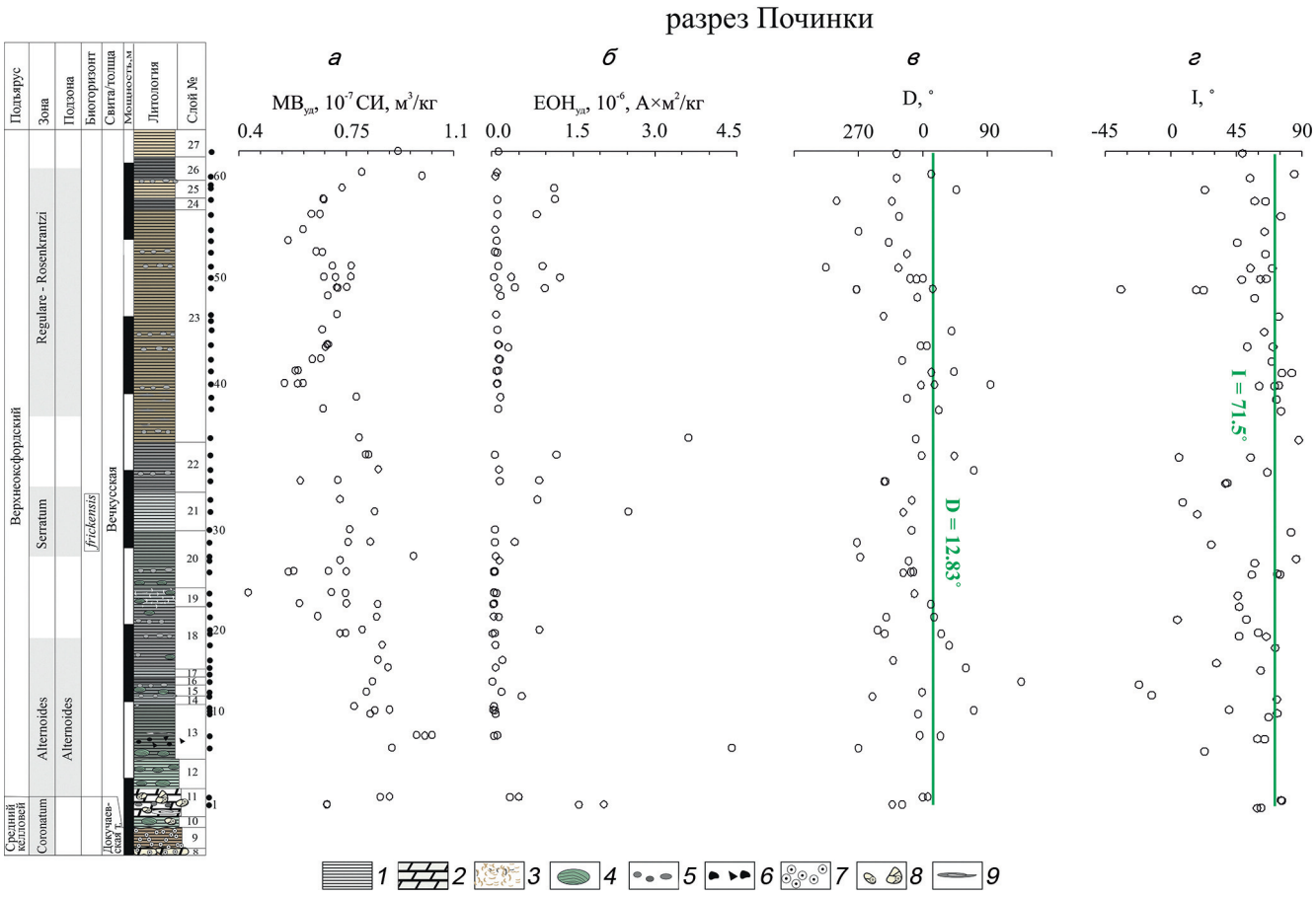


Рис. 3. Разрез Починки: *а* — величина удельной магнитной восприимчивости, *б* — величина удельной естественной остаточной намагниченности, *в* — склонение характеристической компоненты намагниченности, *г* — наклонение характеристической компоненты намагниченности. Зеленым показаны современные значения склонения и наклонения. Условные обозначения по [Рогов и др., 2025]: *1* — глина, *2* — мергель, *3* — биотурбации, *4* — строматолиты, *5* — фосфатно-карбонатные конкреции, *6* — фосфоритовая галька, *7* — железистые оолиты, *8* — гальки и валуны оолитовых мергелей среднего келловея, *9* — крупные раковины аммонитов. Цвет на колонке соответствует естественному цвету породы в шурфе

США) с приставкой для автоматической подачи образцов. Было выполнено 19 шагов размагничивания, максимальная амплитуда переменного поля составила 90 мТл. Температурная магнитная чистка выполнялась в немагнитной печи MMTD48 (Magnetic Measurements, Англия): максимальная температура нагрева составила 590 °C, шаг нагрева составлял от 50 до 10 °C. Обработка результатов магнитных чисток проводилась при помощи программного обеспечения PMGSC [Enkin, 1994] и PMTools [Ефремов, Веселовский, 2023]. Для выделения направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) был проведен компонентный анализ методом главных компонент (PCA) [Kirschvink, 1980].

Также, для разделения спектров блокирующих температур высоко- и низкокоэрцитивных минералов, на семи образцах был проведен термомагнитный анализ по методике [Lowrie, 1990]. Образцы намагничивались в трех взаимно перпендикулярных направлениях: в поле 0,12 Тл по оси *X*, 0,40 Тл — по оси *Y*, 1,20 Тл — по оси *Z* на приборе ASC IM-100 Impulse Magnetizer (США). Затем для данных образцов была выполнена пошаговая магнитная чистка температурой от 100 до 600 °C в немагнитной печи.

Исследования морфологии и минерального состава пилотной группы образцов на микроуровне проводились с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA IV LMS (Чехия) с ЭДС-детектором Oxford X-Max 80.

Петромагнетизм. ***Разрез Починки***. Удельная магнитная восприимчивость образцов изменяется в пределах от $0{,}42\times10^{-7}$ м^3/кг, ед. СИ до $1{,}03\times10^{-7}$ м^3/кг, ед. СИ, среднее значение составляет $0{,}74\times10^{-7}$ м^3/кг, ед. СИ. Величина удельной естественной остаточной намагниченности варьирует от $0{,}02\times10^{-6}$ А·м^2/кг до $4{,}41\times10^{-6}$ А·м^2/кг среднее — $0{,}40\times10^{-4}$ А·м^2/кг. Фактор Кёнигсбергера также меняется в значительных пределах от 0,003 до 0,617, при среднем значении 0,066, что характерно для осадочных горных пород [Гужиков и др., 1999].

В распределении МВ по разрезу наблюдается определенная цикличность: снизу вверх она растет в 20-ой пачке, затем уменьшается в верхней части 22-ой и низах 23-ей, после снова растет и уменьшается в верхней части 23-й пачки (рис. 3). Пики значений ЕОН чаще всего приурочены к повышенным значениям МВ, однако на уровне одного слоя ЕОН сильно изменчива (рис. 3), и по-видимому, ее изме-

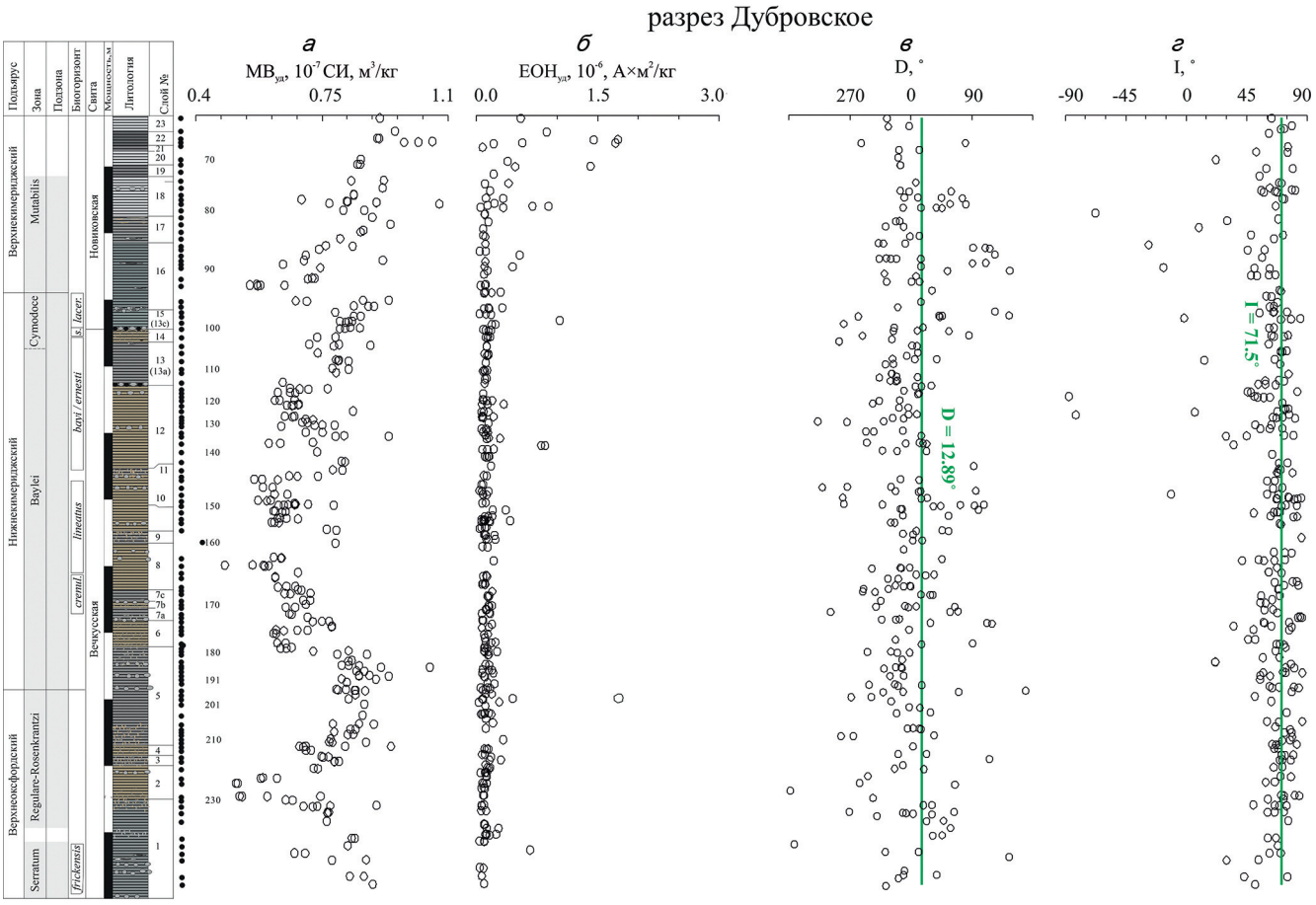


Рис. 4. Разрез Дубровское: *а* — величина удельной магнитной восприимчивости, *б* — величина удельной естественной остаточной намагниченности, *в* — склонение характеристической компоненты намагниченности, *г* — наклонение характеристической компоненты намагниченности. Зеленым показаны современные значения склонения и наклонения. Условные обозначения см. рис. 3

нения не связаны с литологической изменчивостью пород разреза.

Разрез Дубровское. Значения удельной магнитной восприимчивости колеблются в пределах от $0{,}12\times10^{-7}$ м^3/кг, ед. СИ до $1{,}58\times10^{-7}$ м^3/кг, ед. СИ, со средним, близким в таковому в разрезе Починки — $0{,}75\times10^{-7}$ м^3/кг, ед. СИ. Удельная естественная остаточная намагниченность меняется от $0{,}02\times10^{-6}$ А·м^2/кг до $4{,}70\times10^{-6}$ А·м^2/кг, среднее значение составляет $0{,}22\times10^{-6}$ А·м^2/кг. В верхней части разреза (15–19-я пачки) значения ЕОН значительно выше, чем в подстилающих слоях, и имеют больший размах. Минимальное значение фактора Кёнигсбергера равно 0,004, максимальное — 0,295, среднее — 0,035.

Закономерности распределения МВ выражены значительно хуже, чем в разрезе Починки, однако в интервале от подошвы 2-ой пачки до кровли 5-ой также отмечается плавный рост, а затем такое же плавное уменьшение МВ (рис. 4).

Палеомагнетизм. Палеомагнитная запись в образцах, размагниченных переменным полем, хорошего качества. На диаграммах Зийдервельда выделяются, преимущественно, две компоненты намагниченности, одна из которых имеет вязкую природу и разрушается при амплитуде размагничивающего поля около 2–12 мТл (рис. 5). Более высококоэрцитивная компонента разрушается в широком диапазоне размагничивающего поля от 40 до 90 мТл. Однако в некоторых образцах при 90 мТл ЕОН разрушается менее чем на 50 %.

В процессе нагрева в воздушной среде в образцах происходят минералогические преобразования, поэтому палеомагнитная запись большинства образцов, подвергнутых температурной магнитной чистке, обладает плохим качеством и результаты температурного размагничивания практически не пригодны для компонентного анализа. Полное разрушение остаточной намагниченности отмечается при температуре 300–400 °С для большей части образцов (рис. 5).

Для 83 % образцов из разреза Починки возможно уверенное выделение характеристической компоненты намагниченности (ChRM) и вычисление ее направления, при этом MAD (median absolute deviation — среднее абсолютное отклонение) не превышает 9,1°, а у 80 % образцов — 5,3°. В подавляющем большинстве образцов ChRM имеет прямую полярность, однако в 13 % образцов ее наклонение понижено (8 образцов, $I<25°$) или отрицательно (2 образца). Распределение направлений ChRM характеризуется довольно большим разбросом

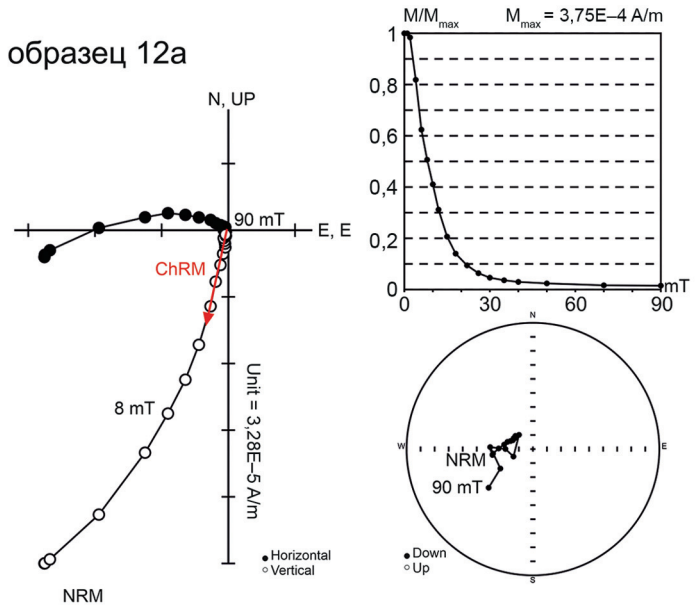
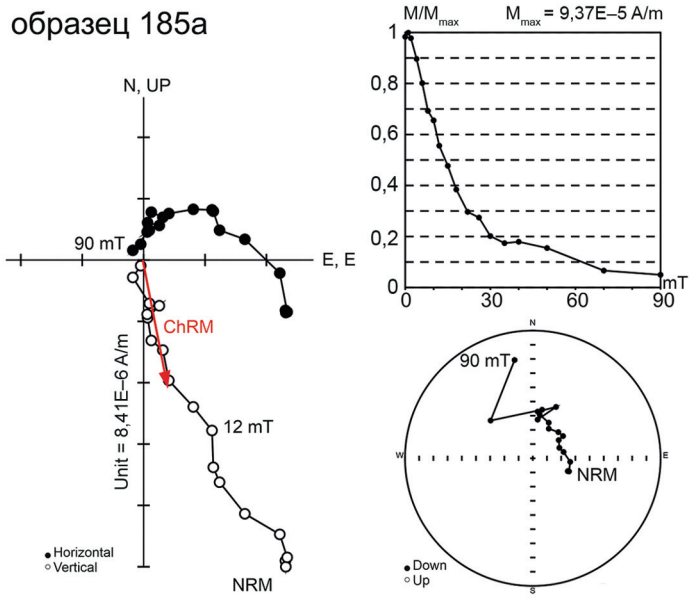
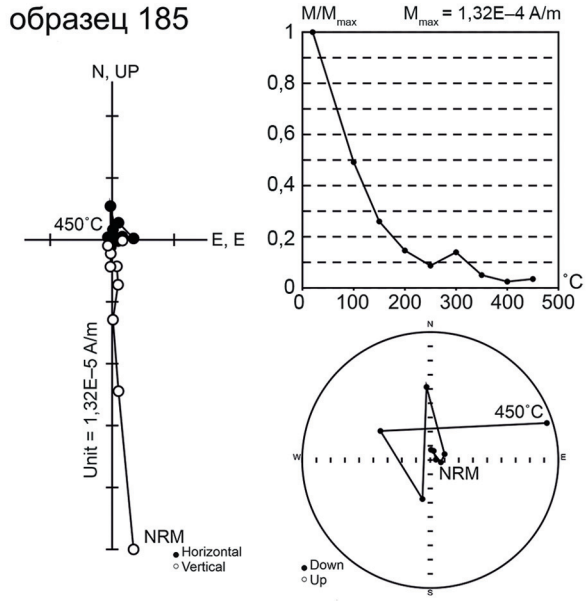
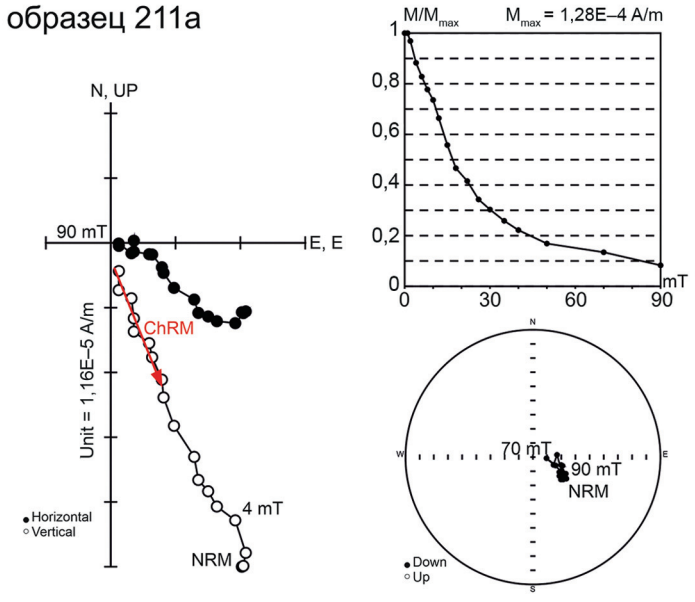
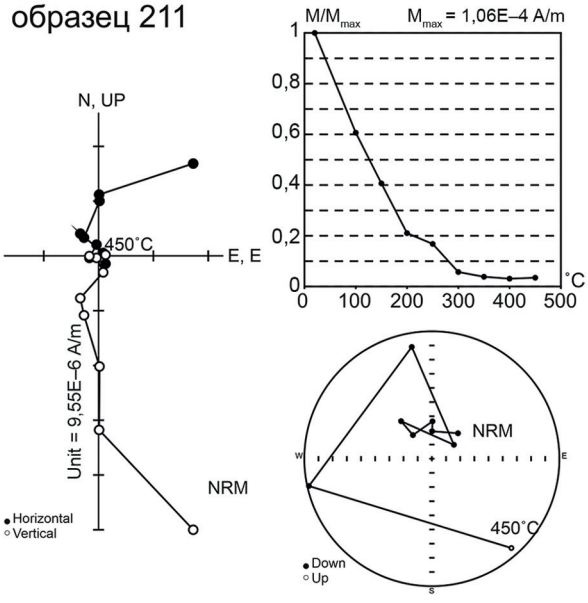


Рис. 5. Стереограммы, кривые размагничивания и диаграммы Зийдервельда, иллюстрирующие процесс ступенчатых чисток переменным магнитным полем и температурой. Географическая (современная) система координат









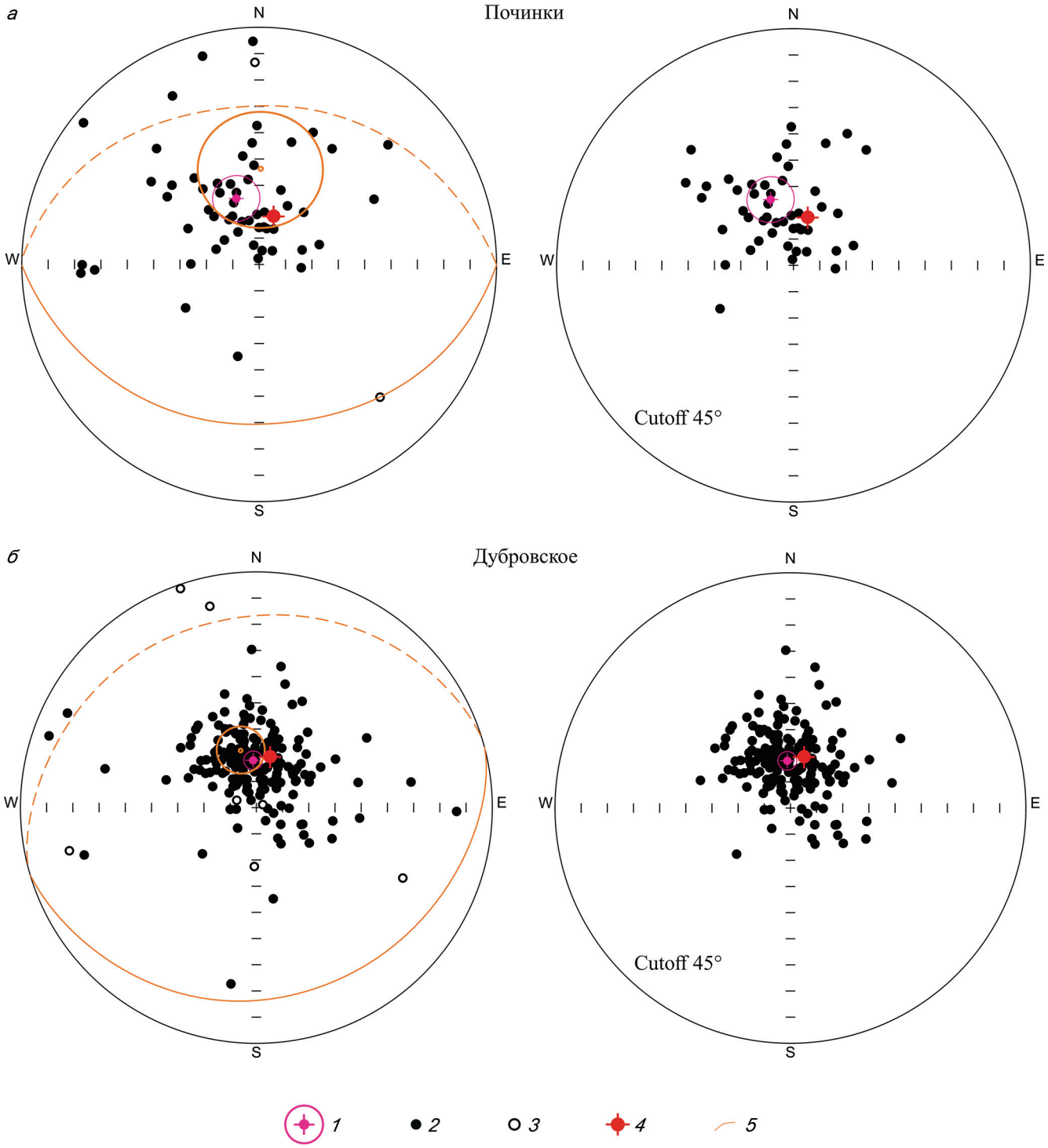


Рис. 6. Стереопроекции единичных направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) образцов из разрезов Починки (*а*) и Дубровское (*б*) в географической системе координат. Условные обозначения: *1* — среднее направление ChRM с кругом 95 %-го доверия; *2*, *3* — проекции единичных векторов ChRM на нижнюю (*2*) и верхнюю (*3*) полусферы; *4* — современное направление магнитного поля, *5* — среднее направление наиболее кучной компоненты ЕОН, определенной методом больших кругов

(рис. 6, *а*), поэтому для вычисления среднего палеомагнитного направления был использован критерий отсечения («cutoff angle») 45°. Среднее палеомагнитное направление, вычисленное с учетом вышеуказанных ограничений, составляет N = 59, D = 340,8°, I = 63,5°, K = 5,5°, MAD = 8,7° (рис. 6, *а*).

В разрезе Дубровское ChRM уверенно выделяется у 88 % образцов, при этом только у 5 % из них MAD более 10°. Пониженные (I < 25°) и отрицательные наклонения характеристической компоненты свойственны для 11 образцов. Для исключения из распределения единичных направлений ChRM направлений-аутлайеров, было применено отсечение («cutoff angle») 45°. Среднее палеомагнитное направление ChRM составляет: N = 209, D = 356,2°, I = 71,9°, K = 8,6, MAD = 3,5° (рис. 6, *б*).

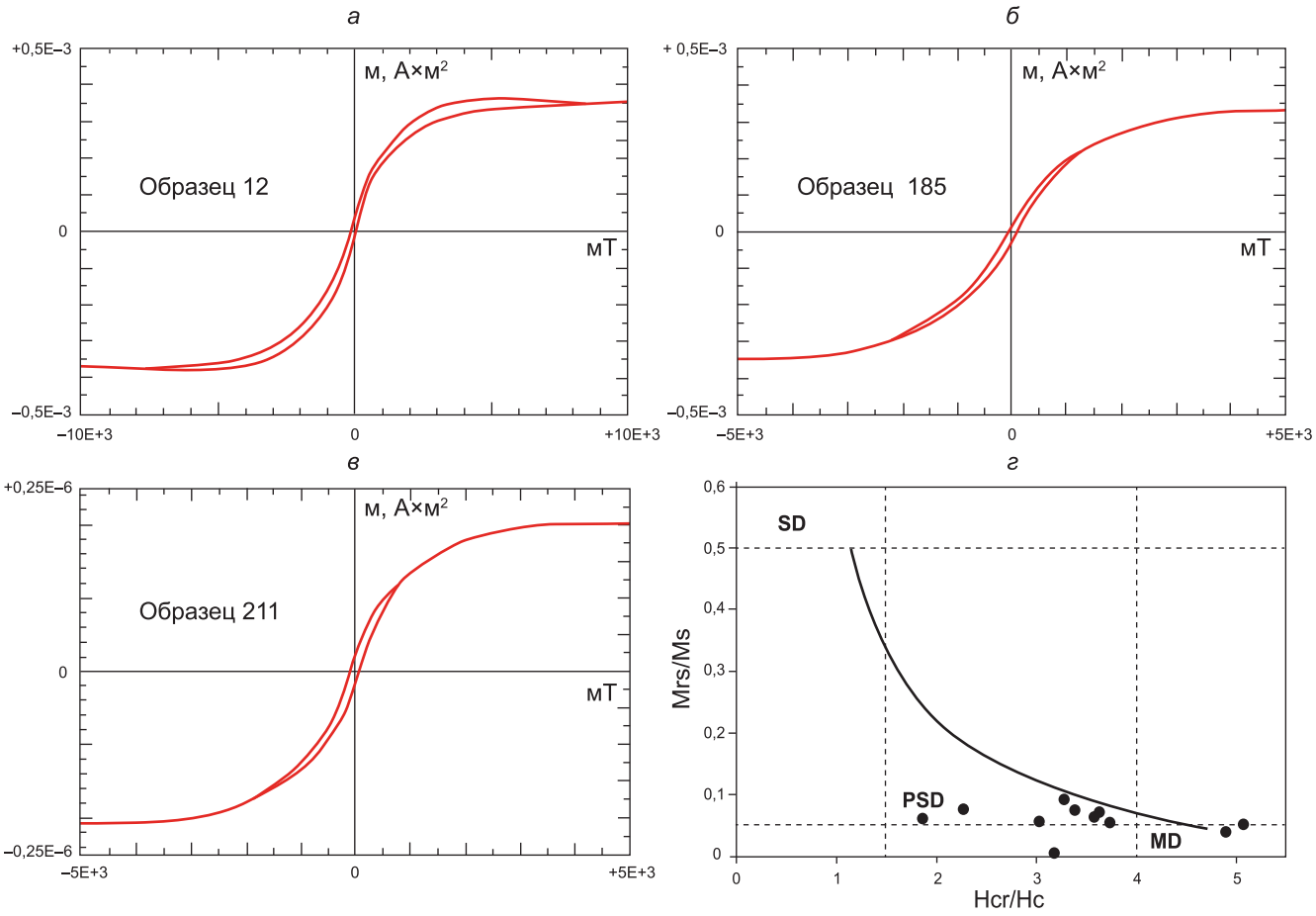


Рис. 7. Петли гистерезиса после удаления пара- и диамагнитного вкладов (*а–в*) и диаграмма Дэя (*г*) [Day, et al., 1977]. Ms — намагниченность насыщения, Mrs — остаточная намагниченность насыщения, Hc — коэрцитивная сила, Hcr — остаточная коэрцитивная сила, SD — однодоменные частицы, PSD — псевдооднодоменные частицы, MD — многодоменные частицы

Таким образом, в обоих разрезах невозможно достоверно выделить зоны обратной полярности, так как образцы с отрицательными (или пониженными) наклонениями спорадически рассеяны по разрезу и не могут быть объединены в интервалы. Рассчитанные средние палеомагнитные направления, с учетом доверительных интервалов, в целом близки данным, полученным ранее для этого интервала времени [Torsvik, et al., 2012; Пименов, 2008], хотя отличаются несколько более высокими наклонениями. Одновременно с этим они близки к современному направлению магнитного поля в местах опробования (D/I = 12,8°/71,5°) (рис. 3; 4). Близкое расположение среднего направления характеристической компоненты намагниченности, вектора современного геомагнитного поля и области пересечения больших кругов (рис. 6) служит указанием на то, что исследованные породы несут вторичную компоненту намагниченности, которая, возможно, возникла в современную эпоху. По существующим на данный момент представлениям, позднеоксфордскому-позднекимериджскому интервалу соответствуют магнитные хроны M30-M24 и для него характерна высокая частота инверсий магнитного поля [Gradstein, et al., 2020], что также служит косвенным подтверждением предположения о вторичной природе ChRM в породах изученных разрезов.

Коэрцитивные параметры. На десяти образцах на вибромагнитометре были измерены петли магнитного гистерезиса при комнатной температуре, а также сняты кривые нормального намагничивания. Коррекция на величину пара- и диамагнитного вклада проведена на величину до 70 % от полного значения магнитного поля насыщения.

Перегиб петель в районе 100–200 мТл отвечает наличию в образце низкокоэрцитивного минерала, возможно, магнетита. В области низких полей некоторые петли сжаты, а в более высоких полях — расширены (рис. 7, *а*). Такая конфигурация («wasp-waisted») свидетельствует о присутствии в образце полидисперсных магнитных частиц и/или низко- и высококоэрцитивных минералов [Roberts, et al., 1995]. Петли гистерезиса этих образцов закрываются при более высоком значении поля — около 700 мТл. В других образцах петли имеют нормальную конфигурацию «potbellied», такие петли закрываются в полях 100–200 мТл (рис. 7, *б, в*). Отношение Mrs/Ms достаточно низкое — от 0,007 до 0,09, со средним значением 0,06. Согласно диаграмме Дэя

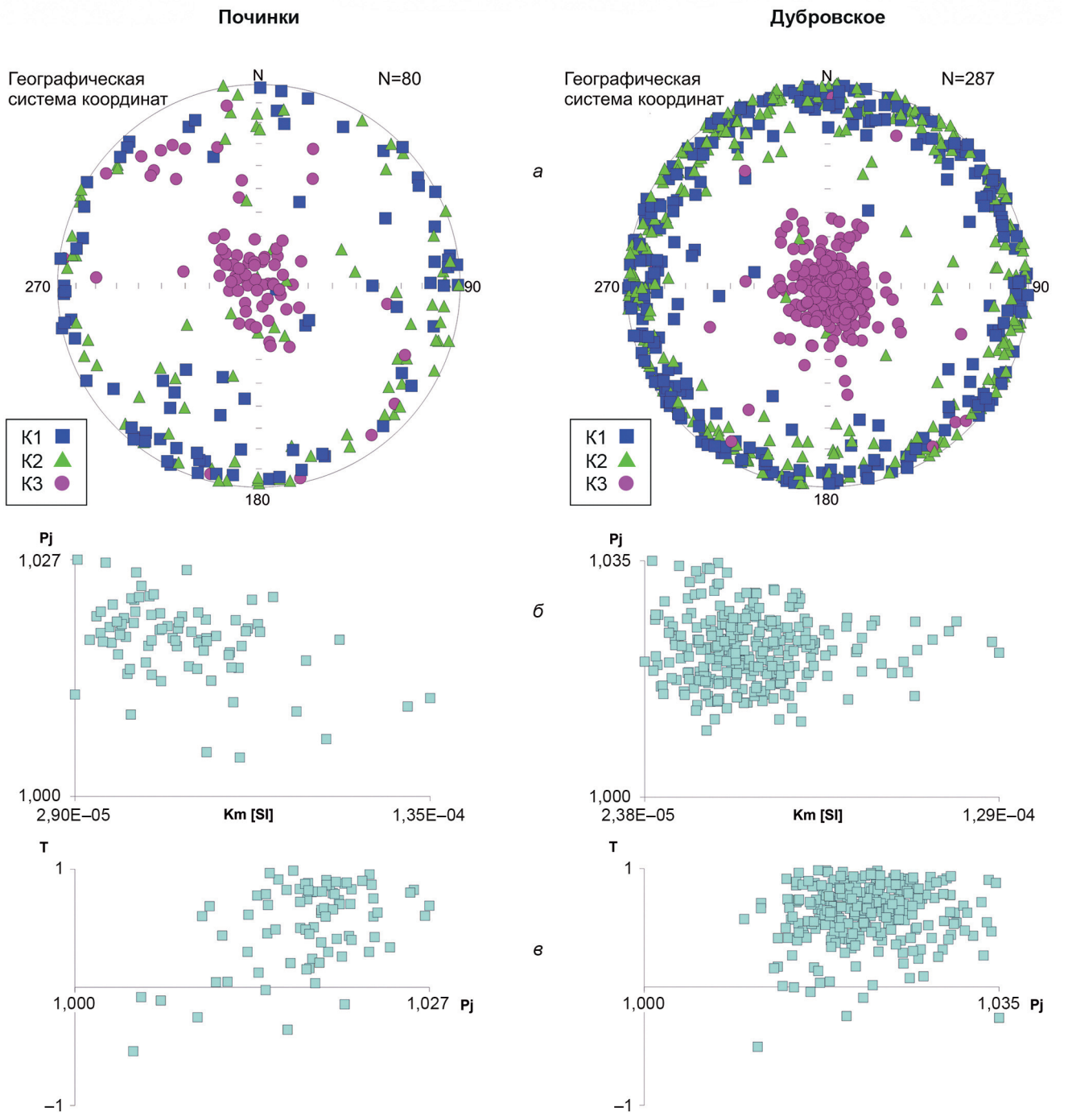


Рис. 8. Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ): *а* — стереограммы с распределением осей эллипсоида АМВ (К1 — длинная ось, К2 — промежуточная ось, К3 — короткая ось), *б* — зависимость значений магнитной восприимчивости (Km) от степени анизотропии (Pj), *в* — зависимость параметра формы (T) от степени анизотропии (Pj)

(рис. 7, *г*) в большинстве исследованных образцов магнитные зерна имеют псевдооднодоменную (PSD) структуру.

Анизотропия магнитной восприимчивости. Образование анизотропии магнитной восприимчивости является результатом процессов, в результате которых происходит ориентирование магнитных частиц, такие как условия осадконакопления, постседиментационные процессы, палеотечения, палеоветры и др. [Tarling, Hrouda, 1993]. Использование АМВ для реконструкции факторов среды образования осадка или его преобразований давно и успешно используется в том числе для юрских отложений [Багаева, Гужиков, 2014; Гужиков и др., 2010; и др.].

Анизотропия магнитной восприимчивости измерена у всех образцов, распределение осей эллипсоидов АМВ рассматривается в географической системе координат.

В большинстве образцов из разрезов Починки и Дубровское распределение осей эллипсоида АМВ соответствует условиям осадконакопления в спо-

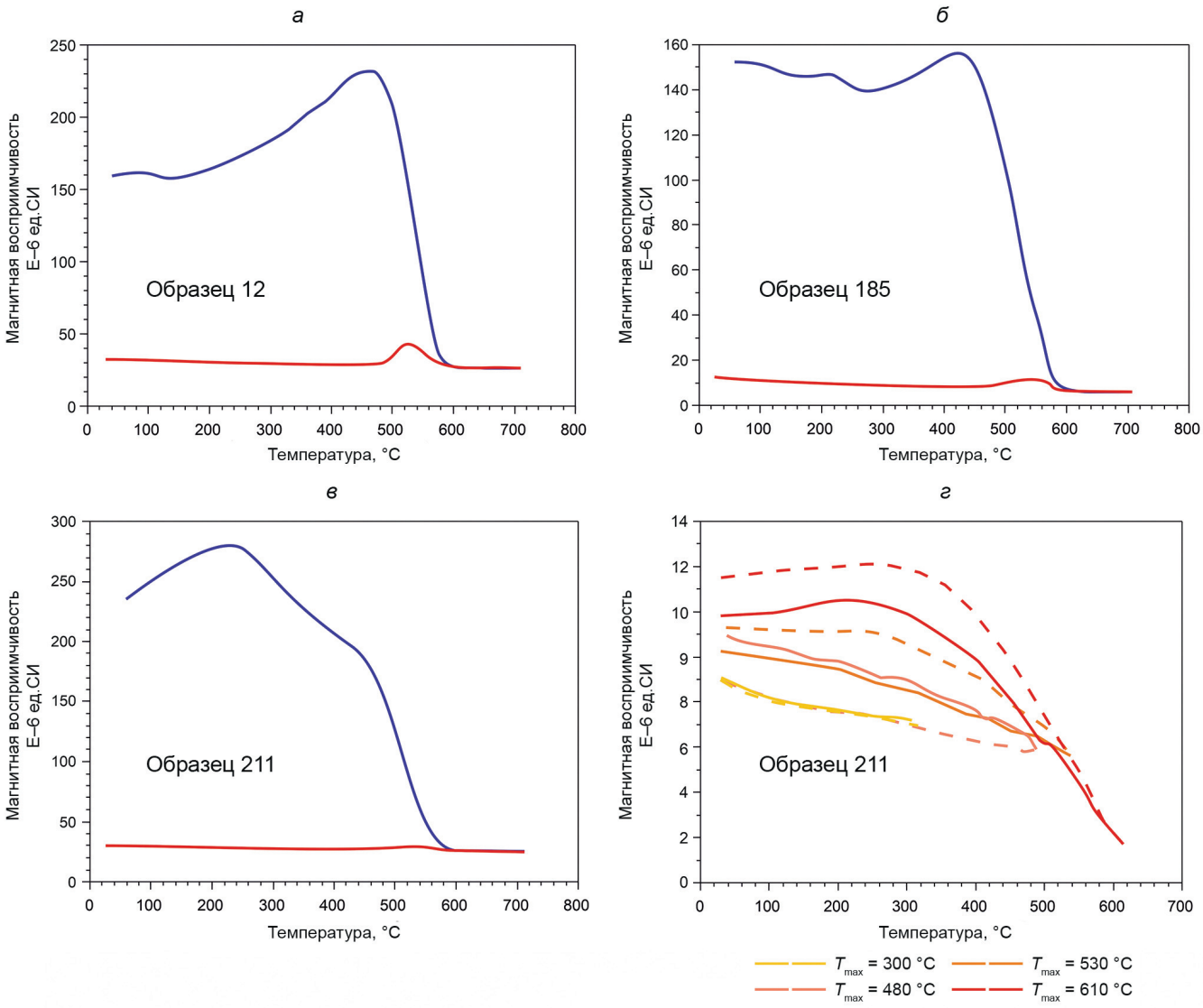


Рис. 9. Температурная зависимость магнитной восприимчивости при нагреве (красная кривая) и охлаждении (синяя кривая) (*а–в*) и кривые ступенчатого термомагнитного анализа по зависимости магнитной восприимчивости от температуры (*г*): соответствие температур ступенчатых нагревов и охлаждений и цветов кривых показаны на рисунке

койной гидродинамической обстановке [Tarling, Hrouda, 1993]: короткие оси (K3) субвертикальны, а длинные (K1) и промежуточные (K2) оси располагаются субгоризонтально (рис. 8, *а*). Это хорошо согласуется с типом сохранности окаменелостей в изученных разрезах: как правило, здесь присутствуют целые раковины моллюсков, хорошо сохраняются выросты на раковинах. В разрезе Починки также присутствует группа образцов, в которых короткие оси имеют низкие наклонения (20–30°) и северо-западные склонения, в них промежуточные и длинные оси распределены примерно вдоль дуги большого круга (рис. 8, *а*). В подавляющем большинстве образцов эллипсоид АМВ имеет уплощенную форму (T > 0) (рис. 8, *в*), при этом образцы с удлиненной формой эллипсоида имеют как нормальную магнитную текстуру, так и входят в группу образцов с северо-западными склонениями короткой оси эллипсоида АМВ. Степень анизотропии (Pj) не превышает 2,7 % (рис. 8, *б*).

В разрезе Дубровское группа точек с повышенным значением МВ отвечает образцам с наибольшей массой (на несколько грамм больше среднего значения массы), при нормировании они не выделяются среди остальных точек (рис. 4). Также выделяется группа образцов с отрицательным или близким к нулю параметром формы T, т. е. с удлиненным эллипсоидом АМВ. В таких образцах оси АМВ имеют несколько иное распределение: короткие оси также субгоризонтальны, промежуточные оси группируются в южных и юго-западных румбах с высоким наклонением, а длинные оси имеют биполярное распределение в северо-западных и восточных румбах (рис. 8, *а*).

Термокаппаметрия. При изучении температурной зависимости магнитной восприимчивости были получены данные о магнитной минералогии пород. Для наиболее представительных образцов коллекции в воздушной среде был проведен один нагрев до 700 °C с последующим охлаждением. Все

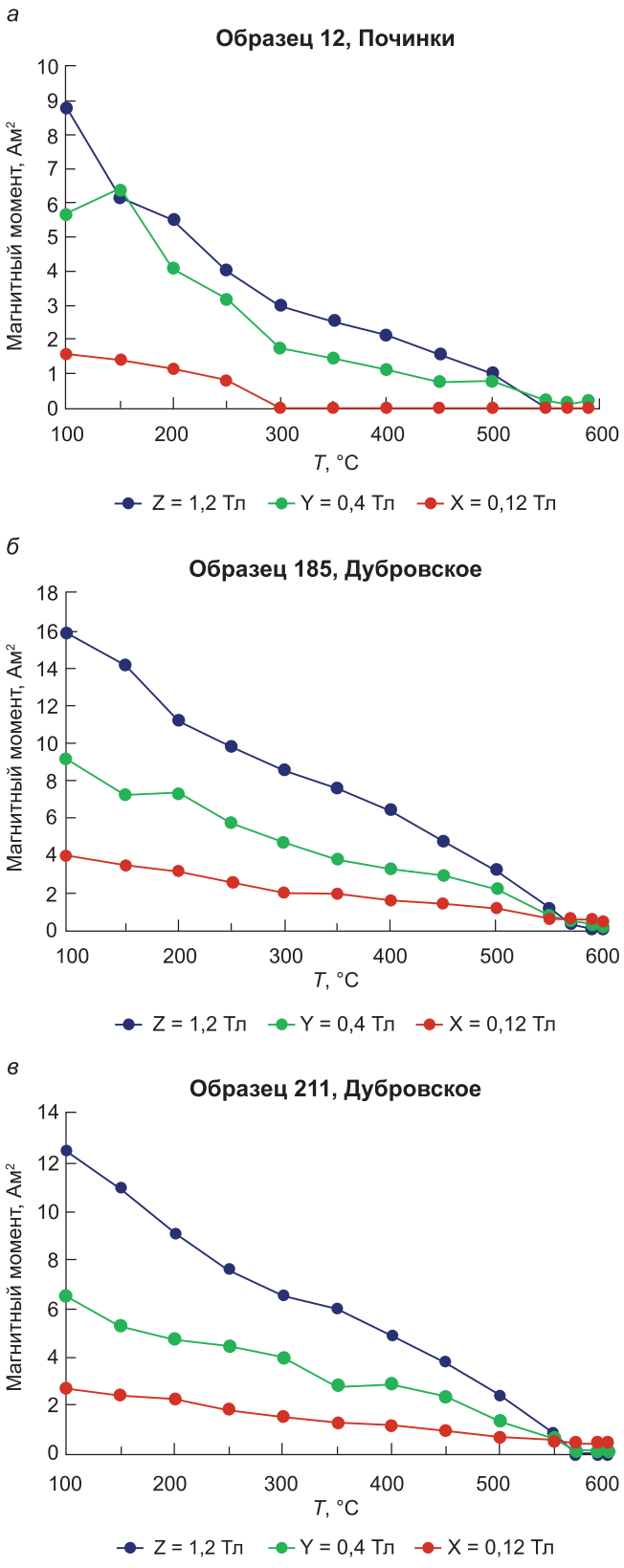


Рис. 10. Результаты теста Лаури для образцов из разрезов Починки и Дубровское

полученные кривые необратимые, при охлаждении происходит значительный рост МВ (в 5–16 раз). Для большинства образцов характерна гладкая кривая нагрева (рис. 9, *в*), либо с небольшим ростом МВ при температуре 480–500 °С (рис. 9, *а, б*), а затем ее уменьшением около 580 °С. Последнее сочетание, по-видимому, является отражением реакции восстановления внутри колбы, поэтому дополнительно были проведены ступенчатые нагревы одного образца (рис. 9, *г*). Образец ступенчато нагревался в воздухе до температур 300, 400, 480, 450, 580, 610, 630 °С. При нагреве до 400 °С кривые остаются обратимыми, что свидетельствует об отсутствии каких-либо минералогических преобразований, МВ постепенно падает в процессе нагрева, и растет при охлаждении. При нагреве до более высоких температур кривая охлаждения находится выше кривой нагрева, но рост МВ при охлаждении значительно ниже, чем при непрерывных нагревах. При этом уменьшение МВ при нагреве отмечается при температуре Кюри магнетита, возможно, с низким содержанием титана, около 550 °С. Таким образом, магнетит является единственным магнитным минералом, определяемым термокаппаметрическим методом.

Тест Лаури. Тест Лаури [Lowrie, 1990] показал наличие в образце № 12 из разреза Починки магнитомягкого минерала с низкой температурой деблокирования около 300 °С (рис. 10, *а*), вероятно, маггемита. Кроме того, в образце присутствует более высококоэрцитивный минерал с температурой деблокирования около 570 °С. Отметим, что в этом образце петля магнитного гистерезиса имеет конфигурацию «wasp-waisted» (рис. 7, *а*), что также указывает на присутствие в составе низко- и высококоэрцитивных фаз.

В остальных исследованных образцах высоко-, средне- и низкокоэрцитивные фазы ведут себя схожим образом, постепенно размагничиваясь до нуля при 590–600 °С, не показывая никаких значимых спадов при более низких температурах (рис. 10, *б, в*). В этих образцах, по-видимому, присутствует только один ферромагнитный минерал — магнетит.

Микроскопические исследования. Исследование пород с помощью сканирующего электронного микроскопа показывает, что во всех изученных образцах в большом количестве присутствует фрамбоидный пирит, в значительной степени или полностью замещенный окислами железа (магнетит или гематит). Так как в изученных образцах магнитоминералогическими методами (см. выше) диагностируется магнетит, мы считаем, что пирит замещается именно магнетитом, а не гематитом. Кристаллы пирита размером от 2 до 5 мкм имеют либо правильную октаэдрическую, либо приближенную к сферической форму (рис. 11, *б*), чаще они объединяются в сферулы размером 10–30 мкм (рис. 11, *а–е*), они в свою очередь иногда формируют скопления и цепочки скоплений (рис. 11, *а*). Отметим, что часто сферулы располагаются на раковинах фораминифер (рис. 11, *д*). Наиболее типичное строение фрамбоидов представлено на рис. 11, *б*: стенки кристаллов выполнены магнетитом (серая окраска), центральная часть либо пустая, либо состоит из первичного пирита (ярко-белая окраска). Составы

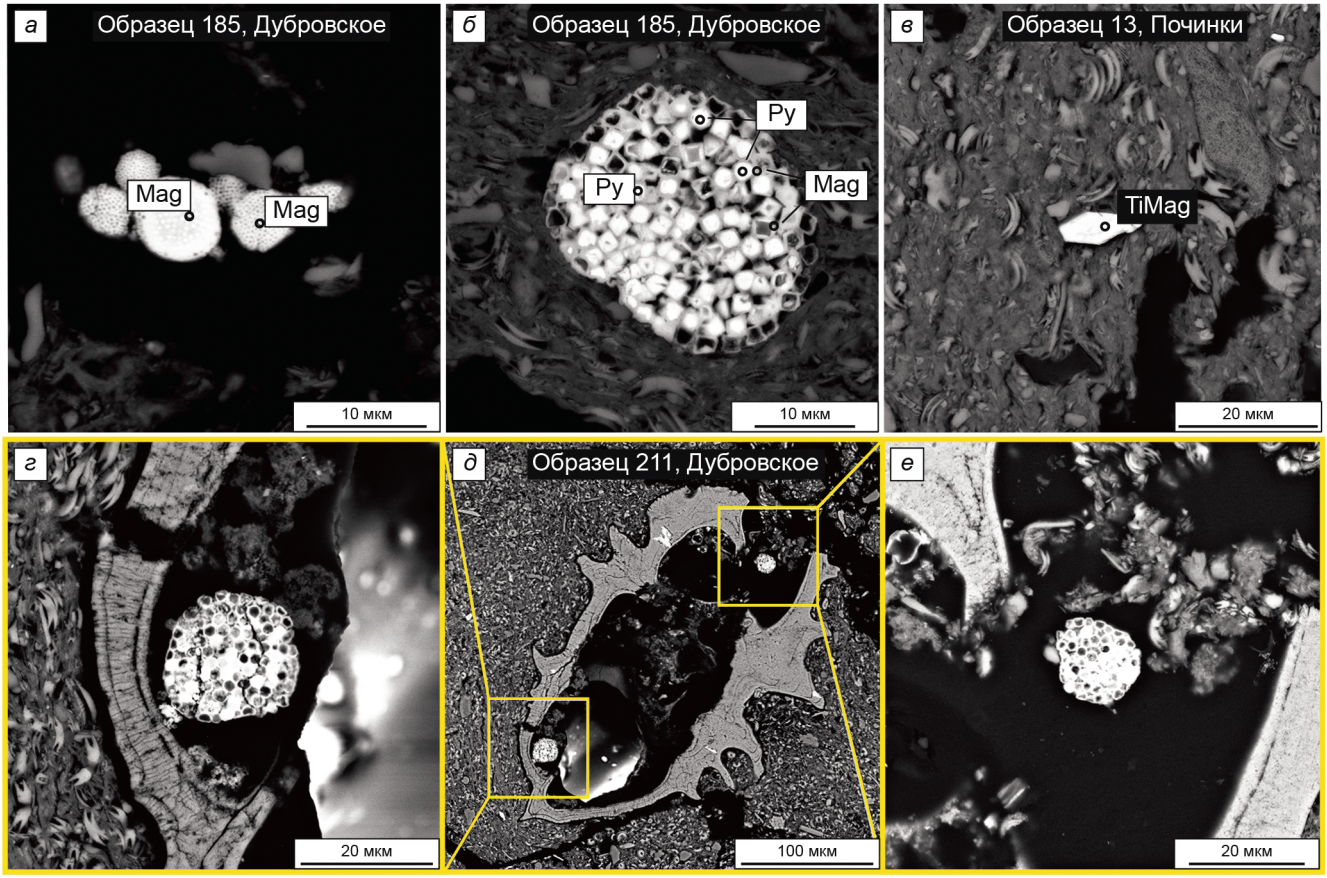


Рис. 11. Сканирующая электронная микроскопия: изображения образцов в режиме обратно-отраженных электронов (BSE). Mag — магнетит, TiMag — титаномагнетит, Py — пирит

зерен, осредненные по нескольким определениям, следующие: Fe — 46–47 %, S — 53–54 % в пирите; Fe — 60,5–66 %, кислород — 27–33 % в магнетите с примесями марганца (0,15–0,6 %), алюминия (0,3–0,6 %), цинка (0,6–1 %), никеля (0,4–2 %). Значительно реже (несколько зерен в одном образце) в образцах присутствуют отдельные зерна титаномагнетита удлиненной формы размером 10–12 мкм (рис. 11, *в*), его состав также определен: железо — 18–32 %, титан — 29–36 %, кислород — 34–49 %, с примесью марганца до 3 %.

Обсуждение результатов. По средним палеомагнитным направлениям, полученным для разрезов Дубровское и Починки, были рассчитаны координаты виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП). Их сравнение с полученными ранее данными и траекторией кажущейся миграции палеомагнитного полюса Европы в интервале от позднетриасового времени до современности приведено в таблице и на рис. 12. Стоит отметить, что данные о ВГП, полученных по оксфорд-кимериджским отложениям Русской плиты, крайне малочисленны, в том числе по причине того, что качество данных по юрским отложениям зачастую не удовлетворяет современным требованиям к качеству и надежности палеомагнитных данных (например, отсутствуют предпосылки для проведения полевых палеомагнитных тестов) [Гужиков, 2004]. Наиболее близкие по возрасту полюсы, рассчитанные для разрезов Йода и Городищи [Пименов, 2008] характеризуются довольно большими доверительными интервалами (рис. 12).

Как видно на рис. 12, полученные нами ВГП лежат на значительном удалении от юрских полюсов, а полюс, рассчитанный для разреза Починки, статически отличается от современного положения геомагнитного полюса. В свою очередь, различия с полюсами, полученными по разрезам Городищи, могут быть связаны с широко развитыми в том районе оползневыми процессами, что отмечается и автором этих определений [Пименов, 2008].

На скорость окисления пирита оказывает влияние множество факторов: температура, pH среды и содержания кислорода, железа и других сульфидов [Williamson, Rimstidt, 1994; Chandra, Gerson, 2010; Алексеев, 2022]. Однако в природных условиях эти факторы более разнообразны: например, присутствие железоокисляющих бактерий значительно ускоряет окисление пирита, тем не менее многие исследования [Nicholson, et al., 1990; Scharer, et al., 1991; Nordstrom, et al., 2015] показывают, что скорость реакции максимальна в первые десятки суток, а затем остается примерно постоянной на протяжении всего эксперимента. То есть мы можем предположить, что окисление (и, таким образом, перемагничивание) изученных нами пород произошло почти мгновенно в масштабе геологического времени.

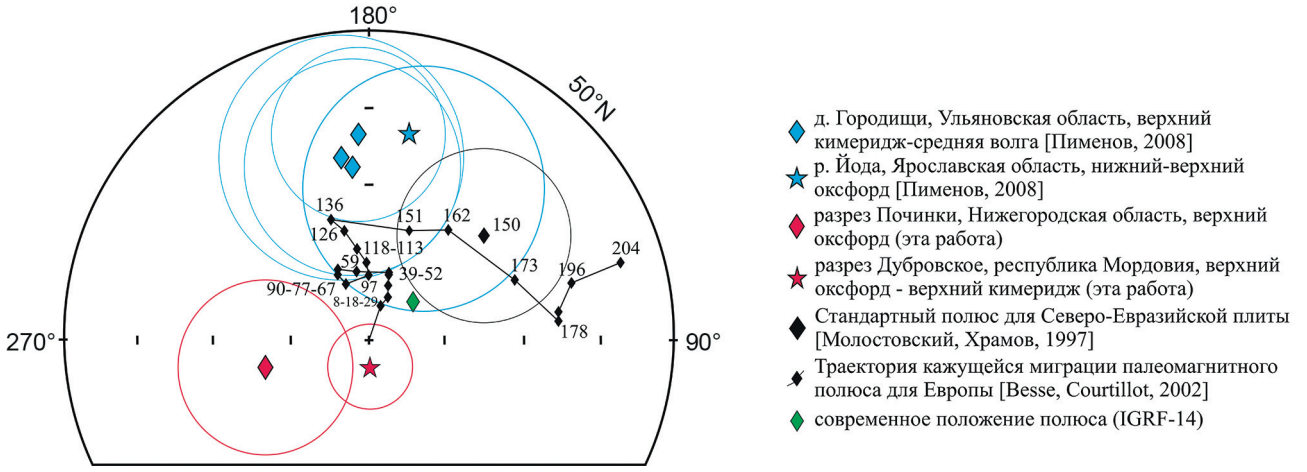


Рис. 12. Сравнение палеомагнитных полюсов, полученных по верхнеюрским отложениям Русской плиты, с кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы [Besse, Courtillot, 2002] (числами показаны возрасты полюсов)

Таблица

Палеомагнитные характеристики верхнеюрских отложений Русской плиты

Разрез (возраст)	*N*	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	Plat (°)	Plong (°)	Ссылка
Городищи-1 (верхний кимеридж)	10	12	60	14	74,6	191,6	Пименов, 2008
Городищи-2 (верхний кимеридж — средняя волга)	9	22	55	11	66,0	179,5	
Городищи-3 (верхний кимеридж)	5	17	49	18	63,0	194,1	
Йода (нижний — верхний оксфорд)	5	365	52	21	63,0	170,0	
Починки (верхний оксфорд)	59	340,8	63,5	7,5	74,4	284,8	эта работа
Дубровское (верхний оксфорд — верхний кимеридж)	209	356,2	71,9	2,7	86,9	2,5	
Средний полюс для Северо-Евразийской плиты 150 млн лет				9,4	69	131	Молостовский, Храмов, 1997
Полюс для Европы 150 млн лет				6,6	75,0	159,9	Besse, Courtillot, 2002
Полюс для Европы 160 млн лет				5,0	72,5	144,0	

Примечания: *N* — количество образцов, по которым рассчитано среднее палеомагнитное направление; D, I, α95 — характеристики распределения Фишера: склонение, наклонение и радиус круга 95 %-го доверия соответственно; Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса.

Помимо присутствия кислорода или других окислителей для превращения пирита в магнетит необходимо определенное термическое воздействие: в экспериментах структурные изменения начинаются при температуре около 450 °C, а при 600–700 °C пирит полностью переходит в гематит через промежуточную фазу — магнетит [Гзогян, Чантурия, 2010]. Однако в работе [Brothers, et al., 1996] показано, что на поздней стадии диагенеза в присутствии органически связанного Fe^{3+}, низком парциальном давлении кислорода и незначительном нагреве (60 °C), окислительно-восстановительный переход останавливается на магнетите при ограниченной пористости. Первое и последнее условия естественно возникают в богатых органическим веществом глинистых осадках, уже уплотненных на поздней стадии диагенеза [Лонгвиненко, Орлова, 1987]. При этом оказываются необязательными окислительная среда и высокая температура нагрева.

Однако длительность стадии диагенеза очень неопределенна, она может продолжаться от тысяч до миллионов лет [Лонгвиненко, Орлова, 1987], поэтому установить время перемагничивания не представляется возможным. Таким образом, характеристическая компонента наиболее вероятно представляет собой метахронную компоненту химической природы неопределенного возраста.

Примеры перемагничивания осадочных пород, механизм которого был бы подобен наблюдаемому в изученных разрезах, известны, преимущественно, в тектонически активных районах — Гималаях и Аппалачах [Suk, et al., 1990, 1993; Huang, et al., 2015; Yu, et al., 2022 и др.] или в районах, подвергнутых воздействию магматических флюидов [Павлов и др., 2022]. Авторами перечисленных исследований показано, что химическое преобразование пород, приведшее к частичной или полной потере первичной палеомагнитной записи, связано с флюидной проработкой в процессе орогенеза или магматизма, а возраст перемагничивания ограничивается возрастом складчатости или временем проявления магматизма в регионе. Однако упоминания подобного механизма перемагничивания пород осадочного чехла тектонически стабильных участков древних платформ

вдали от областей магматической активности нами в публикациях не встречены.

Заключение. Проведенные исследования позволили впервые получить петромагнитные и палеомагнитные характеристики оксфорд-кимериджских отложений разрезов Починки и Дубровское. На основе полученных данных установлено, что характеристическая компонента намагниченности имеет химическую природу и ее носителем является магнетит, образованный в результате окисления фрамбоидного пирита на этапе позднего диагенеза. Виртуальные геомагнитные полюсы, вычисленные для средних направлений характеристических компонент намагниченности изученных осадочных пород, не обнаруживают сходства с палеомагнитными полюсами Восточно-Европейской платформы для юрского времени, полюс для разреза Починки также статистически значимо отличается от современного положения геомагнитного полюса. Это определяет непригодность разрезов Починки и Дубровское для составления колонок магнитной полярности.

Благодарности. Авторы благодарны участникам полевых работ М.А. Рогову, Л.Е. Шилехину, А.А. Мироненко (ГИН РАН), И.А. Мелёшину (ГБМТ), оператору СЭМа С.И. Меренковой (ИФЗ РАН) и Р.В. Веселовскому (ИФЗ РАН) за ценные замечания и рекомендации в ходе написания этой работы. Авторы признательны рецензентам за ценные замечания к исходному тексту статьи.

Финансирование. Исследования проведены при поддержке Российского научного фонда (проект № 25-17-00210).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.А. Причины образования кислых дренажных вод в отвалах сульфидсодержащих пород // Геохимия. 2022. Т. 67, № 1. С. 69–83.

Багаева М.И., Гужиков А.Ю. Магнитные текстуры как индикаторы условий формирования титонских-берриасских пород Горного Крыма // Известия Саратовского университета. Новая серия. Сер. Науки о Земле. 2014. Т. 14. Вып. 1. С. 41–47.

Гзогян С.Р., Чантурия Е.Л. Влияние термических воздействий на сульфиды и оксиды железа // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. № 5. С. 63–69.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Центрально-Европейская серия. Лист N-38 (Пенза) / Под ред. В.П. Кирикова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018.

Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и бореально-тетических корреляций): Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2004. 32 с.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Гаврилов Ю.О. и др. Магнитные свойства волжских отложений как индикаторы железосодержащих минералов и их значение для реконструкций условий седиментации в позднеюрском палеобасейне Поволжья // Геологические науки–99: Избранные труды межведомственной научной конференции (5–16 апреля 1999 г., Саратов). Саратов: Изд-во Государственного учебно-научного центра «Колледж», 1999. С. 38–42.

Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Маленкина С.Ю. и др. Результаты палеомагнитных, петромагнитных и терригенно-минералогических исследований верхнебатских-нижнекелловейских отложений разреза Просек (Нижегородская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 45–66.

Дзюба О.С., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г. и др. Магнито- и углеродно-изотопная стратиграфия нижнего-среднего бата разреза Сокурский тракт (Центральная россия): значение для глобальной корреляции // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 250–272.

Ефремов И.В., Веселовский Р.В. PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли. 2023. № 5. С. 150–158.

Лонгвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

Маникин А.Г., Грищенко В.А., Дакиров Р.С., Наумов Е.В. Результаты магнитостратиграфических исследований опорных разрезов пограничных отложений юры-мела Среднего Поволжья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2020. С. 146–149.

Мёллер В. Очерк геологического строения южной части Нижегородской губернии // Мат-лы для геол. России. 1875. Т. VI. С. 127–216.

Молостовский Э.А., Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В. и др. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Среднего Поволжья по результатам комплексного изучения разреза опорной скважины № 120 // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во СГУ, 2004. С. 155–168.

Молостовский Э.А., Ерёмин В.Н. Магнитостратиграфическая схема юрских отложений Нижнего и Среднего Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 4. С. 43–53.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1997. 180 с.

Павлов В.Э., Рудько Д.В., Фурсова С.А., Багдасарян Т.Э. Метахронное перемагничивание ордовикских пород опорного разреза р. Мойеро (север Сибирской платформы): длительность и возможный механизм // Физика Земли. 2022. № 6. С. 44–71.

Пименов М.В. Палеомагнетизм и петромагнетизм средне- и верхнеюрских отложений Русской плиты (бореально-тетические корреляции и решение задач практической геологии): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2008. 17 с.

Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Рогов М.А. Магнитостратиграфические характеристики юрских отложений в разрезах Русской плиты — кандидатах в GSSP келловейского, оксфордского и титонского ярусов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы / Отв.

ред. В.А. Захаров. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 161–164.

Рогов М.А., Ипполитов А.П., Шилехин Л.Е., Мелёшин И.А. Возраст и границы вечкусской свиты (оксфорд-киммеридж) в типовом регионе // Бюллетень РМСК. 2025. Вып. 7. С. 49–66.

Рогов М.А., Киселев Д.Н., Захаров В.А. и др. Разрезы юрских отложений Восточно-Европейской платформы как возможные кандидаты в глобальные стратотипы границ келловейского, оксфордского и титонского ярусов // Бюллетень Региональной Межведомственной Комиссии по Центру и Югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 60–66.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geoph. Res. 2002. Vol. 107. № B11. P. 6–31.

Brothers L.A., Engel M.H, Elmore R.D. The late diagenetic conversion of pyrite to magnetitite by organically complexed ferric iron // Chemical Geology. 1996. Vol. 130. P. 1–14.

Chandra A.P., Gerson A.R. The mechanisms of pyrite oxidation and leaching: A fundamental perspective // Surf. Sci. Rep. 2010. Vol. 65(9). P. 293–315.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 13. P. 260–267.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data. Sidney: Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geologic Time Scale. Elsevier. 2020. 1300 p.

Huang W., van Hinsbergen D.J.J., Dekkers M.J., et al. Paleolatitudes of the Tibetan Himalaya from Primary and Secondary Magnetizations of Jurassic to Lower Cretaceous Sedimentary Rocks // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. Vol. 16. P. 77–100.

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. R. astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

Kiselev D., Rogov M., Glinskikh L., et al. Integrated stratigraphy of the reference sections for the Callovian/Oxfordian boundary in European Russia // Volumina Jurassica. 2013. Vol. XI. P. 59–96.

Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1990. Vol. 17. P. 159–162.

Nicholson R.V., Gillham R.W., Reardon E.J. Pyrite oxidation in carbonate-buffered solution: 2. Rate control by oxide coatings // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54(2). P. 395–402.

Nordstrom D.K., Blowes D.W., Ptacek C.J. Hydrogeochemistry and microbiology of mine drainage: An update // Appl. Geochem. 2015. Vol. 57. P. 3–16.

Roberts A.P., Cui Y., Verosub K.L. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and determination of components in mixed magnetic systems // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № B9. P. 17909–17924.

Scharer J.M., Garga V., Smith R., Halbert B.E. Use of steady state models for assessing acid generation in pyritic mine tailings // The Second National Conference on the Abatement of Acidic Drainage. Vol. 2. Montreal, Canada, September 16 to 18. 1991. 211 p.

Suk D., Peacor D.R., Van der Voo R. Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for paleomagnetism // Nature. 1990. Vol. 345. P. 611–613.

Suk D., Van der Voo R., Peacor D.R. Origin of magnetite responsible for remagnetization of early Paleozoic limestones of New York State // Journal of Geophysical Research. 1993. Vol. 98. P. 419–434

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rock. L.: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., et al. Phanerozoic polar wander, palae-ogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 114(3–4). P. 325–368.

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., et al. Shared research facilities "Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism" of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. Vol. 13(2): 0579. P. 1–12. (In Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579

Williamson M.A., Rimstidt J.D. The kinetics and electrochemical rate determining step of aqueous pyrite oxidation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58(24). P. 5443–5454.

Yu L., Yan M., Guan C., et al. Remagnetization of Carboniferous Limestone in the Zaduo Area, Eastern Qiangtang Terrane, and Its Tectonic Implications // Front. Earth Sci. 2022. 10: 825943. P. 1–18. https://doi: 10.3389/feart.2022.825943

Статья поступила в редакцию 15.09.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 556.3: 553.583
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-147-155

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Сергей Олегович Гриневский[1]✉, Вадим Юрьевич Григорьев[2], Сергей Павлович Поздняков[3], Владимир Алексеевич Лехов[4]

[1] Московский государственный университет имени. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sogrinev@mail.ru✉
[2] Московский государственный университет имени. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vadim308g@mail.ru
[3] Московский государственный университет имени. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sppozd@mail.ru
[4] Московский государственный университет имени. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; v.lekhov@gmail.com

Аннотация. В статье на основе данных многолетних наблюдений за речным стоком анализируется влияние различия климатических условий Европейской территории России на пространственную неоднородность подземного стока и его современных климатических изменений. Различие структурно-гидрогеологического строения Московского и смежных артезианских бассейнов определяет разный характер климатической изменчивости подземного стока в их границах, которая проявляется также и в его долевом соотношении с общим речным стоком. Вместе с тем, пространственные различия современных климатических изменений подземного и минимального речного стока обусловлены неоднородностью ландшафтных условий речных бассейнов, а структурно-гидрогеологический фактор при этом имеет подчиненное значение.

***Ключевые слова*:** подземный сток**,** ресурсы подземных вод, изменение климата, артезианский бассейн

***Для цитирования*:** *Гриневский С.О., Григорьев В.Ю., Поздняков С.П., Лехов В.А.* Климатические закономерности формирования подземного стока на Европейской территории России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 147–155.

CLIMATIC PATTERNS OF GROUNDWATER FLOW IN THE EUROPEAN PART OF RUSSIA

Sergey O. Grinevskiy[1]✉, Vadim Yu. Grigoriev[2], Sergey P. Pozdniakov[3], Vladimir A. Lekhov[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sogrinev@mail.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vadim308g@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sppozd@mail.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; v.lekhov@gmail.com

Abstract. The article analyzes the influence of differences in climatic conditions of the European territory of Russia on the spatial heterogeneity of groundwater flow and its modern climatic changes based on long-term observations of river flow. It was found that the difference in the hydrogeological structure of the Moscow and adjacent artesian basins determines the different nature of climatic variability of groundwater flow within their boundaries, which is also manifested in its proportional ratio to the total river flow. At the same time, spatial differences in modern climatic changes in groundwater flow and minimum river flow are due to the heterogeneity of landscape conditions in river basins, while structural and hydrogeological factors are of minor importance.

***Keywords*:** groundwater flow, groundwater resources, climate change, artesian basin

***For citation*:** Grinevskiy S.O., Grigoriev V.Yu., Pozdniakov S.P., Lekhov V.A. Climatic patterns of groundwater flow in the European part of Russia. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 147–155. (In Russ.).

Введение. Изучение условий формирования ресурсов пресных подземных вод, формирующихся в зоне интенсивного водообмена на площади артезианских бассейнов, было и остается актуальной задачей в связи с все нарастающей интенсивностью их использования для питьевого и хозяйственно-бытового водообеспечения. Для Европейской территории России (ЕТР) крупные научные обобщения пространственного распределения естественных ресурсов подземных вод в виде карт подземного стока СССР [Карта…, 1982], Центральной и Восточной Европы [Карта…, 1981] и Нечерноземной зоны РСФСР [Всеволожский и др., 1984] были выполнены в начале 1980-х годов. В этих работах для оценки подземного стока использовался гидролого-гидрогеологический метод, основанный на расчленении гидрографов рек и выделении в них подземной составляющей [Куделин, 1960]. Такой подход не учитывает разгрузку подземных вод эвапотранспирационными процессами на участках с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод и предполагает среднемноголетнее равенство естественных ресурсов подземных вод и подземного стока в реки в масштабе крупных речных бассейнов, в границах которых происходит полное дренирование подземных вод верхней части зоны интенсивного водообмена. Пространственная

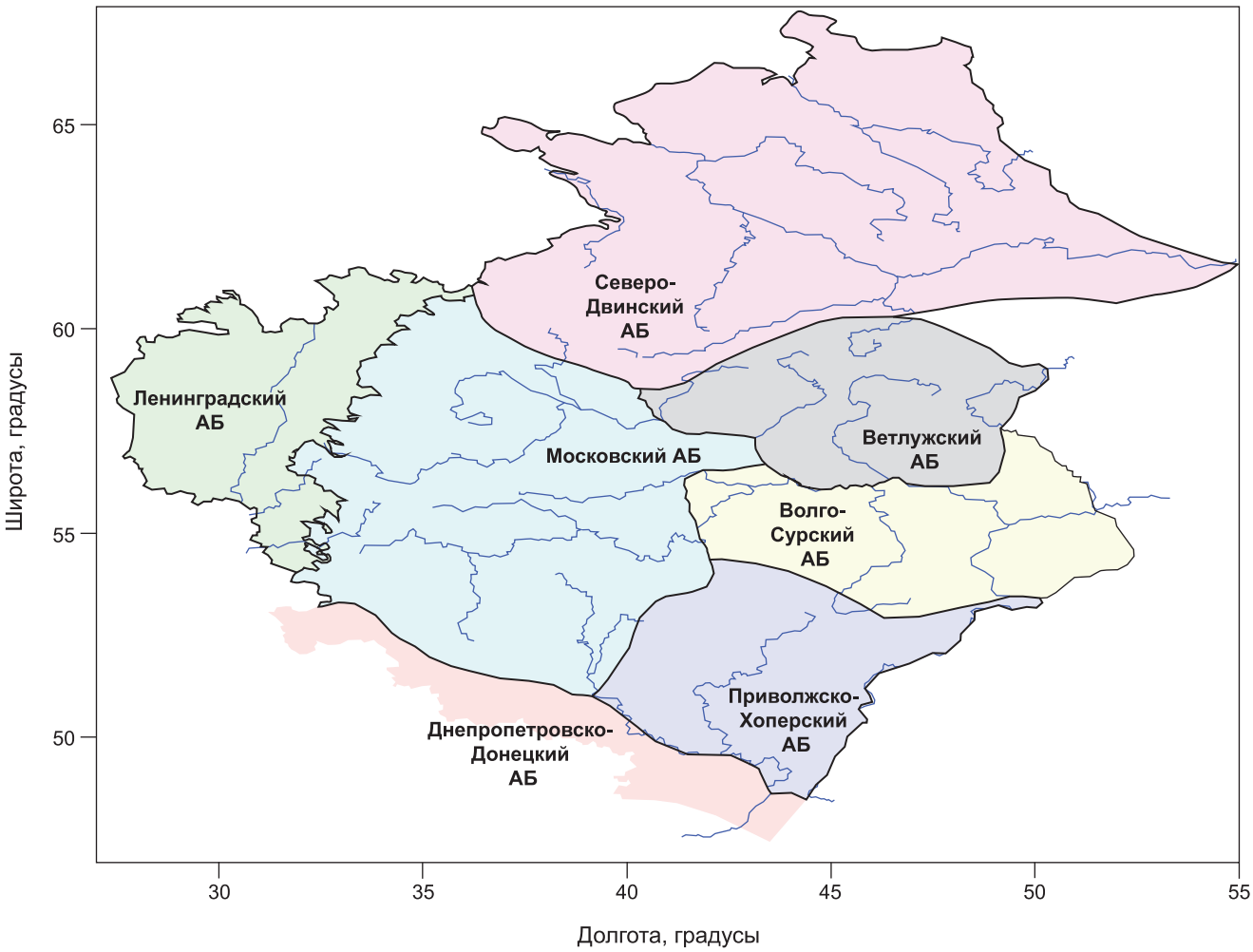


Рис. 1. Московский и смежные артезианские бассейны (АБ), по [Челидзе и др., 2015]

неоднородность подземного стока на этих картах отражает различия гидрогеологического строения и мощности зоны интенсивного водообмена, при этом влияние существенно разных климатических условий ЕТР прослеживается только в минимальных значениях подземного стока в самых южных регионах.

В связи с развитием методов дистанционного зондирования Земли и пространственного реанализа метеоданных в последние десятилетия для изучения климатических закономерностей формирования водного баланса на региональном и глобальном уровнях [Li, et al., 2013; Greve, et al., 2020 и др.] широко используется водно-энергетический подход (метод) М.И. Будыко [Будыко, 1956], который позволяет связать слой суммарного испарения и суммарного (речного) стока на площади водосборного бассейна со слоем осадков P и потенциальной эвапотранспирацией ET_0, которая характеризует энергию, потенциально доступную на эвапотранспирационные процессы в данных климатических условиях. Такой подход может быть применен и к анализу климатических закономерностей формирования подземной составляющей речного стока, что является целью настоящих исследований. В последние годы появились публикации, в которых анализируется региональная климатически-обусловленная доля инфильтрационного питания подземных вод в осадках в зависимости от индекса аридности (ET_0/P) [Berghuijs, et al., 2024]. Учитывая, что подземный сток в зоне активного водообмена формируется в основном за счет инфильтрационного питания, то в его региональной изменчивости также должна прослеживаться климатическая составляющая, связанная с различием осадков и потенциальной эвапотранспирации.

Кроме того, многочисленные публикации, основанные на анализе пространственно-временных закономерностей стока рек России, показывают, что с конца 1970-х годов под влиянием происходящих климатических изменений на ЕТР нарушилась многолетняя стационарность режима речного стока с разными тенденциями в его характеристиках [Водные…, 2008; Гельфан и др., 2021; Фролова и др., 2022]. Для большей части ЕТР отмечается статистически значимый рост минимального стока рек, характеризующего их подземное питание [Болгов и др., 2014; Джамалов и др., 2016; Научно-прикладной…, 2021]. При этом возникает вопрос, насколько однородны наблюдаемые климатические изменения подземного стока в различных структурно-гидрогеологических регионах ЕТР, представленных Московским и смежными артезианскими бассейнами (АБ) (рис. 1).

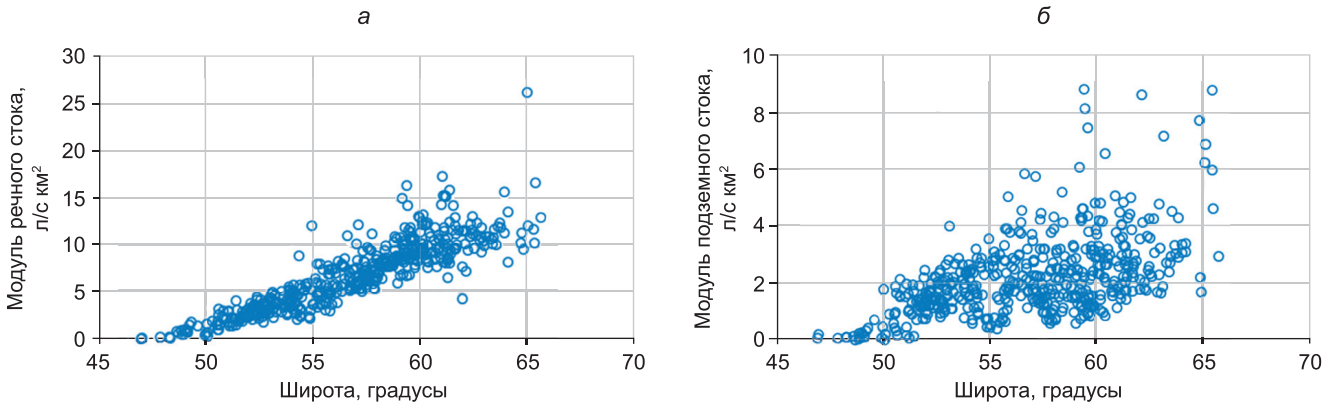


Рис. 2. Широтная изменчивость среднемноголетних значений модуля стока: *а* — годового речного, *б* — подземного

Таким образом, основной целью настоящих исследований является региональный анализ климатических закономерностей пространственной неоднородности подземного стока и его современных изменений на территории ЕТР в границах Московского и смежных АБ.

Материалы и методы исследования. Для анализа использованы суточные данные наблюдений за речным стоком на гидрологических постах Гидрометслужбы, включающие расходы рек по 538 постам за период с 2008 по 2022 гг. и по 283 постам за период до 2008 г.

По многолетним гидрологическим данным были рассчитаны годовые и среднемноголетние расходы и модули общего речного стока и минимальные 30-суточные величины летней и зимней межени за различные периоды. На основе полученных данных проведено расчленение годовых гидрографов речного стока с выделением его подземной составляющей, которое выполнено по упрощенной методике, полагая, что среднегодовое подземное питание реки (подземный сток в реку) соответствует среднему из минимальных 30-суточных расходов летнего и зимнего периодов.

В качестве климатических характеристик рассматриваемой территории использованы среднемноголетние значения годовых сумм осадков и испаряемости за период 1981–2010 гг. из базы данных проекта CHELSA (Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas), где они рассчитаны путем реанализа данных наблюдений по международной сети метеостанций с пространственным разрешением 30 угловых секунд [Karger, et al., 2017].

Результаты исследований и их обсуждение. Полученные результаты показывают, что среднемноголетние модули речного стока имеют четко выраженную широтную изменчивость, определяющуюся, главным образом, различием климатических условий рассматриваемой территории (рис. 2, *а*). В то же время климатическая (широтная) изменчивость модулей подземного стока (рис. 2, *б*) выражена гораздо слабее, что объясняется существенным влиянием структурного геолого-гидрогеологического строения артезианских бассейнов, а также особенностями гидрогеологических условий и различной глубиной дренирования речных водосборов разного порядка (площади), в которых формируется подземный сток.

Для дальнейшего анализа были выделены речные бассейны, на площади которых интегрально происходит дренирование всего разреза зоны интенсивного водообмена, поскольку только в этом случае модуль подземного стока в реку может являться показателем суммарного инфильтрационного питания и естественных ресурсов подземных вод. Такие речные бассейны рассматриваются как ключевые (репрезентативные) с замкнутым балансом инфильтрационного водообмена поверхностных и подземных вод в их границах.

Обоснование (выбор) таких речных водосборов, для всей рассматриваемой территории Московского и смежных АБ проведено дифференцированно, в границах 29-ти гидрологических районов, включающих водосборные площади бассейнов рек 1–2-го порядков, что обусловлено как региональными различиями гидрогеологического строения и условий формирования подземного стока разных гидрологических районов, так и их макро-неоднородностью на площади каждого артезианского бассейна. Далее для каждого из 29-ти выделенных гидрологических районов анализировались зависимости среднемноголетнего модуля подземного стока от площади водосбора, которые имеют следующие закономерности [Владимиров, 1976; Пашковский, 2001] (рис. 3).

Изменчивость модулей минимального (подземного) стока наблюдается до определенной, «критической» (по В.А. Владимирову) площади речного бассейна F^0, после которой значения модуля практически не меняются. Это означает, что при площади речного бассейна больше F^0, его речная сеть полностью дренирует подземные воды зоны интенсивного водообмена, и последующее изменение модуля подземного стока может происходить только при смене физико-географических и гидрогеологических условий. Таким образом, значение модуля подземного стока M^0, при $F \geq F^0$ характеризует суммарное инфильтрационное питание и ресурсы подземных вод, формирующееся на площади речного бассейна (за вычетом разгрузки эвапотранспирацией с уровня

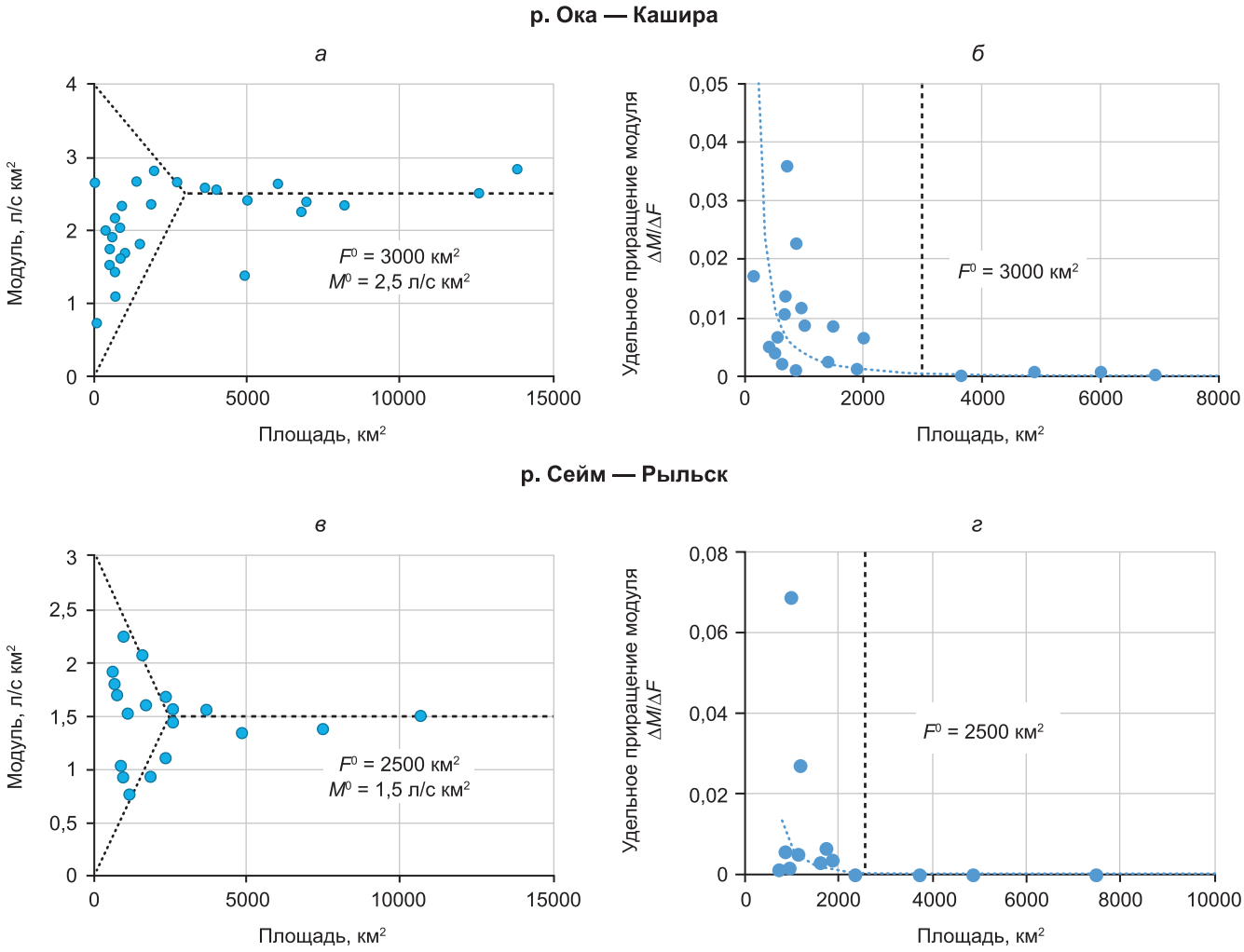


Рис. 3. Зависимости: модуля подземного стока (*а*, *в*) и удельного приращения модуля подземного стока (*б*, *г*) от площади водосбора на примере бассейнов: р. Ока — Кашира (*а*, *б*) и р. Сейм — Рыльск (*в*, *г*)

грунтовых вод на участках его неглубокого залегания). При этом F^0 можно считать минимальной представительной площадью бассейна, в котором среднемноголетнее суммарное питание равно суммарной разгрузке подземных вод.

Изменения модуля подземного стока на малых речных водосборах (площадью менее критической) $M \neq M^0$ вызваны двумя основными факторами.

Значения $M < M^0$ (рис. 3, *а*) обусловлены *неполным дренированием гидрогеологического разреза*, при котором только часть суммарного питания на площади бассейна формирует местный подземный сток к ближайшим рекам, а другая часть поступает в нижние горизонты разреза и формирует глубокие «ветви» стока к более крупным дренам, эрозионный врез которых ниже. Детальный анализ такого деления подземного стока на местную и глубокую составляющие, проведенный нами ранее для верхней части бассейна р. Днепр на основе геофильтрационного моделирования, показал, что доля глубокого питания на площади малых водосборов, не поступающего в местную речную сеть, может достигать 80 % [Гриневский и др., 2016].

Значения $M > M^0$ (рис. 3, *в*) связаны с *межбассейновым регулированием подземного стока*, когда в речную сеть бассейна по глубокой ветви подземного стока поступает подземное питание из другого бассейна, и в этом случае суммарная разгрузка подземных вод оказывается выше их инфильтрационного питания на площади водосбора.

Для более однозначного определения минимальной представительной площади F^0 проведен анализ удельного (на единицу площади) приращения модуля подземного стока $\Delta M/\Delta F$ (в абсолютных величинах) для ранжированных по площади бассейнов в границах гидрологического района (рис. 3, *б*, *г*).

Полученные таким образом значения F^0 для разных гидрогеологических районов (таблица) составляют 2–5 тыс. км^2 в Московском, Днепровско-Донецком и Ленинградском бассейнах, 5–6 тыс. км^2 — в Ветлужском, Волго-Сурском и Приволжско-Хоперском бассейнах и 3–8 тыс. км^2 — в Северо-Двинском бассейне («граничные» гидрологические районы отнесены к АБ, куда входит большая часть их площади). Такие существенные различия значений F^0 обусловлены структурно-гидрогеоло-

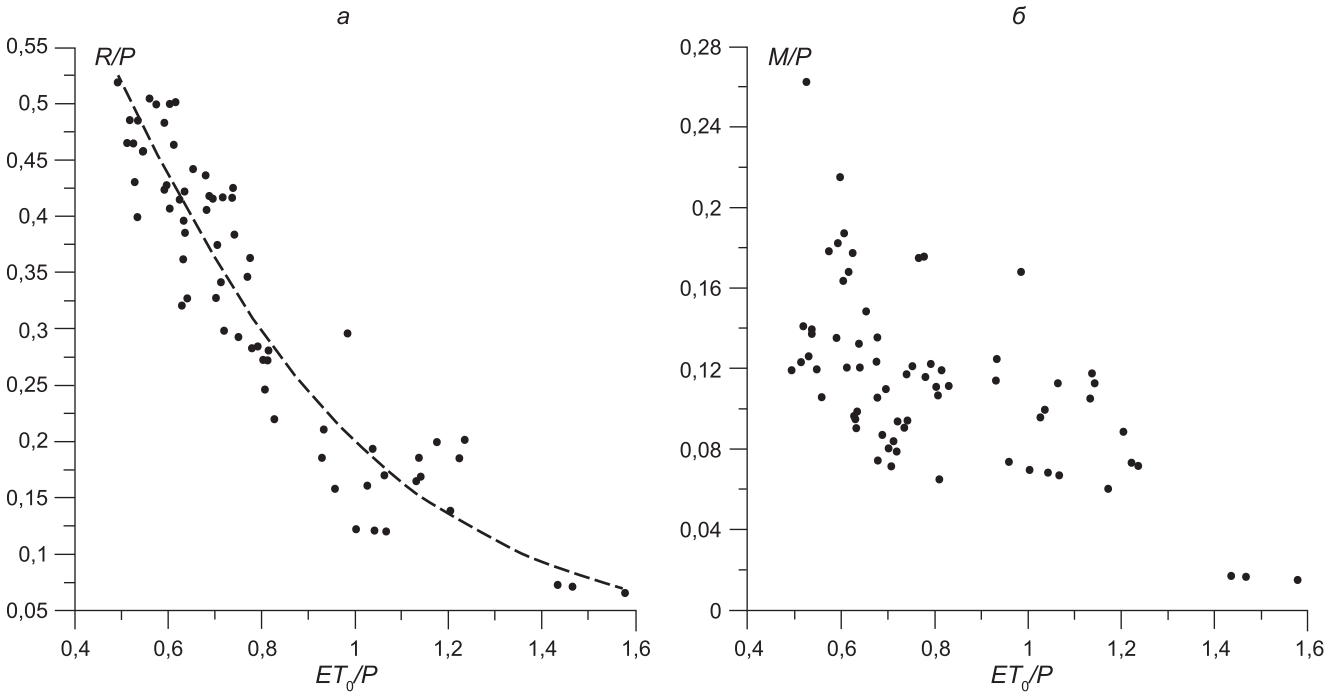


Рис. 4. Связь с индексом аридности (ET_0/P) доли от осадков: *а* — слоя речного стока (R/P) и ее аппроксимация, *б* — слоя подземного стока (M/P)

гическими особенностями строения артезианских бассейнов, определяющими разную глубину зоны интенсивного водообмена в их границах [Всеволожский и др., 1984], что требует отдельного анализа за рамками настоящих исследований.

Таким образом в 29-ти гидрологических районах выделено 69 репрезентативных речных бассейнов площадью $F \geq F^0$, характеризующихся среднемноголетними значениями модуля (слоя) речного R и подземного M стока за период 2008–2022 гг. Их анализ показывает «климатическую обусловленность» общего речного стока на рассматриваемой территории, при которой его различия удовлетворительно описываются известной модификацией уравнения М.И. Будыко [Zhang, et al., 2004] в зависимости от средних значений слоя осадков P и потенциальной эвапотранспирации ET_0 из базы данных CHELSA при ландшафтном коэффициенте $\omega = 3{,}8$ (рис. 4)*:*

$$\frac{R}{P} = \left[1 + \left(\frac{ET_0}{P}\right)^{\omega}\right]^{1/\omega} - \frac{ET_0}{P}.$$

Значения среднемноголетнего модуля подземного стока в границах гидрологических районов и в репрезентативных бассейнах существенно различаются — от 0,25 л/с км^2 до 6 л/с км^2 (рис. 5). При этом, несмотря на то, что минимальные значения модуля характерны для южных бассейнов, а максимальные — для северных, однозначная широтная зональность величин модуля подземного стока на рассматриваемой территории не прослеживается. Это подтверждает неоднозначная связь доли слоя подземного стока от осадков M/P с индексом аридности ET_0/P (рис. 4, *б*), что обусловлено существенным влиянием различия гидрогеологического строения репрезентативных бассейнов на формирование подземного стока. Вместе с тем, в границах отдельных артезианских бассейнов «климатическая обусловленность» модулей подземного стока выражена более однозначно (рис. 6, *а*). При этом следует отметить существенно разный характер связи доли слоя подземного стока от осадков с индексом аридности в артезианских бассейнах, который проявляется в различии аппроксимирующих ее экспоненциальных кривых. Это позволяет говорить о том, что климатические факторы оказывают различное влияние на формирование подземного стока в границах артезианских бассейнов в зависимости от их структурно-гидрогеологического строения.

Этот вывод также подтверждает характер климатической изменчивости коэффициентов подземного стока (доли подземного стока в речном M/R), которая по-разному проявляется в различных артезианских бассейнах (рис. 6, *б*). Если в Московском, Днепровско-Донецком, Волго-Сурском и Ветлужском артезианских бассейнах прослеживается увеличение коэффициента подземного стока с ростом индекса аридности территории, то в остальных бассейнах коэффициенты подземного стока уменьшаются. При этом какая-либо связь характера этих зависимостей с широтным положением артезианских бассейнов отсутствует.

Таким образом, различие структурно-гидрогеологического строения определяет не только степень влияния климатических факторов на формирование подземного стока, но и направленность этого влияния, определяя различные региональные

Таблица

Значения минимальной представительной площади речных бассейнов и среднемноголетнего модуля подземного стока гидрологических районов Московского и смежных артезианских бассейнов

Артезианский бассейн	Гидрологический район	Минимальная площадь, F^0, тыс. км^2	Средний модуль подземного стока, M^0, л/ с км^2
Ветлужский	Вятка	6,0	2,3
	Ветлуга	5,0	1,5
	Унжа	5,0	2,0
Волго-Сурский	Сура	6,0	2,0
	Нижняя Волга, правобережье	5,0	1,5
	Нижняя Волга, левобережье	6,0	1,0
	Кама, правобережье	6,0	3,0
Приволжско-Хоперский	Дон, ст. Раздорская	5,0	0,25
	Хопер	6,0	1,25
Днепровско-Донецкий	Днепр, Десна	5,0	2,5
	Сейм	2,5	1,5
Московский	Дон, ст. Казанская	4,0	2,0
	Молога, Рыбинское вдхр	4,0	4,0
	Кострома	2,0	2,0
	Ока, Кашира	3,0	2,5
	Ока, Половское	3,0	3,9
	Ока, Горбатов	5,0	2,5
	Ока, Муром	5,0	2,0
Ленинградский	Великая, Западная Двина	4,0	2,0
	Луга, Нева левобережье	2,5	2,9
	Нева, правобережье	2,0	3,75
Северо-Двинский	Мезень	8,0	3,0
	Вычегда	8,0	3,0
	Пинега	7,0	2,5
	Вага	5,0	2,0
	Сухона	7,0	3,0
	Юг	8,0	2,75
	Золотица, Сояна	3,0	6,0
	Онега	4,0	4,0

климатические тенденции соотношения подземной и поверхностной составляющих суммарного стока.

Анализ влияния современных климатических изменений на характеристики минимального стока проведен на основе сопоставления среднемноголетних значений минимальных 30-сут расходов летней и зимней межени за периоды 1950–1979 и 1980–2022 гг. Его результаты показывают, что однозначно проявляющиеся на ЕТР с 1980-х годов тенденции увеличения среднегодовой температуры воздуха и снижения скорости ветра при менее однозначном росте годовых сумм осадков [Grinevskiy, et al., 2021] вызвали преимущественное увеличение модуля подземного стока, несмотря на существенно разные климатические условия территории (рис. 7, *а*), что в целом согласуется с результатами предшествующих оценок [Болгов и др., 2014; Фролова и др., 2022].

В средних значениях на площади всех артезианских бассейнов произошло относительно равномерное увеличение среднемноголетних модулей минимального подземного стока (рис. 7, *б*); при этом максимально, до 80 % — в Приволжско-Хоперском бассейне, а минимально, на 25 % — в Северо-Двинском. Так же по всем бассейнам, за исключением Северо-Двинского, рост минимального зимнего стока превышает увеличение летнего. Эти данные соответствуют выводам, что современные климатические изменения на ЕТР обуславливают увеличение питания подземных вод преимущественно в зимний период [Grinevskiy, et al., 2021].

В то же время, несмотря на такие схожие региональные климатические изменения средних величин минимального стока, вариация их изменчивости по отдельным водосборным бассейнам существенно выше (рис. 7, *а*; 8). Так же неоднозначным является соотношение климатических изменений минимального зимнего и летнего стока, которое наиболее существенно различается в границах Волго-Сурского, Приволжско-Хоперского и Днепровско-Донецкого артезианских бассейнов (рис. 8). Это, вероятно, связано с ландшафтными различиями отдельных водосборов, при которых однонаправленные климатические изменения по-разному проявляются в процессах формирования общего водного баланса и инфильтрационного питания подземных вод в зависимости от ландшафтных условий [Grinevskiy, et al., 2021].

Выводы и заключение. Проведенный анализ влияния климатических условий на среднемноголетние показатели подземного стока европейской территории России позволяет сделать следующие основные выводы.

Несмотря на существенные различия климатических условий Европейской территории России (ЕТР), характеризующиеся полуаридными условиями недостаточного увлажнения на юге (ET_0/P>1,5) и гумидными с избыточным увлажнением на севере (ET_0/P<0,6), широтная климатическая изменчивость подземного стока выражена слабо. Она гораздо заметнее проявляется в границах отдельных артезианских бассейнов, характеризующихся единым структурно-гидрогеологическим строением зоны интенсивного водообмена. При этом различие гидрогеологического строения артезианских бассейнов определяет и разный характер климатической изменчивости подземного стока в их границах, кото-

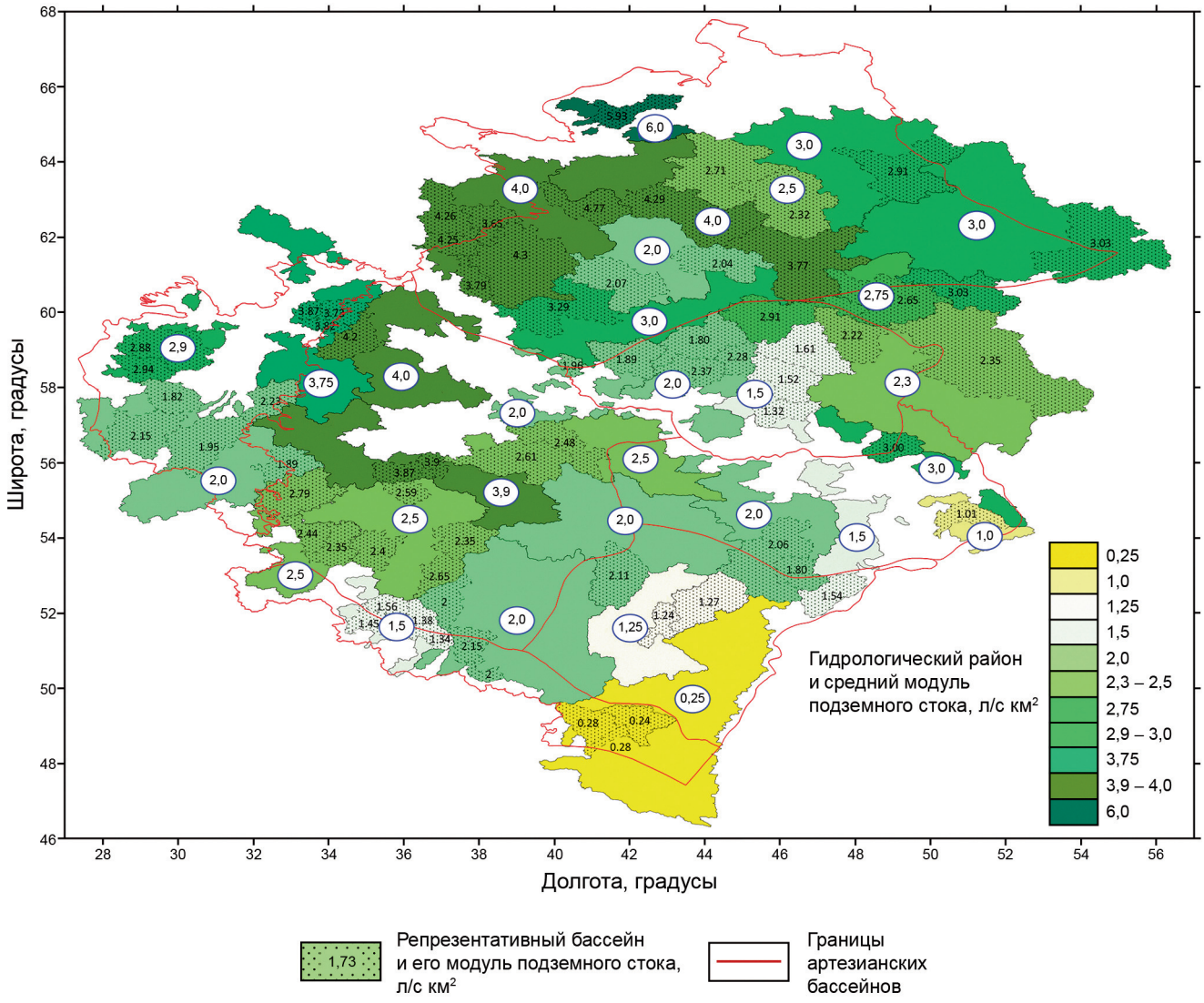


Рис. 5. Гидрологические районы и репрезентативные бассейны со среднемноголетними значениями модуля подземного стока

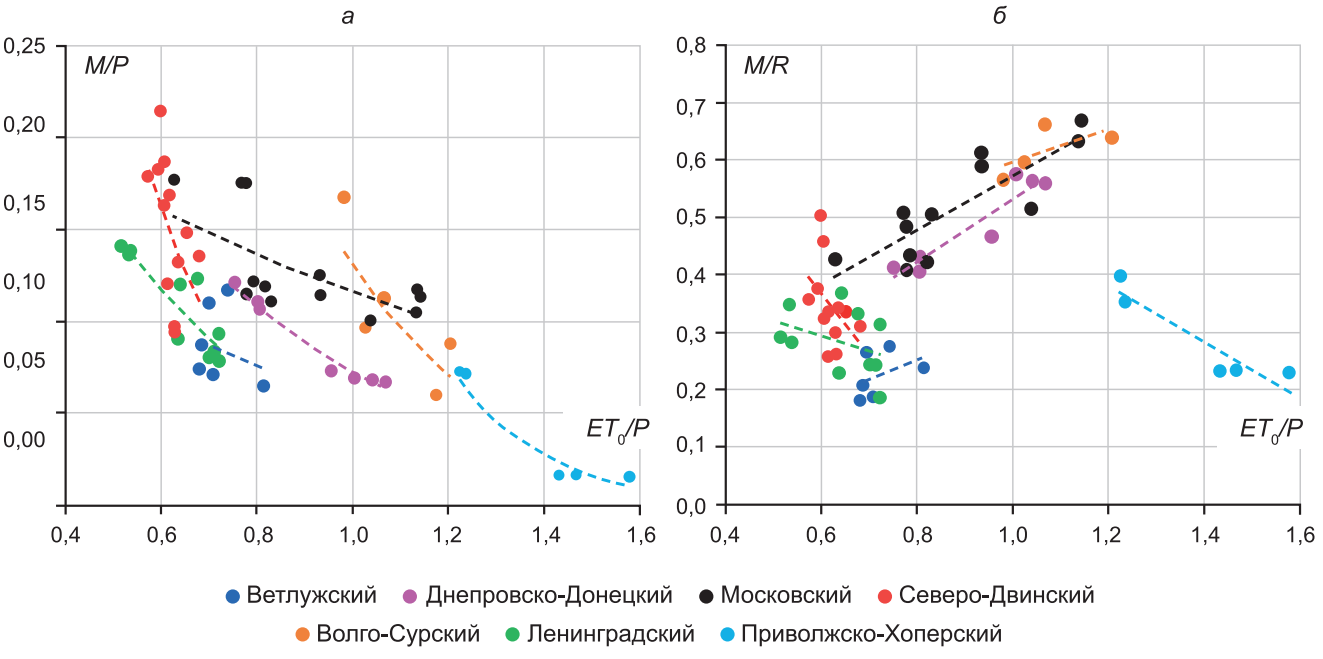


Рис. 6. Связь доли подземного стока от осадков (M/P) (*а*) и доли подземного стока в речном (M/R) (*б*) с индексом аридности (ET_0/P) и ее экспоненциальная (*а*) и линейная (*б*) аппроксимация

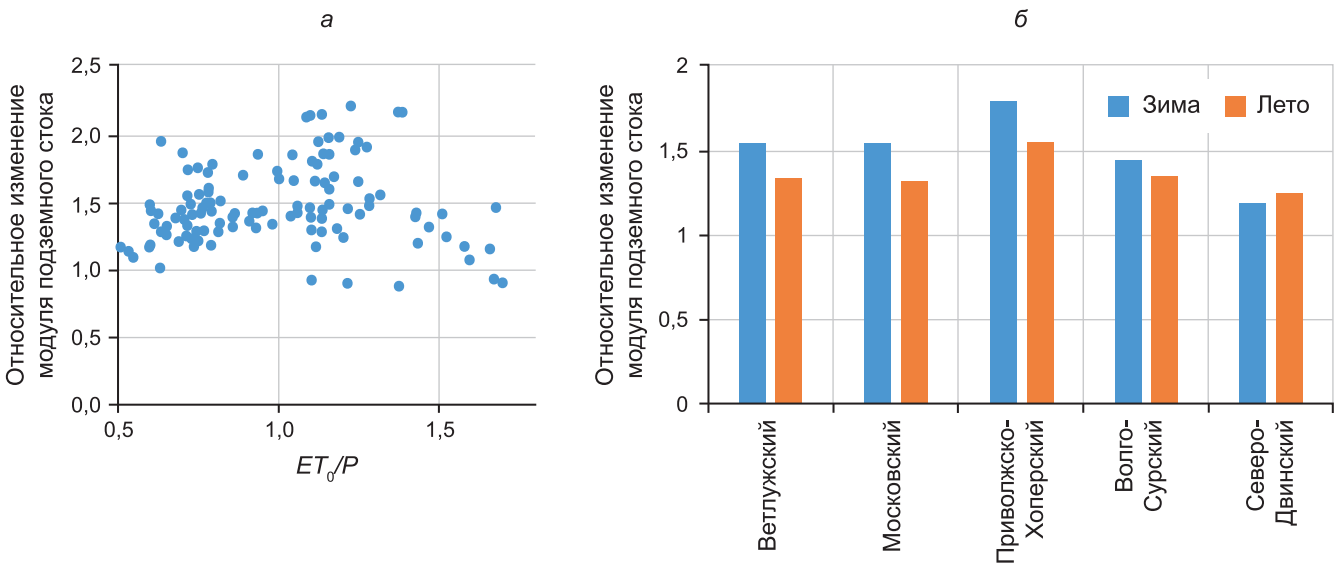


Рис. 7. Относительное изменение среднемноголетнего модуля стока периода 1980–2022 гг. по сравнению с периодом 1950–1979 гг.: *а* — подземного в зависимости от индекса аридности; *б* — средних значений летней и зимней межени на площади артезианских бассейнов

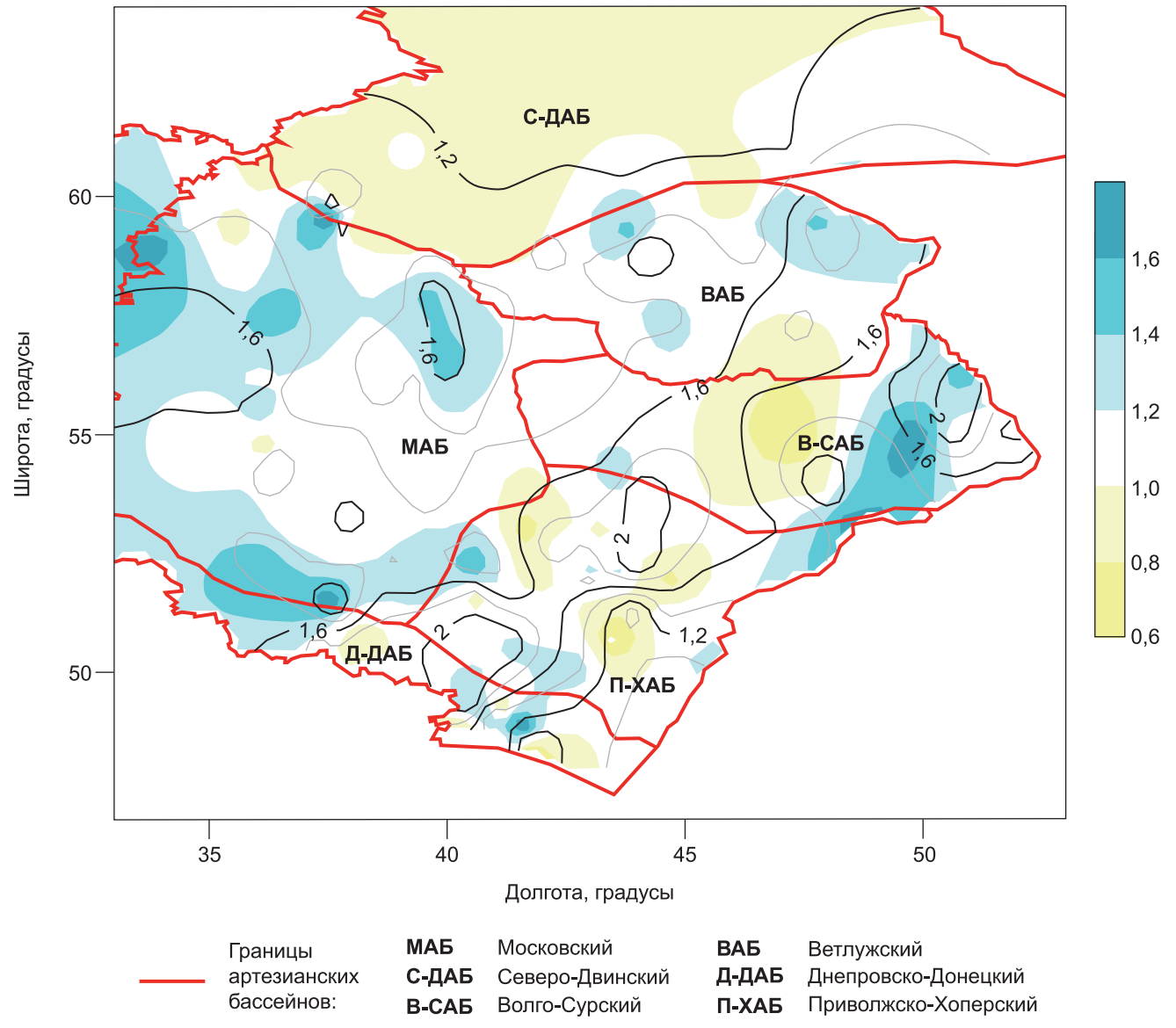


Рис. 8. Изменение среднемноголетних минимальных модулей стока за период 1980–2022 по сравнению с 1950–1979 гг. Изолинии — относительное увеличение подземного стока; цветовая шкала — отношение увеличения зимнего стока к летнему

рая проявляется также и в его долевом соотношении с общим речным стоком. Анализ этой связи требует дополнительного изучения и является направлением дальнейших исследований.

В то же время относительно однородные современные изменения климатических условий на ЕТР, наблюдаемые с 1980-х годов, вызвали практически равномерное региональное увеличение среднего модуля подземного стока на площади разных по структурно-гидрогеологическому строению артезианских бассейнов. При этом в границах речных бассейнов климатические изменения годового подземного стока, а также минимального стока летней и зимней межени существенно различаются, что обусловлено, вероятно, ландшафтной неоднородностью водосборов. Из этого можно сделать вывод, что ландшафтные условия на поверхности речных бассейнов оказывают определяющее влияние на процессы перестройки водного баланса, формирование инфильтрационного питания и подземного стока под влиянием климатических изменений, а структурно-гидрогеологический фактор при этом имеет подчиненное значение.

Финансирование. Настоящая работа выполнена при поддержке гранта РНФ 24-17-00102.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д. и др. Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волги // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 75–85.

Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 255 с.

Владимиров А.М. Сток рек в маловодный период года. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 295 с.

Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. СПб.: ГГИ, 2008. 600 с.

Всеволожский В.А., Долгополов В.В., Зекцер И.С. и др. Карта подземного стока Нечерноземной зоны РСФСР (за исключением Калининградской области, горной части Урала и Зауралья). Масштаб 1 : 1 500 000. М., 1984.

Гельфан А.Н., Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В. и др. Влияние изменения климата на годовой и максимальный сток рек России: оценка и прогноз // Фундамент. приклад. климатология. 2021. Т. 7, № 1. С. 36–79.

Гриневский С.О., Иванова Я.В., Сафонов А.О. Оценка естественных ресурсов подземных вод на основе геогидрологического моделирования инфильтрационного питания // Известия вузов. Геология и разведка. 2016. № 5. С. 45–52.

Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Бугров А.А. и др. Оценка возобновляемых водных ресурсов Европейской части России и пространственно-временной анализ их распределения // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2016. № 4. С. 18–31.

Карта подземного стока Центральной и Восточной Европы. Масштаб 1:1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.

Карта естественных ресурсов подземных вод СССР (подземного стока зоны интенсивного водообмена). Масштаб 1:7 500 000 / Под ред. И.С. Зекцера, О.В. Попова. М.: ГУГК, 1982.

Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1960. 343 с.

Научно-прикладной справочник: Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации / Под ред. В.Ю. Георгиевского. СПб.: ООО «РИАЛ», 2021. 190 с.

Пашковский И.С. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод в окружающей среде. II конференция пользователей и партнеров «Геолинка», Москва, 29–31 мая 2001 г. М.: ИНФОКОМ-ГЕО, 2001. С. 36–40.

Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б. и др. Сток рек России при происходящих и прогнозируемых изменениях климата: Обзор публикаций. 1 Оценка изменений водного режима рек России по данным наблюдений // Водные ресурсы. 2022. № 3 (49). С. 251–269.

Челидзе Ю.Б., Барон В.А., Пугач С.Л., Кокорева С.В. Общее гидрогеологическое районирование как основа системного картографирования, изучения, использования и оценки состояния подземных вод России // Разведка и охрана недр. 2015. № 5. С. 41–49.

Berghuijs W.R., Collenteur R.A., Jasechko S., et al. Groundwater recharge is sensitive to changing long-term aridity // Nature of Climate Change. 2024. № 14. P. 357–363.

Grinevskiy S.O., Pozdniakov S.P., Dedulina E.A. Regional-Scale Model Analysis of Climate Changes Impact on the Water Budget of the Critical Zone and Groundwater Recharge in the European Part of Russia // Water. 2021. № 13. С. 428.

Greve P., Burek P., Wada Y. Using the Budyko framework for calibrating a global hydrological model // Water Resour. Res. 2020. 56. e2019WR026280. https://doi.org/10.1029/2019WR026280

Karger D.N., Conrad O., Böhner J., et al. Climatologies at high resolution for the Earth land surface areas // Scientific Data. 2017. № 4. 170122. https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122

Li D., Pan M., Cong M., et al. Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework // Water Resour. Res. 2013. 49. doi: 10.1002/wrcr.20107

Zhang L., Hickel K., Dawes W.R., et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration // Water Resour. Res. 2004. 40. 02502. doi: 10.1029/2003WR002710

Статья поступила в редакцию 13.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 26.12.2025

ИСТОРИЯ НАУКИ

УДК 55 (09)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-156-167

ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТЫ НА ГЕОЛОГО-ПОЧВЕННОМ ФАКУЛЬТЕТЕ В ГОДЫ ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

Алексей Анатольевич Маслов[1]✉, Николай Николаевич Еремин[2]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; maslovaa_01@my.msu.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; neremin@mail.ru

Аннотация. В статье приведены сведения по организации работы на геолого-почвенном факультете в годы Великой Отечественной войны, систематизированные по архивным материалам Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

***Ключевые слова*:** геолого-почвенный факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Великая Отечественная война

***Для цитирования*:** *Маслов А.А., Еремин Н.Н.* Организация работы на геолого-почвенном факультете в годы Великой Отечественной войны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 156–167.

ORGANIZATION OF WORK AT THE FACULTY OF GEOLOGY AND SOIL SCIENCE DURING THE GREAT PATRIOTIC WAR

Alexey A. Maslov[1]✉, Nikolai N. Eremin[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; maslovaa_01@my.msu.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; neremin@mail.ru

Abstract. The article provides information on the organization of work at the Faculty of Geology and Soil Science during the Second World War, based on archival materials from Moscow State University.

Keywords: the Faculty of Geology and Soil Science Lomonosov Moscow State University, the Great Patriotic War

***For citation*:** Maslov A.A., Eremin N.N. Organization of work at the Faculty of Geology and Soil Science during the Great Patriotic War. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 156–167. (In Russ.).

Введение. Истории развития геологического образования в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова (МГУ) посвящено большое количество публикаций. В частности, В.Т. Трофимов в своей работе [2011] указал, что «Великая Отечественная война резко изменила развитие геологии в Московском университете, и если довоенный период достаточно полно освещен в литературе…, то в период войны оно остается малоизвестным». Целью статьи является исследование по архивным данным МГУ организации работы геолого-почвенного факультета — предшественника современного геологического факультета — в сохранении и развитии геологии в МГУ в условиях Великой Отечественной войны. Основные задачи публикации — проследить развитие структуры факультета в период Великой Отечественной войны, основные направления его научно-исследовательской и учебной работы.

Факультет к началу войны. Развитие геологического образования в Московском Университете происходило в течение многих лет, вместе с тем, понимание сложности организационных изменений геологического образования в СССР, особенно в период 1920–1930 гг., требует краткой исторической справки. В истории преподавания геологических наук в Московском университете выделяют [Рябухин, 2001] два этапа:

– первый (1755–1937), когда преподавание геологических дисциплин осуществлялось в рамках медицинского, физико-математического и почвенно-географического факультетов;

– второй (с 1938 г) начался с выделения геолого-почвенного факультета.

К началу и во время Великой Отечественной войны преподавание геологических дисциплин осуществлялось в МГУ на геолого-почвенном факультете, в период 1918–1932 гг. в стране произошли серьезные изменения в структуре геологического образования, что также отразилось на развитии геологии в МГУ.

4 сентября 1918 г. на основании Декрета Совнаркома и протокола № 191 [МГРИ..., 2018] была создана Московская горная академия (МГА), находящаяся в ведении Народного комиссариата по просвещению Российской республики. В 1930 г. во исполнение постановления Правительственной Комиссии от 15.04.1930 г. «О реформе высшего и среднего обра-

зования» было принято решение о реорганизации МГА. В соответствии с приказом по Высшему совету народного хозяйства (ВСНХ) СССР от 17 апреля 1930 г. за № 1238 МГА была расформирована. На базе ее факультетов было организовано шесть высших технических учебных заведений — институтов, в том числе Московский геологоразведочный институт (на базе геолого-разведочного факультета МГА и почвенно-геологического отделения физмата МГУ).

Для студентов, перешедших из МГУ при организации МГРИ, были сохранены прежние специальности: минералогия, петрография, палеонтология и стратиграфия [История..., 1991]. Последний выпуск по этим специальностям был 1932 г.

В 1932 г. кафедра геологии была воссоздана профессором А.Н. Мазаровичем на географическом отделении МГУ [Милановский, 2004] (с 1933 г. на почвенно-географическом факультете МГУ) первоначально для геологической подготовки будущих почвоведов и географов. Е.Е. Милановский пишет: «В течение ряда лет А.Н. Мазарович энергично боролся за восстановление геологического образования в МГУ. Его инициативу поддержали своими выступлениями в центральной печати крупнейшие геологи нашей страны — академики А.Д. Архангельский и В.И. Вернадский. Эти усилия увенчались в 1938 г. первым успехом, когда на базе нескольких кафедр почвенно-географического факультета МГУ был создан геолого-почвенный факультет» [Милановский, 2004]. Первым деканом геолого-почвенного факультета назначен 23.07.1938 г. профессор В.В. Геммерлинг (рис. 1) [Летопись...].

Научно-исследовательскую работу геологического отделения факультета с 1941 г. определял Научно-исследовательский институт геологии: «Кафедры почвоведения, географии почв и грунтоведения с их лабораториями в своей научно-исследовательской работе объединены Н.И. Институтом Почвоведения. В 1940 г. Ученый совет Московского Университета возбудил ходатайство об организации при геолого-почвенном факультете Н.И. Института геологии, который должен объединить работу геологических кафедр»[1].

В 1938/39 учебном году в составе геолого-почвенного факультета было только три кафедры — геологии, почвоведения и грунтоведения, в 1939/40 учебном году были организованы еще три — географии почв, палеонтологии, минералогии и петрографии.

С момента выделения геолого-почвенного факультета произошел резкий перелом в успеваемости студентов по объединяемым факультетом специальностям. Так, если к началу 1938/39 учебного года из 213 студентов факультета 80 имели академическую задолженность в общей сумме по 120–130 предметам, то уже в зимнюю сессию эта цифра понизилась до 25 студентов с 50 предметами, а после весенней сессии задолженность имели 10 студентов по



Рис. 1. Профессор Геммерлинг Владимир Васильевич (1880–1954) первый декан геолого-почвенного факультета в 1938–1939 гг.

14 предметам. В результате факультет уже в 1939 г. по итогам межфакультетского социалистического соревнования занял в Университете третье место[2].

К началу 1940/1941учебного года на шести кафедрах факультета работает 17 профессоров[3] (Борисов А.А., Виленский Д.Г., Гартман-Вейнберг А.П., Геммерлинг В.В., Качинский Н.А., Костюкевич-Тизенгаузен А.В., Кузнецов Е.А., Ланге О.К., Мазарович А.Н., Орлов Ю.А., Орнатский Н.В., Троицкий Е.П., Филатов М.М., Четвериков С.Д., Шульга И.А., Яржемский С.И., Ярилов А.А.), 16 доцентов и старших преподавателей кандидатов наук, 6 ассистентов кандидатов наук и 11 ассистентов без степени. К началу 1940-х годов план приема студентов в МГУ составлял около 1100 человек: в 1939 г. — 1110 человек (в том числе 50 геологов и почвоведов), в 1940 г. — 1110 человек (60 геологов и почвоведов), в 1941 г. — 930 человек (60 геологов и почвоведов).

К 1940 г. был составлен учебный план, в соответствии с которым геолого-почвенный факультет готовил кадры по трем специальностям[4]: геологии, почвоведению и грунтоведению. В краткой объяснительной записке к учебному плану отмечалось, что «Геологам предоставляется возможность специализироваться по одной из четырех более узких специальностей: геологии, петрографии, минералогии и палеонтологии, почвоведам по одной из трех

[1] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 771. Л. 178.

[2] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 771. Л. 174.

[3] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 696. Л. 37.

[4] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 690. Л. 1.



Рис. 2. Профессор Виленский Дмитрий Гермогенович (1892–1960), декан геолого-почвенного факультета в 1939–1942, 1945–1949 гг.



Рис. 3. 1941 год. Выпускники геолого-почвенного факультета, среди которых будущий профессор Друщиц Владимир Васильевич (в центре) — воевал в отряде ополчения при обороне Москвы, участвовал в боях за Ельню, Вязьму

более узких специальностей: географии почв, физике почв и химии почв. Первый курс является общим для всего факультета, второй тоже общий по списку дисциплин и видов учебной работы, но количество часов по геологическим дисциплинам для геологов на этом курсе несколько большее, чем для почвоведов и грунтоведов. С третьего курса начинается разделение на специальности геологии, петрографии, минералогии, палеонтологии, почвоведения и грунтоведения, с 4-го курса начинается специализации почвоведов по географии, физике и химии почв. Основное отличие вновь составленного учебного плана факультета от плана, утвержденного Комитетом по Делам Высшей Школы при СНК СССР 16–17 июня 1938 г., состоит в том, что вместо обширного и очень неопределенного списка дисциплин по выбору в новом учебном плане дается точный список обязательных дисциплин по каждой специальности и, кроме того, список факультативных дисциплин. В связи с таким построением учебный план приобретает четкость и ясность, облегчающую и выбор специальности, и организацию учебного процесса на факультете. В частности, в новом учебном плане впервые производится разделение геологии на четыре специальности и выделение специальности грунтоведения»[5].

Летом 1941 г., на начало войны, деканом геолого-почвенного факультета был профессор Д.Г. Виленский (рис. 2), назначенный в 1939 г. [Летопись...].

Начало войны, 1941 г. С началом Великой Отечественной войны многие сотрудники и студенты факультета ушли на фронт (рис. 3), оставшиеся включились в работу на многих направлениях, в том числе помощи фронту [Трофимов, 2011].

Девяносто преподавателей-геологов, аспирантов и студентов ушли добровольцами на фронт, многие из них погибли, защищая Родину (рис. 4).

Оставшиеся в тылу переключились на работу, связанную с развитием сырьевой базы оборонной промышленности, поисками месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологическим обоснованием строительства военных объектов.

Не прекращалось и преподавание в Московском университете, оно продолжалось в эвакуации — сначала в Ашхабаде, затем в Свердловске; в 1943 г. преподавание возобновилось в Москве.

Е.Е. Милановский вспоминал: «Осенью 1941 г. занятия на геолого-почвенном факультете МГУ, как и на других факультетах университета, проводились по ускоренному и сокращенному с пяти до трех лет учебному плану» [Тверитинова, 2023].

Эвакуация. В конце сентября 1941 г. был поставлен вопрос[6] о необходимости вывоза из Москвы наиболее крупных ученых, особенно престарелых. Был составлен список (по словам ректора МГУ А.С. Бутягина, утвержденный Председателем ВКВШ), в который вошло около 90 человек.

15 октября 1941 г. было принято решение Совета по эвакуации при СНК СССР №14322сэ об эвакуации Московского университета в г. Ашхабад [Летопись...] с запланированной остановкой в Ташкенте (Узбекская ССР). В Ашхабаде МГУ размещался на базе Туркменского Государственного педагогического института, обязанности ректора в Ашхабаде исполняли М.М. Филатов, а затем И.С. Галкин. Эвакуация прошла в несколько этапов:

14 октября были эвакуированы 88 человек, в том числе 3 профессора факультета Геммерлинг В.В., Филатов М.М. и Шульга И.А.;

[5] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 690. Л. 1–2.

[6] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 800. Л. 3.

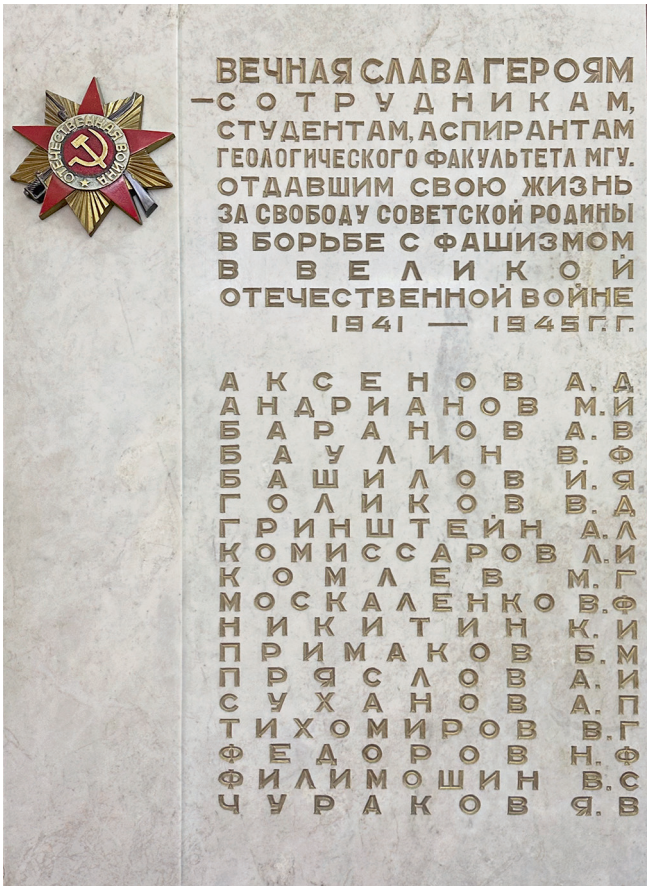


Рис. 4. Мемориальная доска сотрудникам геологического факультета МГУ, погибшим в Великой Отечественной войне

17 октября — 96 человек, в том числе 3 профессора Качинский Н.А., Кузнецов Е.А. и Ланге О.К. и 2 научных сотрудника факультета;

25 октября — 220 человек, в том числе 2 доцента Великовская Е.М., Морозов С.С. и 1 научный сотрудник факультета Вадюнина А.Ф.;

29 октября в максимально комфортных условиях отправлена в Ашхабад группа высококвалифицированных профессоров, преимущественно престарелых, в количестве 35 человек.

Также 16 октября из Москвы вышли пешим порядком индивидуально и самодеятельными группами до 1000 научных работников, сотрудников и аспирантов, часть которых впоследствии добралась до Ашхабада, но большинство (главным образом, сотрудники и студенты) — осталось в районах Поволжья и в местах, куда были ранее с эшелонами эвакуированы семьи.

В ноябре 1941 г. железнодорожным транспортом отправлялись оборудование, документы ректората, бухгалтерии, дела учебной части факультетов. В декабре 1941 г. было отправлено еще 103 человека преподавательского состава и сотрудников МГУ уже не эшелонами, а в пассажирских поездах. Эвакуация профессорского и преподавательского состава (табл. 1) была этим закончена. В целом эвакуация, проходившая в чрезвычайно сложной обстановке непрерывных военных тревог и воздушных налетов,

Таблица 1

Сводные данные эвакуации профессорско-преподавательского и учебно-вспомогательного персонала геолого-почвенного факультета МГУ в Ашхабад*

Состав факультета	Зав. кафедр, профессора	Профессора	Доценты	Ассистенты	Старшие преподаватели	Старшие лаборанты	Лаборанты	Старшие препараторы	Препараторы
Всего по штату	5	6	8	8	1	3	10	1	1
Эвакуированы	5	5	5	4		2	2	1	
Остались в Москве			2	1		1	7		1
Находятся в народном ополчении				1	1				
Отчислены		1	2**	2			1		
ВСЕГО	5	5	7	6	1	3	9	1	

Примечание. * Архив МГУ, ф. 1, оп. 10, ед. хр. 800 Л. 129. ** Так в источнике.

затянулась на два месяца и закончилась к 1 января 1942 г., когда непосредственная угроза столице миновала и немцы уже фактически потерпели поражение в битве под Москвой [Летопись...].

Ашхабадская и Московская части факультета. Занятия в Ашхабаде начались в середине ноября по прибытии первой партии студентов. Всего эвакуировано студентов — 547, преподавателей — 379. В Ашхабаде в соответствии с приказом по университету от 31 декабря 1941 г. работало 55 кафедр, 10 факультетов и 3 межфакультетские кафедры, среди них три кафедры геолого-почвенного факультета — грунтоведения, геологии с минералогией и петрографией, почвоведения [Трофимов, 2011]. Исполняющим обязанности декана геолого-почвенного факультета 24 ноября 1941 г. приказом исполняющего обязанности ректора МГУ в Ашхабаде профессора М.М. Филатова (заведующего кафедрой грунтоведения) был назначен профессор В.В. Геммерлинг (заведующий кафедрой почвоведения).

Тем не менее, не уехавших в эвакуацию студентов и преподавателей МГУ осталось довольно много, поэтому в марте 1942 г. занятия в Москве возобновились [Тверитинова, 2023].

Оставшаяся в Москве часть геолого-почвенного факультета принимала активное участие в работе университета[7] — была сформирована комплексная бригада в составе почвоведов, ботаников, климатологов для оказания помощи фронту, с целью разработки вопросов строительства аэродромов, аварийных водоемов (рук. проф. Н.А. Качинский). С августа до начала октября 1942 г. студенческий батальон МГУ участвовал в заготовке дров для

[7] Летопись МГУ. 1941 год. https://letopis.msu.ru/content/letopis-geologo-pochvennogo-fakulteta

Москвы в зоне канала Москва-Волга [Тверитинова, 2023]. Деканом Московской части геолого-почвенного факультета Приказом № 74 от 24 марта 1942 г.[8] назначен и.о. доцента Зырин Николай Георгиевич, до этого бывший уполномоченным учебной части геолого-почвенного факультета, в должности которого фактически руководил работой Московской части факультета с октября 1941 г. до 1942 г.

1942 г. работа в эвакуации в Ашхабаде, переезд в Свердловск. В Ашхабаде в 1942 г. развернули свою работу 10 научно-исследовательских институтов и 5 гуманитарных факультетов Университета. План работ МГУ на 1942 год предусматривал разработку 260 тем, объединенных девятью направлениями, а также 52 монографий, учебников и учебных пособий[9]. Из 260 тем 133 было посвящено разработке общетеоретических проблем, 27 тем были непосредственно связаны с оборонной тематикой, а 100 тем имело прямое отношение к решению вопросов народно-хозяйственного значения (в основном Туркмении). Темы, связанные с оборонной тематикой, представлены в архиве МГУ не в полном объеме, поскольку около 30 тем проходило по спецотделу.

Несмотря на непривычный душный и жаркий климат, полуголодное безденежное существование, студенты и преподаватели продолжали учиться, учить и заниматься научно-исследовательской работой [Летопись...]. Местные условия вносили свои коррективы: для студентов был введен курс сельскохозяйственной подготовки, и весной 1942 г. ребята работали трактористами, комбайнерами и рабочими прицепных машин на полях Туркмении.

Научно-исследовательская и учебная работа в Туркмении. Во время войны и в связи с эвакуацией претерпели существенные изменения и научные планы. Приоритет был отдан военной и оборонной тематике, а также направлениям, связанным с конкретным экономико-географическим регионом, его промышленностью, транспортом, сельским хозяйством, природными ресурсами и сырьем.

Геолого-почвенный факультет принимал участие в четырех (I, II, VI, VII) из девяти отраженных в архиве направлений работы.

I. Выявление и использование естественных производительных сил Туркмении и Средней Азии:

1. Использование местного растительного и технического сырья. Растения Туркмении, как источник для производства щелочей, лекарственных, дубильных и других веществ, ядовитое начало растений;

2. Использование полезных ископаемых Туркмении — разработка методов использования калийных залежей для удобрений; изучение фосфоритов, металлических руд и подземных вод; использование магниевых солей озер Туркмении; изучение нефтей Туркмении; получением глинозема и серной кислоты из алунитов; полезные ископаемые Копет-Дага и др.;

3. Выявление и использование пищевых и кормовых ресурсов, перспективы рыбохозяйственного использования водоемов Туркмении.

II. Работы, связанные с промышленностью и хозяйством Туркмении и Средней Азии:

1. Водное хозяйство Туркмении — опреснение серных и соленых вод; разработка методов разведки конденсационных вод; образование конденсационных вод; определение потерь воды вследствие испарения и фильтрации;

2. Использование местных сырьевых и энергетических ресурсов — брекетирование отходов местного топлива; газификация местных углей; сепарация серы от кремнезема и др.

VI. Геолого-почвенные исследования:

1. Составление почвенной карты ТССР в масштабе 1:100 000;

2. Изучение почвенного покрова сортоучастков СССР;

3. Изучение почвенного покрова промышленных и сельскохозяйственных районов Туркмении;

4. Изучении геохимических свойств главнейших грунтов Туркмении;

5. Влияние агентов физического выветривания на грунты лессовой группы в природе и сооружениях открытого типа;

6. Распространение и залегание россыпей редких металлов.

VII. Комплексное обследование Копет-Дага — комплексная экспедиция силами институтов почвенного, географического, зоологии, ботаники и геолого-почвенного и экономического факультетов с целью изучения геоморфологии, стратиграфии, геологии, гидрогеологии, почвы, карста, климата и экономгеографии Копет-Дага.

План работ геолого-почвенного факультета в Ашхабаде включал[10] 23 темы (табл. 2), в том числе, 3 монографии, 2 оборонных темы и 18 направлений хозяйственного и практического значения. Основные темы работ геологического отделения геолого-почвенного факультета в Ашхабаде были начаты в 1942 г. и посвящены Туркмении, а также включали ранее начатые работы, направленные на решение важных народно-хозяйственных задач:

– Комплексное изучение Копет-Дага (А.Н. Мазарович, О.К. Ланге, С.Д. Четвериков, Е.М. Великовская, М.М. Москвин);

– Геоморфология и молодые тектонические движения Центрального Копет-Дага (А.Н. Мазарович, Е.М. Великовская, М.М. Москвин);

– Стратиграфия верхнего мела Копет-Дага (М.М. Москвин);

– Подземные воды предгорного Копет-Дага как источник водоснабжения и орошения (О.К. Ланге);

– Петрография Копет-Дага (С.Д. Четвериков);

[8] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. МГУ. Ед. хр. 43. Л. 88.

[9] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1012. Л. 15.

[10] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1012. Л. 55–61.

Таблица 2

Выполнение плана работ открытой тематики геолого-почвенным факультетом за 1942 год

Подразделение	Московская часть, количество работ		Ашхабадская часть, количество работ	
	По плану	Выполненные	По плану	Выполненные
Геолого-почвенный факультет и институт почвоведения	14	–	18	14
Геолого-разведочный факультет	22	24	–	–

– Геология четвертичные отложения Южного Алтая в связи с распространением россыпей редких металлов и золота (Е.М. Великовская);

– Стратиграфия верхнего Мела Северного склона Кавказа (М.М. Москвин);

– Изучение особенностей минералообразования в стекольной промышленности в связи с широким применением сульфата вместо соды при стекловарении (С.Д. Четвериков);

– Геохимические свойства главнейших грунтов Туркмении (С.С. Морозов);

– Влияние агентов физического выветривания на грунты лёссовой группы в природе и в сооружениях открытого типа (М.М. Филатов).

Примером решения важной народно-хозяйственной задачи является работа С.Д. Четверикова по изучению особенностей минералообразования в стекольной промышленности. В условиях военной экономики на Ашхабадских стеклозаводах перешли на весьма широкую и временами полную замену соды сульфатом, что сильно влияло на прочность стеклоприпаса, вызывая интенсивное оплывание и другие дефекты. Исследование причин наблюдаемых явлений и возможность увеличения прочности стеклоприпаса базировалось на изучении его фазового состава и вторичных продуктов минералообразования.

В 1942 г. выполнялась работа над следующими учебниками, учебными пособия и монографиями:

1. Учебник по общей геологии О.К. Ланге;

2. Руководство по методике петрографических исследований и задачник по кристаллооптике. С.Д. Четвериков;

3. Четвертичные отложения СССР А.Н. Мазарович.

Слабая приборно-лабораторная база педагогического института не удовлетворяла, в первую очередь, представителей естественнонаучных специальностей, знания и умения сотрудников и студентов уже превышали возможности оборудования [Летопись...]. В.Т. Трофимов отмечает, что с целью улучшения условий работы университета, включая возможность набора студентов и организации научно-исследовательской работы, СНК СССР принял 8 июня 1942 г. постановление за № 893 о переводе МГУ из Ашхабада в Свердловск и его размещении в зданиях Уральского индустриального института [Трофимов, 2011]. Руководила переездом университета из Ашхабада в Свердловск и последующей реэвакуацией из Свердловска в Москву Розалия Самойловна Землячка, занимавшая в годы войны пост заместителя главы Советского правительства.

В Свердловске геолого-почвенным факультетом были начаты работы по повышению плодородия почв, по разработке методики научного исследования механики грунтов. В отчете о выполнении плана научно-исследовательских работ МГУ отмечено: «В Свердловске выполнена работа по оценке и обработке геологических материалов по площадкам строящихся металлургических заводов»[11].

Бытовые условия в Свердловске были исключительно тяжелые «большинству людей было негде жить, их расселяли по городу в порядке уплотнения. Помещения, предоставленные под лаборатории и аудитории, имели слишком маленькие площади, что не давало возможности развернуть нормальную учебную и научно-исследовательскую работу. Всё лабораторное оборудование находилось большей частью в консервированном состоянии. В ночь с 6 на 7 ноября в помещении университета произошел пожар. Пламя охватило здание, где было размещено 14 вагонов привезенного накануне ценнейшего оборудования. Оно было спасено руками научных работников, живших рядом в бараках и корпусах. В течение часа при 30 градусах мороза на руках сотрудники выносили аппаратуру» [Летопись...].

«Никогда не забуду участие математика профессора Ивана Георгиевича Петровского, который показал пример мужества, спасая оборудование, которое и так было скудным», — вспоминал И.С. Галкин. В результате пожара было потеряно около 50 аудиторий. Работать приходилось в три смены с 8 утра до 11.50 ночи. Коллектив студенчества составлял 940 человек, научных работников — 350.

Организация работы Московской части факультета. В Московской части университета, помимо собственно геолого-почвенного факультета, деканом Московской части которого в 1942 г. назначен профессор Н.П. Ремезов (рис. 5) [Пущаровский, 2008], работал также геолого-разведочный факультет МГУ, образованный в соответствии с приказом ВКВШ при СНК СССР от 23 марта 1942 г. № 29 [Трофимов, 2011]. Приказом по МГУ № 83 от 28 марта 1942 г.[12] создан геолого-разведочный факультет, на который находящиеся в Москве студенты Геолого-разве-

[11] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1014а. Л. 88.

[12] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. МГУ. Ед. хр. 43. Л. 39.

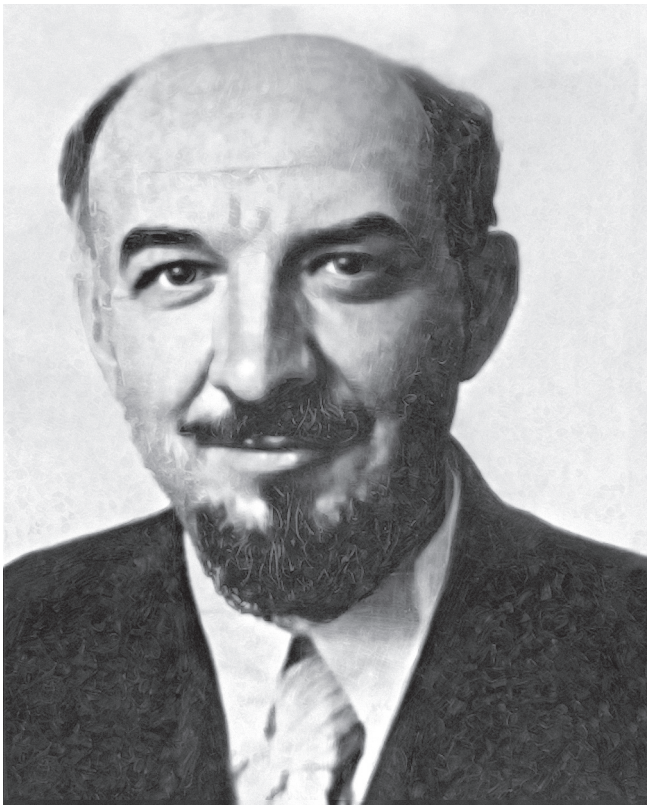


Рис. 5. Профессор Ремезов Нил Петрович (1899–1961) декан Московской части геолого-почвенного факультета в 1942 г., декан геолого-почвенного факультета 1943–1945 гг.

дочного института приняты «в порядке перевода». В отчете по научно-исследовательской работе за 1942 год по Московской части МГУ в разделе научно-исследовательской группы геолого- разведочного факультета отмечено, что «Научно-Исследовательская Группа (бывш. НИС Геолого-Разведочного Института им. Орджоникидзе) приказом по МГУ за № 99 от 14/07/1942 г. перешла в ведение МГУ в составе Геолого-Разведочного Факультета с 15-го апреля 1942 года»[13]. Деканом геолого-разведочного факультета был назначен [Рябухин, 2001] профессор Е.Е. Захаров. В феврале 1942 г. возобновились учебные занятия, они проводились в две смены и чередовались с ежедневными 3–4-часовыми дежурствами по университету [Трофимов, 2011].

В отчете по научно-исследовательской работе геолого-почвенного факультета за 1942 г. отмечено[14], что по московской части из 14 запланированных работ не закончена ни одна, что объясняется поздним развертыванием научно-исследовательской работы факультета и НИИ почвоведения, а также выполнением срочных внеплановых заданий оборонного характера по закрытой тематике.

1943 г. Реэвакуация. Организация работы факультета в Москве. Свердловский этап работы МГУ продолжался менее года [Трофимов, 2011]: 22 мая 1943 г. был последний день занятий студентов в Свердловске. Распоряжением СНК СССР от 15 апреля 1943 г. за № 7720-р и приказом НКП РСФСР от 23 апреля 1943 г. за № 1376 было объявлено о реэвакуации МГУ в Москву. Также в 1943 г. возобновлялась работа Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе в Москве (приказ ВКВШ и Комитета по делам геологии при СНК СССР № 1321192 от 8 июня 1943 г. [Летопись...]). Ректором МГУ 3 июля 1943 г. был издан приказ № 212 о переводе профессоров, преподавателей и учебно-вспомогательного персонала геолого-разведочного факультета МГУ в МГРИ [Трофимов, 2011]. Всего переводилось 66 человек: 24 штатных преподавателя (3 профессора, 12 доцентов, и.о. доцента, 2 старших преподавателя и 6 ассистентов), 20 преподавателей-совместителей (6 профессоров, 8 доцентов, старший преподаватель, 2 ассистента и 3 преподавателя) и 22 сотрудника учебно-вспомогательного персонала (6 старших лаборантов, 6 лаборантов и 10 препараторов).

На момент выделения из состава МГУ геолого-разведочный факультет имел кафедры [Летопись...]:

– динамической геологии (заведующий — В.В. Белоусов);
– палеонтологии (М.А. Болховитинова);
– петрографии (Н.Н. Смирнов);
– гидрогеологии (Г.В. Богомолов);
– разведывательного дела (П.Н. Марков);
– полезных ископаемых (Е.Е. Захаров);
– маркшейдерского дела (П.К. Соболевский).

Протоколом № 21 заседания ученого совета геолого-почвенного факультета МГУ от 10 июня 1943 г. была одобрена новая структура геолого-почвенного факультета: «Вследствие выделения геолого-разведочной части факультета в самостоятельный Геолого-разведочный институт, геологический факультет снова реорганизуется в Геолого-почвенный с подразделением на 2 отделения: геологическое и почвенное. Отделение в свою очередь будет иметь две специальности: почвенное — почвоведение и грунтоведение; геологическое — геология с палеонтологией и минералогия с петрографией»[15].

По возвращении МГУ в Москву летом 1943 г. кафедра геологии геолого-почвенного факультета была разделена на две самостоятельные кафедры — исторической геологии (заведующий А.Н. Мазарович) и динамической геологии (заведующий О.К. Ланге).

К 1 сентября 1943 г. Университетвозвратил МГРИ также контингент студентов геолого-разведочного факультета [Летопись...], таким образом, одновременно с восстановлением МГРИ перестал существовать в МГУ геолого-разведочный факультет [Рябухин, 2001].

После реэвакуации и до своего переезда на Ленинские горы геолого-почвенный факультет ютился (вместе с географическим факультетом) в здании Агрономического корпуса в самом углу универси-

[13] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1014а. Л. 16.
[14] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1014а. Л. 88.
[15] Архив МГУ. Ф. 23. Оп. 1. Ед. хр. 170. Л. 176.

Таблица 3

Выполнение плана научно-исследовательских работ геолого-почвенного факультета и НИИ Почвоведения МГУ за 1943 год

Работы	Всего по плану	Из числа плановых работ				Работы сверх плана	
		выполнялись	в том числе		не выполнялись		
			закончены	не закончены		выполнялись	закончены
Оборонного и народно-хозяйственного значения	16	12	9	3	4	8	8
Общетеоретического характера	3	2		2	1	2	
Диссертации	1	1	1			3	
Учебники и учебные пособия				1	1	6	6
Всего	20	15	10	6	6	19	14

тетского квартала на Моховой улице [Гутнов, 2017]. Трехэтажное здание было построено по инициативе профессора А.Н. Сабанина, который более тридцати лет возглавлял в университете кафедру агрономии. Острая нужда в помещениях, вместе с недостатком средств для строительства новых зданий привела к тому, что незадолго до войны в 1940 г. корпус был надстроен (рис. 6).

Деканом геолого-почвенного факультета с 1943 г. [Пущаровский, 2008] по 1945 г. был профессор Н.П. Ремезов [Рябухин, 1998].

Научно-исследовательская и учебная работа. Научно-тематический план (табл. 3) геолого-почвенного факультета МГУ на 1943 год[16] предусматривал разработку тем, сгруппированных в три проблемы:

1. Геологическое и почвенное исследование Копет-Дага;

2. Вопросы народно-хозяйственного значения вообще;

3. Составление учебников и учебных пособий.

Первая проблема включала 6 тем, начатых в 1942 г. во время пребывания МГУ в Туркмении:

– Положение Копет-Дага среди других элементов альпийской складчатой системы (А.Н. Мазарович);

– Геоморфология и молодые тектонические движения центрального Копет-Дага (Е.М. Великовская);

– Стратиграфия верхнемеловых отложений Копет-Дага (М.М. Москвин);

– Литология меловых отложений и полезные ископаемые Копет-Дага (С.Д. Четвериков);

– Почвенный покров Западного Копет-Дага (К.М. Смирнова);

– Подземные воды предгорий Копет-Дага как источник водоснабжения (О.К. Ланге).

Вторая проблема включала 14 тем, в том числе 4 — по вопросам геологии, 7 — по вопросам почвоведения и 3 темы — по вопросам грунтоведения. Из 14 тем 4 темы были ориентированы на удовлетворение нужд Урала:

1. Геотехнические свойства мергелистых грунтов;

2. Методы изучения физического режима почв;

3. Методы регулирования физического режима подзолистых почв путем различной их обработки;



Рис 6. 1943 год здание геолого-почвенного и географического факультетов — Агрономический корпус

4. Оценка и разработка геологических материалов по площади строительства заводов черной металлургии.

Четыре темы носили общетеоретический характер, одна тема касалась установления закономерностей распространения россыпей редких металлов и золота на Алтае, две темы были посвящены улучшению строительных качеств поверхностной толщи грунтов в дорожном и аэродромном строительстве.

[16] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1018. Л. 72.

Третья проблема объединяла 5 тем:

– учебник по общей геологии (О.К. Ланге), фактически первый в стране;

– Геология СССР — подготовка нового издания курса, существенно расширенного и дополненного (А.Н. Мазарович);

– руководство по курсу Историческая геология (А.Н. Мазарович);

– руководство по методике петрографических исследований и задачник по кристаллооптике (С.Д. Четвериков);

– руководство по химическому анализу почв (Е.П. Троицкий).

1944 г. Научно-исследовательская и учебная работа. Обновление учебных планов. Тематический план научно-исследовательской работы Геолого-почвенного факультета и НИИ Почвоведения МГУ включал 50 тем факультета и 6 тем Института Почвоведения, которые объединялись 19 проблемами. Основные проблемы, решению которых посвящен открытый тематический план научно-исследовательской работы были следующие[17].

1. Проблемы народно-хозяйственного значения

1. Повышение плодородия почв и урожайности сельскохозяйственных культур (В.В. Геммерлинг, Н.П. Ремезов, Д.Г. Виленский, Д.М. Прянишников).

2. Картирование аэродромов. Необходимость проведения работ в этом направлении диктуется запросами военных организаций.

3. Изучение грунтов СССР в технико-строительных целях (С.С. Морозов, Н.В. Орнатский).

4. Разработка химических методов анализа почв и силикатов (Е.П. Троицкий).

5. Типизации угольных бассейнов СССР.

6. Гидрогеологические условия угольных месторождений и другие проблемы геологии, стратиграфии, тектоники, направленные к разрешению задач народно-хозяйственного значения — поиски и разведка на уголь, нефть, цветные и редкие металлы.

2. Составление учебников и учебных пособий

Сотрудниками факультета написаны учебники и практические руководства для студентов специальностей почвоведения, геологии, грунтоведения Университетов и других вузов и втузов:

– учебник «Курс геоморфологии» (Н.И. Николаев);

– пособие для самостоятельных занятий студентов по минералогии (Н.А. Смольянинов);

– учебное пособие «Основы почвоведения часть II» (Д.Г. Виленский);

– учебник «Руководство по почвенному анализу» (Е.П. Троицкий, Н.Г. Зырин, Е.В. Аринушкина);

– учебное пособие «Избранные главы по грунтоведению» (Е.М. Сергеев).

Создана кафедра геофизических методов разведки (зав. проф. А.И. Заборовский). Переименованы кафедры: анализа почв — в кафедру химии и анализа почв и грунтов; мелиорации почв — в кафедру физики и мелиорации почв [Летопись...].

В 1943/44 учебном году[18] на геолого-почвенном факультете проделана большая работа по пересмотру учебных планов и программ — пересмотрено 88 и заново составлено 15 программ. Составлено 7 учебных планов по новым специальностям Университета, в том числе по геофизическим методам разведки и гидрогеологии.

В 1944 г.[19] на факультете защищено 3 докторских (в том числе доцентом Н.И. Николаевым и доцентом С.С. Морозовым) и 6 кандидатских диссертаций.

В распоряжении геологического отделения геолого-почвенного факультета в 1943/44 уч. году после реэвакуации в Москву было всего девять помещений[20], включая аудиторию № 46 при кабинете геологии, предназначенную для проведения специальных групповых занятий студентов, и 8 комнат, часть из которых имела площадь не более 10–12 м^2. Имевшиеся в распоряжении отделения помещения для научно-исследовательской работы в Главном корпусе (комнаты 133 и 134) осенью 1943 года по распоряжению Ректората были изъяты из ведения факультета.

В отчете об учебной работе геолого-почвенного факультета, подписанном деканом профессором Д.Г. Виленским, в том числе отмечалось: «Имеющиеся помещения лишь в небольшой степени обеспечивают потребности отделения. Не имеют никакой площади кафедры минералогии и динамической геологии, вынужденные ютиться в и без того переуплотненных помещениях других кафедр»[21] и что «Состояние оборудования и положение с помещениями заставляет сказать, что, несмотря на высокую квалификацию профессорско-преподавательских кадров, имеющих большой стаж преподавательской и научной работы, многие курсы сильно снижены в отношении качества и удобства прохождения…. Многие практикумы (например, минералогический, Федоровский метод) вообще не могут проходить в стенах факультета и университета, так как отсутствует оборудование. Факультет принужден просить Московский Геолого-Разведочный Институт пускать в свободное время от занятий студентов в соответствующие лаборатории»[22].

1945 год Великой Победы. В связи с созданием новых кафедр и увеличением числа студентов — в 1945 г. создана кафедра природного газа (зав. проф. И.О. Брод) — острота вопроса с помещениями только усугубилась. Вновь открытые кафедры природного газа и геофизических методов разведки не имели учебных площадей, а кафедра динамической геологии размещалась на площади 14 м^2.

[17] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 1030. Л. 109.

[18] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 836. Л. 17.

[19] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 836. Л. 66.

[20] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 862а. Л. 320.

[21] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 862а. Л. 320.

[22] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 862а. Л. 319.

Таблица 4

Штат педагогического персонала геолого-почвенного факультета в 1944/45 уч. году

Кафедры	Профессора		Доценты	Кандидаты совм.	Ст. препод.	Ассистенты	
	штат.	совм.				штат.	совм.
Геологическое отделение							
Исторической и региональной геологии	1		4	2		1	
Динамической геологии	1	2	2	1		2	
Палеонтологии	1	1		2			
Минералогии		2		1			
Петрографии	1	1	1				1
Геофизических методов разведки	1		1				
Геологии поисков и разведки газовых месторождений	1			2		1	
Всего	6	6	8	8		4	1
Почвенное отделение							
Почвоведения	3	1	3		1	2	2
Физики и мелиорации почв	1		1			1	
Химии и анализа почв	1		2			1	
Географии почв	2		1			1	
Грунтоведения	1	1	4		1	2	
Агрохимии	2		1			1	
Всего	10	2	12		2	8	2
В целом	16	8	20	8	2	12	3

Примечание. Не включен 1 академик Д.Н. Прянишников.

Количество студентов в 1944/45 уч. году на факультете увеличилось почти вдвое, а факультет располагал всего шестью аудиториями. Группы 1 курса объединяли по 30–33 человек, большинство же аудиторий вмещало не более 20–25 человек. На факультете не было ни одной аудитории не только для лекционных потоков на 160–180 человек (самая большая аудитория факультета вмещала не более 120 человек), но и для слушания лекций по отделениям (порядка 60 человек). Помимо помещений не хватало и мебели: «Большинство аудиторий факультета не имело к началу учебного года достаточного количества стульев, что крайне затрудняло проведение занятий. Неоднократные требования ректората передать тому или иному факультету мебель привели к тому, что в начале весеннего семестра факультет имеет дефицит 150 стульев, а к концу года — 250 стульев»[23].

Штат педагогического персонала факультета (табл. 4) увеличился существенно меньше, по сравнению с двукратным ростом числа студентов.

В целом за время Великой Отечественной войны геолого-почвенный факультет МГУ проделал большую работу, которая к началу 1946 года позволила организовать на факультете обучение по следующим специальностям в рамках трех отделений[24]:

Геологическое:

– Палеонтология,
– Геология,
– Минералогия,
– Петрография,
– Кристаллография,
– Геологии природного газа и нефти.

Почвенное:

– Почвоведение,
– География, физика и мелиорация *почв*[25],
– Химия и анализ почв,
– Грунтоведение (общее грунтоведение, механика грунтов и технические мелиорации грунтов).

Физических методов разведки земной коры:

– Гравио- и магниторазведка,
– Электроразведка,
– Сейсморазведка,
– Радиоактивные методы разведки.

На факультете было организовано уже 13 кафедр:

Кафедра исторической геологии, зав. проф. А.Н. Мазарович;

Кафедра динамической геологии, зав. проф. О.К. Ланге;

Кафедра петрографии, зав. проф. Е.А. Кузнецов;

Кафедра минералогии, зав. проф. Н.А. Смольянинов

Кафедра палеонтологии, зав. проф. Ю.А. Орлов

Кафедра геологии природного газа и нефти, зав. проф. И.О. Брод

Кафедра географии почв, зав. проф. Д.Г. Виленский

[23] Архив МГУ. Ф. 1. Оп. 10. Ед. хр. 862а. Л. 321.

[24] Архив МГУ. Ф. 23. Оп. 1. Ед. хр. 159.

[25] Курсивом уточнение авторов.

Таблица 5

Ведущие дисциплины геолого-почвенного факультета к 1946/47 уч. году по геологическому отделению и отделению физических методов разведки земной коры*

№ пп	Наименование предмета	Часов по учебному плану			Руководитель
		Всего	Лекции	Семинары	
Геологическое отделение					
1	Общая геология	96	60	36	О.К. Ланге
2	Кристаллография	72	36	36	Г.Б. Бокий
3	Минералогия	192	96	96	Н.А. Смольянинов
4	Палеонтология	180	90	90	Ю.А. Орлов
5	Историческая геология	168	100	68	А.Н. Мазарович
6	Петрография	192	96	96	Е.А. Кузнецов
7	Геологическое картирование	96	36	60	М.М. Москвин
8	Петрография осадочных пород	130	80	50	Г.Ф. Крашенинников
9	Гидрогеология	72	48	24	О.К. Ланге
10	Геоморфология	56	56	–	Н.И. Николаев
11	Геотектоника	60	60	–	Н.П. Херасков
12	Геофизика	162	132	30	Бойчков**
13	Геология СССР	142	100	42	А.Н. Мазарович
14	Полезные ископаемые	200	160	40	Н.Н. Смирнов
15	Инженерная геология	56	56	–	В.В. Муратов
16	Геология четвертичных отложений	56	56	–	А.Н. Мазарович
17	Основы геологии газа и нефти	70	42	28	И.О. Брод
18	Нефтегазоносные провинции мира	118	66	52	С.П. Успенский
19	Методика поисков газовых и нефтяных месторождений	108	68	40	И.О. Брод
20	Геолого-разведочное дело	132	102	30	П.Н. Марков
21	Силикатный анализ	162	–	162	Е.П. Троицкий
22	Большой палеонтологический практикум	238	–	238	Ю.А. Орлов
23	Кристаллохимия	130	65	65	Г.Б. Бокий
24	Кристаллофизика	112	72	40	Г.Б. Бокий
25	Гониометрия и рентгенометрия	128	40	88	Г.Б. Бокий
26	Геохимия	117	52	65	Б.Б. Полынов
27	Грунтоведение	186	84	102	Е.М. Сергеев
28	Механика грунтов	200	100	100	Н.В. Орнатский
29	Техническая мелиорация грунтов	164	92	72	С.С. Морозов
30	Грунтоведение	151	90	61	С.С. Морозов
31	Грунты в основании сооружений	91	70	21	П.П. Смиренкин
32	Основы строительного дорожного и аэродромного дела	84	60	24	П.П. Смиренкин
Отделение физических методов разведки земной коры					
1	Общая геология	120	80	40	О.К. Ланге
2	Кристаллография и минералогия	132	80	52	Г.Б. Бокий
3	Историческая геология	72	32	40	А.Н. Мазарович
4	Петрография	162	112	50	Е.А. Кузнецов
5	Геотектоника	60	60	–	Н.П. Херасков
6	Геология СССР	98	82	16	А.Н. Мазарович
7	Разведочное дело с основами горного искусства	132	102	30	П.Н. Марков
8	Курс разведочной геофизики	312	194	120	А.И. Заборовский

Примечания. * Архив МГУ, ф. 23, оп. 1, ед. хр. 159 Л. 100–101. ** Имя и отчество профессора Бойчкова установить не удалось.

Кафедра химии и анализа почв, зав. проф. Е.П. Троицкий

Кафедра почвоведения, зав. проф. В.В. Геммерлинг

Кафедра физики и мелиорации почв, зав. проф. Н.А. Качинский

Кафедра агрохимии, зав. академик Д.Н. Прянишников

Кафедра грунтоведения, зав. доцент С.С. Морозов

Кафедра физических методов разведки земной коры, зав. проф. А.И. Заборовский.

В составе факультета созданы учебно-вспомогательные учреждения: почвенный музей; лаборатория физико-химических исследований почв; лаборатория механики грунтов; лаборатория физики почв и др.

Перечень ведущих дисциплин геолого-почвенного факультета, программы которых существенно переработаны и разработаны заново к 1945, 1946/47 уч. году по геологическому отделению и отделению физических методов разведки земной коры приведен в табл. 5.

Заключение. В тяжелый период Великой Отечественной войны сотрудниками геолого-почвенного факультета МГУ был заложен мощный фундамент, обеспечивший последующее развитие геологических наук в Московском университете в течение многих десятилетий.

За годы Великой Отечественной войны геолого-почвенный факультет МГУ существенно вырос — с 6 кафедр до 13 как за счет реорганизации существующих, так и создания новых кафедр:

– в 1943 г. организованы две кафедры: исторической геологии (заведующий А.Н. Мазарович) и динамической геологии (заведующий О.К. Ланге);

– в 1944 г. создана кафедра геофизических методов разведки (заведующий А.И. Заборовский);

– в 1945 г. организованы две кафедры: петрографии (заведующий Е.А. Кузнецов) и минералогии (заведующий Н.А. Смольянинов), создана кафедра природного газа (заведующий И.О. Брод).

Самоотверженная работа профессорско-преподавательского состава уже к концу Великой Отечественной войны позволила обеспечить подготовку геологических кадров в увеличенном фактически в два раза объеме по сравнению с предвоенными выпусками. При этом в области учебно-методической работы были написаны учебники и учебные пособия, включая учебник по общей геологии (О.К. Ланге), Геология СССР (А.Н. Мазарович), Четвертичные отложения СССР (А.Н. Мазарович). Существенно переработаны учебные планы, заново составлено 15 программ, составлено 7 учебных планов по новым специальностям, включая геофизические методы разведки, гидрогеологию.

Подвиг, в том числе, преподавателей, сотрудников, студентов и аспирантов геолого-почвенного факультета МГУ привел к Великой Победе, воспитал выдающихся советских геологов, прославивших школу Московского Университета, из которой вышли многие академики и член-корреспонденты АН СССР и РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гутнов Д.А. Университетский квартал в центре Москвы // Меди@льманах. Т. 78. НП «Партнерство фак. журналистики». 2017. № 1. С. 146–155.

Евгений Евгеньевич Милановский. Геологу нужна вся Земля / Отв. ред. Т.Ю. Тверитинова. Сост.: Т.Ю. Тверитинова, Л.И. Иогансон, З.В. Тимофеева. М.: Научный мир, 2023. 424 с.

История Московского геологоразведочного института / Гос. Комитет РСФСР по делам науки и высшей школы; Московский геол. развед. ин-т. М.: Недра, 1991. 270 с.: ил.

Летопись МГУ. https://letopis.msu.ru

МГРИ-РГГРУ 100 лет. Юбилейное издание. М., 2018.

Московский университет в Великой Отечественной войне. Изд. 4-е перераб. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2020. 575и [1] с.: ил.

Милановский Е.Е. Двести лет геологической школы Московского университета в портретах ее основоположников и выдающихся деятелей (1804–2004 гг.). М.: Академический проект, 2004. 448 с.

Пущаровский Д.Ю., Рябухин А.Г. Геологическому факультету Московского университета 70 лет // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 2. С. 3–11.

Рябухин. А.Г., Брянцева Г.В. Геологи Московского университета: Библиографический справочник. Кн. 2 / Под ред. Б.А. Соколова и В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2001. 368 с.

Рябухин А.Г., Огородникова Е.Н. Деканы геологического и геолого-почвенного факультета // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 71–77.

Трофимов В.Т., Пущаровский Д.Ю., Рябухин А.Г. Особенности и малоизвестные факты развития геологии в Московском Университете в годы Великой Отечественной войны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 4. С. 3–6.

Статья поступила в редакцию 11.05.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УДК 553.411.071
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-168-176

ЗОЛОТО КОЛЫМЫ: ОТ ОТКРЫТИЯ ДО СОВРЕМЕННОСТИ

Александр Сергеевич Якубчук✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; slaurum@aol.com✉

Аннотация. Верхнеколымская золотоносная провинция, открытая в первой трети XX в., дала более 3000 т золота только из россыпей. Этот металл частично профинансировал индустриализацию СССР в 1930-е годы и был использован для оплаты поставок по ленд-лизу во время Великой Отечественной войны. В XXI в. при продолжающейся добыче из россыпей основу добычи золота на Колыме обеспечивают коренные месторождения. Свой ключевой вклад в развитие этой золотоносной провинции мирового значения на разных этапах сделали как самоучки-старатели, так и геологи-выпускники вузов Ленинграда и Москвы.

Ключевые слова: Верхняя Колыма, россыпное золото, индустриализация, ленд-лиз, коренное золото

Для цитирования: *Якубчук А.С.* Золото Колымы: от открытия до современности // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 168–176.

KOLYMA GOLD FROM DISCOVERY TO NOWADAYS

Alexander S. Yakubchuk✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; slaurum@aol.com✉

Abstract. The Upper Kolyma Goldfields, discovered in the early 20th century, produced more than 3000 t of gold just from placer operations. This metal financed the USSR industrialization in the 1930s and Lend-Lease supplies during the WWII. In the 21st century, while gold continues to come from the placers, the main output of Kolyma gold yields from hardrock deposits. At different times, self-taught prospectors and professional geologist, graduating the Leningrad and Moscow High Schools, provided key contributions to development of this World-class gold province.

Keywords: Upper Kolyma, placer gold, industrializaition, Lend-Lease, hardrock gold

For citation: Yakubchuk A.S. Kolyma gold from discovery to nowadays. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 168–176. (In Russ.).

Введение. *В поиски «пряжки» от золотого пояса Амур-Калифорния.* О наличии золота на Северо-Востоке России предполагалось из общих соображений с конца XIX века. К тому времени на территории страны уже были открыты богатые россыпи золота Ленской (Бодайбинской) и Амурской провинций, а на западе Северной Америки — в Калифорнии, Британской Колумбии, на Клондайке и Аляске, в Австралазии — знаменитые россыпи штатов Виктория, Нового Южного Уэльса, Северного Квинсленда и новозеландского Отаго (рис. 1). Все указывало на то, что и в российской части Тихоокеанского кольца могут быть открыты новые россыпи золота. Так как западный край золотого пояса в северной части Тихого океана начинался в районе Амура, а восточный заканчивался в Калифорнии, поиски золота на Северо-Востоке России образно назвали поиском «золотой пряжки» [Волков, 1978].

В этой «золотой пряжке», как показали события первой трети XX в., действительно оказалось самое богатое золото Тихоокеанского пояса. Теперь Северо-Восток России (не только Верхней Колымы, но и Индигирки, и Чукотки [Goryachev, et al., 2020]) третья-четвертая по значимости золотоносная провинция мира.

Данная публикация подготовлена по итогам конференции «Московский университет в годы Великой Отечественной войны: на фронте и в тылу», прошедшей 18–19 июня 2025 г. Автор, считающий золото Колымы важным фактором в годы войны, осветил эту тему, рассмотрев роль частных лиц, старателей, выпускников и сотрудников различных вузов Ленинграда и Москвы как в открытии,

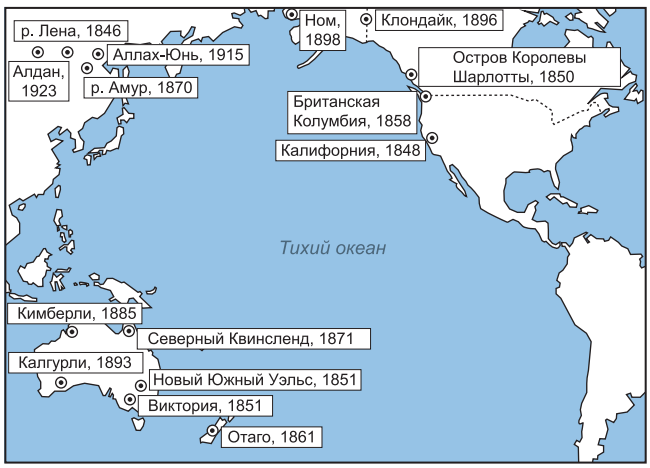


Рис. 1. Золоторудные провинции на периферии Тихого океана к концу XX века (изменено для России по [Lawrence, et al., 2021])



Рис. 2. Административно-территориальное деление России на 1914 год.
Источник: https://berdskasloboda.ru/karta-rossijskoj-imperii-1914/

так и в современном развитии этой золотоносной провинции.

Работы в дореволюционной России и в период Гражданской войны. В начале XX в. весь восток России относился к Иркутской губернии, удаленные части которой были разделены на несколько областей (рис. 2). Еще неоткрытая тогда Верхнеколымская провинция административно принадлежала Якутской области, куда при отсутствии дорог можно было попасть по речной системе Лены до Якутска, но в Верхоянье, в бассейн реки Индигирки и более удаленной Колымы — только пешком. Юго-восточная граница Якутской и Камчатской областей проводилась по водоразделу между реками, текущими в моря Тихого и Северного Ледовитого океанов. Тектонически это примерно соответствует Охотско-Чукотскому вулканическому поясу.

В 1908–1916 гг. поисками золота на северо-востоке России на деньги купца Шустова из Благовещенска занимался *Юрий Янович Розенфельд* (1874–1940), родившийся на эстонском хуторе, высланный в Забайкалье по делу «Народной воли» сначала на три года каторги в Акатуй, а затем на вечное поселение [Козлов, 2001]. В геологическом плане он был самоучкой. Он и открыл непромышленное золото Колымы, работая через Охотск, тогда крупнейший населенный пункт на побережье Охотского моря, о чем сообщил в своей записке в Геолком в 1916 г. [Волков, 1978]. Работал он совместно со старателями Бари «Бориской» Шафигуллиным и Сафи Гайфуллиным, которые ранее работали на Ленских золотых приисках [Ахмадуллин, 2022]. Шафигуллин позже все-таки нашел россыпное золото, но погиб в шурфе.

В 1918 г. Ю.Я. Розенфельд составил для правительства Дальневосточной республики во Владивостоке записку «Поиски и эксплуатация горных богатств Охотско-Колымского края», которая впоследствии привлекла внимание при организации Первой Колымской экспедиции [Волков, 1978].

Во время Гражданской войны по заданию правительства А.В. Колчака вопросом золота интересовался *Э.Э. Анерт* (1865–1946), выпускник Санкт-Петербургского горного института Екатерины II [Бельчич, 2004]. Он внес большой вклад в изучение геологии российского Дальнего Востока, в основном осуществляя геологическое обеспечение при строительстве Транс-Сибирской и Китайско-Восточной железных дорог [Хисамутдинов, 2025]. После гражданской войны в России Э.Э. Анерт эмигрировал в маньчжурский Харбин. В Китае тогда тоже шла гражданская война и правительство Гоминьдана не контролировало Маньчжурию, которая была фактически оккупирована Японией. При всех политических неурядицах тех лет до 1928 г. Китайско-Восточная железная дорога была под советским управлением, которое затем было прервано, но вновь восстановлено на период 1945–1950 гг. после победы над Японией. В Харбине Э.Э. Анерт продолжал заниматься геологией, а его личный архив с 1958 г. хранился в Архиве внешней политики МИД СССР,

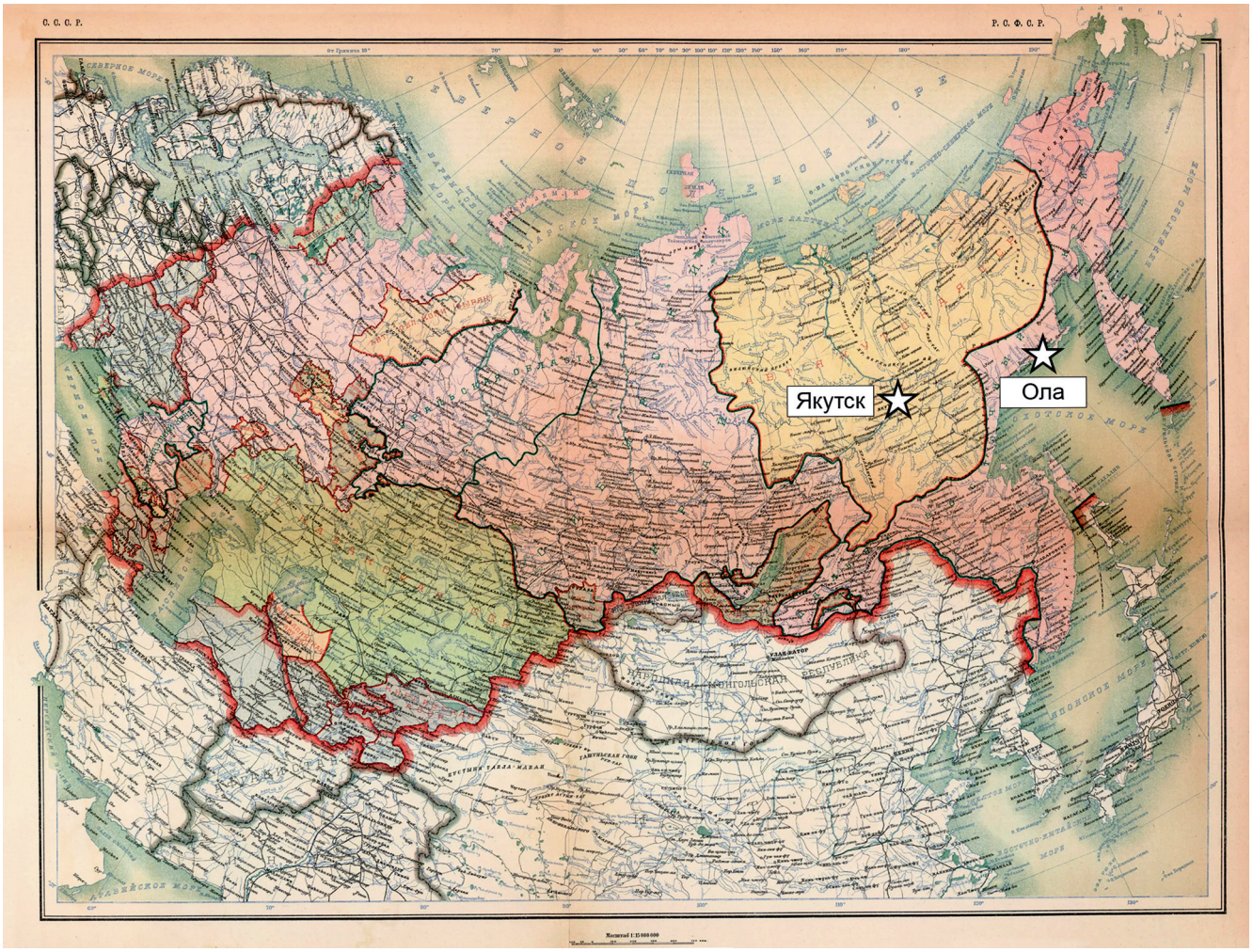


Рис. 3. Административно-территориальное деление РСФСР на 1928 год. Дополнено по карте Союза Советских Социалистических Республик. Масштаб 1 : 15 000 000. Атлас Союза Советских Социалистических Республик. Издание ЦИК СССР, 1928 (https://retromap.ru/14192825_z2_54.162433,115.13671)

позднее в Архиве Министерства геологии СССР, а в 1987 г. был передан в Российский государственный архив экономики [Бельчич, 2004].

Открытие россыпей золота Колымы и Индигирки. После окончания Гражданской войны на Дальнем Востоке была произведена территориальная реорганизация, но границы между административными единицами были в целом оставлены дореволюционными (рис. 3). Несмотря на административную принадлежность Якутии, на Колыме несистемные работы старателей проводились через пос. Ола, расположенного на побережье Охотского моря вблизи современного г. Магадан и относящегося к Дальневосточному краю.

В 1923 г. Ф.Р. Поликарпов и возвратившийся в Олу С. Гайфуллин предприняли неудачную попытку поиска золота на средства американской торговой фирмы «Олаф Свенсон и К°». Но в 1924 г. им удалось обнаружить и намыть золото в районе Среднекана. Работы в это время носили несистемный характер и геологические знания о Северо-Востоке России на картах буквально представлялись белым пятном (рис. 4; [Argand, 1924]).

В 1926 г. по инициативе *В.А. Обручева* (1863–1956), который консультировал Союззолото, были организованы экспедиции Геолкома на Индигирку и Колыму. Экспедицию через Якутск возглавил его сын С.В. Обручев (1891–1965). Его экспедиция открыла золото Индигирки и далее должна была следовать на Колыму. Однако до Колымы он добрался только в 1929 г., где встретил *Ю.А. Билибина* (1901–1952), уже попавшего туда в 1928 г. с Первой Колымской экспедицией Геолкома, тоже организованной на деньги Союззолота и тоже по инициативе В.А. Обручева. Интересно, что сам Ю.А. Билибин ратовал за экспедицию на Чукотку [Волков, 1978].

Независимо от этих решений Союззолота еще в 1927 г. Ф.Р. Поликарпов оформил на собственное имя заявку на разработку россыпи в устье ключа Безымянного (приток Среднекана). Именно это событие считается официальным рождением первого колымского прииска еще до Первой Колымской экспедиции Ю.А. Билибина. В начале 1928 г., по возвращении старательской артели Ф.Р. Поликарпова с ключа Безымянного в Олу для пополнения запасов продовольствия пошли слухи о несметных

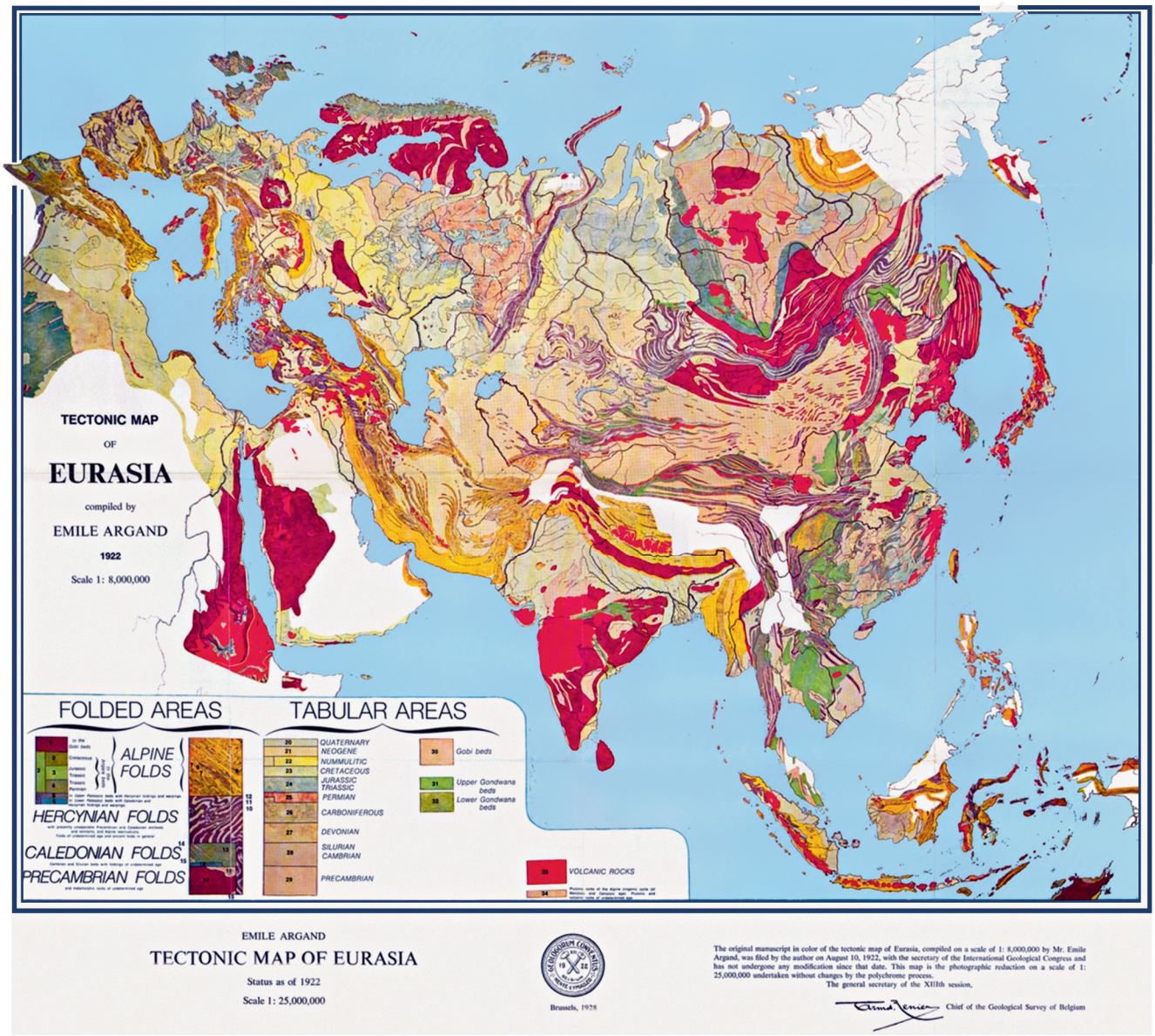


Рис. 4. Тектоническая карта Евразии Эмиля Аргана с белыми пятнами геологических знаний того времени [Argand, 1924]

богатствах Среднекана. Многочисленные артели прибывали в небольшое село Ола, превратившееся в перевалочную базу. Из-за отсутствия продуктов питания власти даже были вынуждены запретить частным лицам выезд из Охотска в Олу без личных запасов продовольствия. Именно в это время в Олу пребывает Первая Колымская экспедиция Ю.А. Билибина, по существу, уже зная об открытии золота и имея отчет Ю.А. Розенфельда. В том же 1928 г. все старатели Колымы были переведены под контроль государственного Союззолота, включая и Ф.Р. Поликарпова.

Ю.А. Билибин закончил Ленинградский горный институт в 1926 г. и в начале Первой Колымской экспедиции ему было только 27 лет, но он уже имел опыт работы с недавно открытым золотом на Алдане, где открыл коренное месторождение Лебединое [Волков, 1978]. Как известно, осенью 1928 г. Первая Колымская экспедиция прибыла на Среднекан в район, где на небольшой россыпи ручья Безымянного уже работали старатели. Экспедиция вынуждена была зазимовать на прииске, а весной 1929 г. экспедиция нашла *богатую россыпь* реки Утиной [Авченко, 2021] и открыла *коренное* золото в Среднеканской дайке [Михалицына и др., 2023]. Однако золото в ней присутствует в прожилках сантиметровой мощности, что не позволило бы организовать полноценную добычу на коренном объекте. Поэтому усилия были сосредоточены на россыпях. Уже в 1931 г. на р. Утиной была организована промышленная добыча золота. За все годы промышленного освоения на ней добыто более 50 т металла. Это открытие затмило и небольшие россыпи ручья Безымянного, и только что открытое коренное золото Среднеканской дайки.

История открытия колымских россыпей отражена в литературе и журналистских публикациях [Волков, 1978; Осенева, 2012]. Стоит отметить, что по итогам Первой Колымской экспедиции Ю.А. Би-

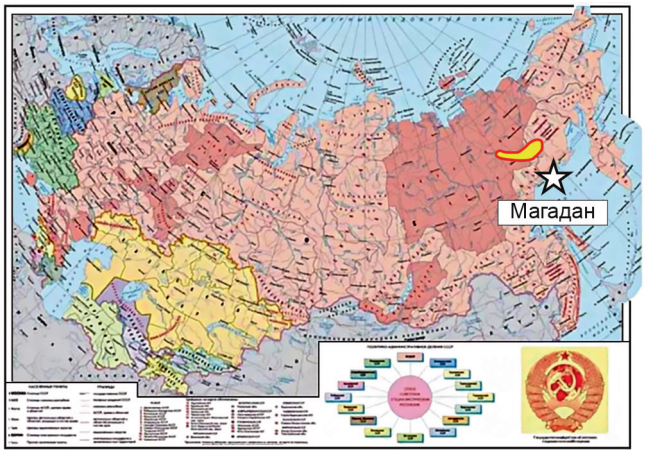


Рис. 5. Административно-территориальное деление РСФСР на 1941 год и положение Индигирского и Верхне-Колымского золотоносных районов. Изменено по: https://nationalatlas.ru/tom4/172-173.html

либин дал прогноз, что «на 1938 год россыпная золотодобыча на Колыме может стать в размере почти четырехкратной золотодобычи по Союзу за 1930 год» [Санкт-Петербургский горный…]. В 1930 г. она составляла около 31 т по всей стране при 267 кг старательской добычи на Колыме [Кавчик, 2023].

После открытия Верхнеколымский район был переподчинен Дальневосточному краю (рис. 5). В 1929 г. был основан город Магадан, а в 1931 г. был организован Дальстрой для добычи золота на Северо-Востоке.

Как показали дальнейшие события, в 1938 г. добыча золота на Колыме составила 61,9 т [Сапоговская, 2004; Кавчик, 2020], что в два раза превышало уровень добычи всего СССР 1930 г. Это было ниже прогноза Ю.А. Билибина, но весь СССР в 1938 г. действительно добыл в четыре раза больше, чем в 1930 г., а доля Дальстроя составляла около 50 % (рис. 6). В 1940 г. добыча золота на Колыме достигла пика в 80 т [Кузнецов, 2018], т. е. в 2,58 раза больше, чем весь СССР в 1930 г.

Роль колымского золота в Великой Отечественной войне. Всего на Верхней Колыме на территории 450 × 200 км было открыто около 400 россыпей с запасами золота от десятков-сотен килограммов до 220 т [Беневольский, 2002]. Для сравнения, на соседней Индигирке было выявлено около 160 россыпей на меньшей территории 170 × 150 км с максимальными запасами в крупнейших россыпях до 50 т золота. Оценка добычи золота Дальстроем в 1941–1944 гг. составляет 290,8 т, а Главзолотом — 214,416 т [Сапоговская, 2004; Кузнецов, 2018].

До Великой Отечественной войны золото, выполнявшее тогда функции золотого стандарта всех валют, обеспечивало иностранные закупки на индустриализацию СССР. Во время Великой Отечественной войны, когда добыча в других районах СССР по разным причинам уменьшилась, Дальстрой сохранил уровень добычи, обеспечивая 55,5 % всей добычи золота [Бельченко, 2000; Зеляк, 2004; Кузнецов, 2018].

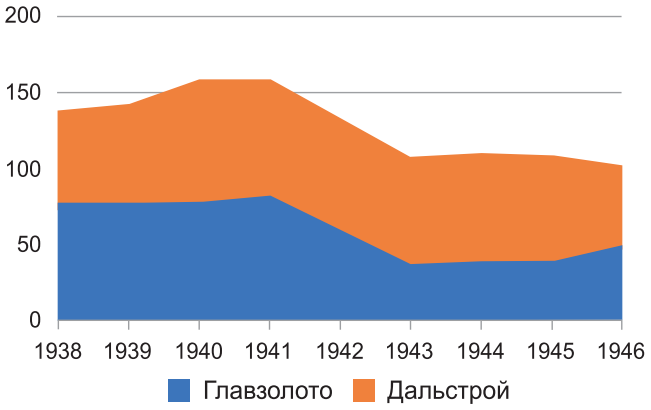


Рис. 6. Дальстрой (1931–1957) и производство золота (в т) в СССР 1938–1946 гг. (составлено по данным [Кавчик, 2020])

То золото в основном покрывало расходы по ленд-лизу [Сапоговская, 2004]. Колымский край с инспекцией посещали помощник госсекретаря США Дин Ачесон в 1941 г., посол США Аверелл Гарриман в 1943 г. и вице-президента США Генри Уоллес в 1944 г. [Кузнецов, 2018]. По одним данным, каждую осень в Магадан за золотом приходил крейсер из Сан-Франциско. По другим, золото после аффинирования доставляли во Владивосток и оттуда подводными лодками перевозили в США [Кузнецов, 2018].

Через Дальневосточный край шло около половины поставок по ленд-лизу (рис. 7), две другие ветки проходили через Мурманск (Северные конвои) и Иран, где стояли советские и британские войска. СССР получил от США поставок на 11,3 млрд долл. в ценах 1945 г., что эквивалентно 83,92 млрд долл. в ценах 1990 г. [Белых, 2020]. ВВП СССР 1941–1945 гг. оценивается в 1643 млрд долл. в ценах 1990 г. [Попов, 2021], что дает долю ленд-лиза в 5 %. Наиболее существенную роль он играл в 1941–1943 гг., когда СССР осуществил массовую эвакуацию предприятий либо их потерял.

Поставки по ленд-лизу в СССР оказались в 3,5 раза больше, чем для Франции, в 7 раз больше, чем для Китая, но почти в 3 раза меньше, чем получила Великобритания [Белых, 2020]. В то же время СССР получал поставки по ленд-лизу от Великобритании на сумму 1,7 млрд долл. и на 200 млн долл. от Канады [Бусловский, 2021]. Общая сумма оплаты Великобритании сегодня может быть оценена в 55 т золота, что эквивалентно почти полной добыче золота на Колыме в 1938 г.

Стоит отметить, что по условиям ленд-лиза неповрежденная техника была возвращена в США по окончании войны. Советский долг за поставки по ленд-лизу был несколько раз реструктурирован и окончательно выплачен в рамках расчетов с «Парижским клубом» 21 августа 2006 г. [Russia…, 2006].

Россыпное и коренное золото Колымы. Ю.А. Билибин в 1930 г. составлял отчет и не участвовал во Второй Колымской экспедиции, хотя и организовывал ее. Однако позже в 1931–1932 гг. он был

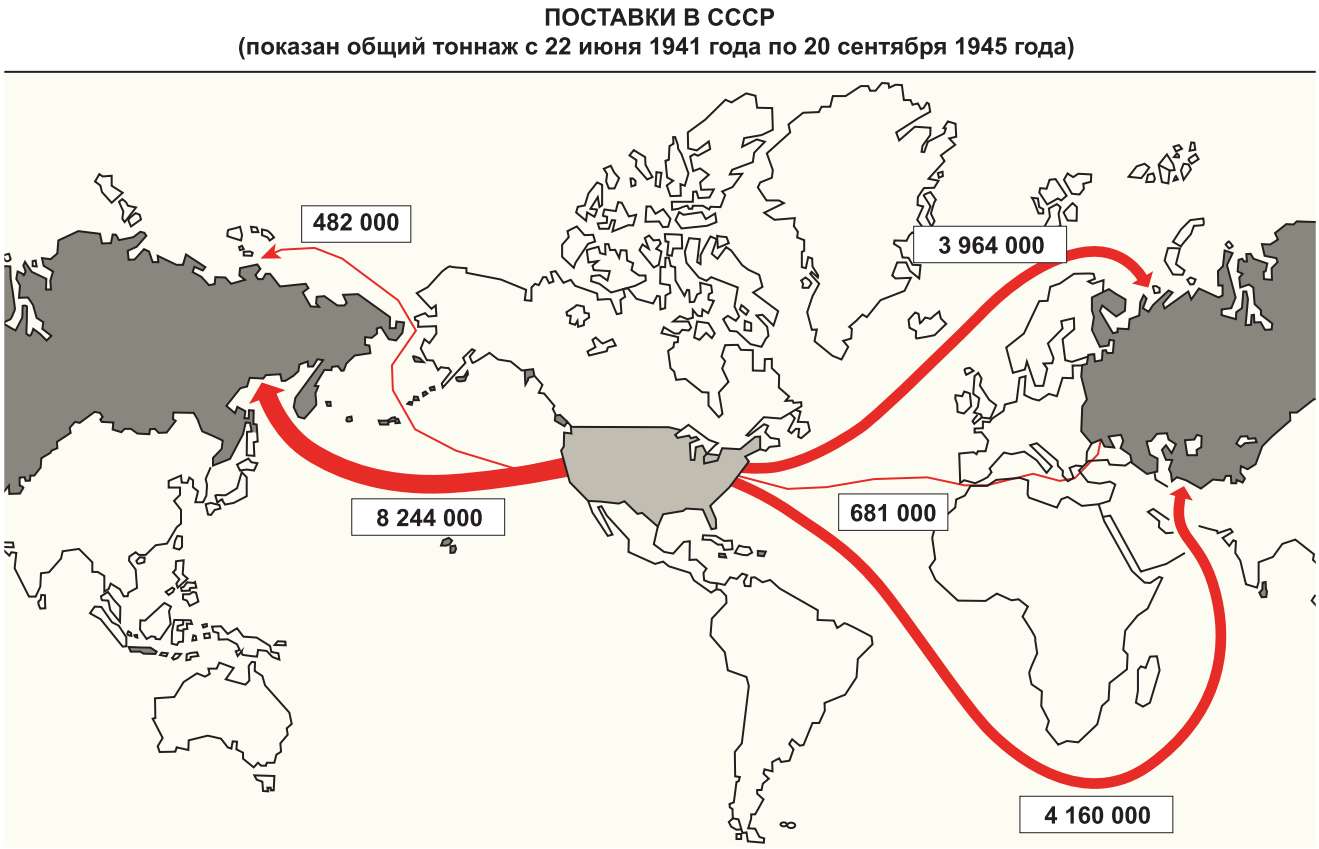


Рис. 7. Схема поставок в СССР по ленд-лизу 1941–1945 гг. [Report…, 1945]

руководителем Колымской базы Главного геологоразведочного управления Высшего совета народного хозяйства (ВСНХ) и геологического сектора ГПУ «Цветметзолото», а с весны 1932 г. по лето 1933 г. — главным инженер-геологом технического сектора дирекции «Дальстроя» и начальником Элекчанской рекогносцировочной геологоразведочной партии [Козлов, 2007].

Как выяснилось при поисковых работах, россыпи, выявленные Первой Колымской экспедицией в районе Среднекана, были обнаружены на восточной периферии Верхнеколымского района. Многие действительно крупные россыпи Верхней Колымы (Чай-Юрия, Берелех, Мальдяк и Малый Ат-Юрях) были открыты в эти годы до начала Великой Отечественной войны гораздо западнее (рис. 8). Большая часть из них оказалась в пределах Иньяли-Дебинского синклинория, выполненного юрскими осадочными породами [Goryachev, et al., 2020]. Внимание обращалось и на коренное золото, но выявленные коренные месторождения и проявления по запасам были несопоставимо малы по сравнению с россыпями.

Только в 1944 г. на юго-западной периферии Верхнеколымского района было открыто первое крупное коренное месторождение Наталка вблизи также крупной россыпи реки Омчак (рис. 8). Тектонически оно приурочено к Аян-Юряхскому антиклинорию, сложенному преимущественно пермскими осадочными породами.

Это послужило основанием для формирования региональных поисковых критериев, согласно которым крупные коренные месторождения предлагалось искать именно в антиклинорной части. Этот эмпирический вывод не опровергнут до настоящего времени.

Омчакский рудно-россыпной район (открытие и современность). В 1940 г. геологом *Д.П. Асеевым* (1913 г. — после 1956 г.) в правых притоках р. Омчак были открыты крупные россыпные месторождения Наталка (31,5 т) и Павлик (17,5 т), названные именами его детей [Кавчик, 2020]. Уже через год была начата их разработка.

В 1944 г. геолог *Е.П. Машко* (1908–1955) выявил жильное золото Наталки, Омчака и Павлика (рис. 9). Подземная добыча коренного золота на Наталке была начата в 1945 г. Всего с 1945 по 2000 гг. там было добыто 85 т золота, что не очень много в годовом выражении, но даже в «жильном виде» Наталка оказалась крупнейшим золоторудным месторождением Колымы.

В начале 2000-х годов на Наталке была проведена переразведка, и на основе новых, резко увеличенных запасов и ресурсов (>1000 т Au), оно стало 3-м крупнейшим в России. Небольшая подземная добыча из жильного месторождения была преобразована компанией Полюс в крупно-объемное производство открытым способом из крупно-объемного прожилково-вкрапленного объекта. Попытки трансформации месторождений Наталка и Павлик предпринимались и в 1980-е годы, и в 1990-е. Однако уровень цен на

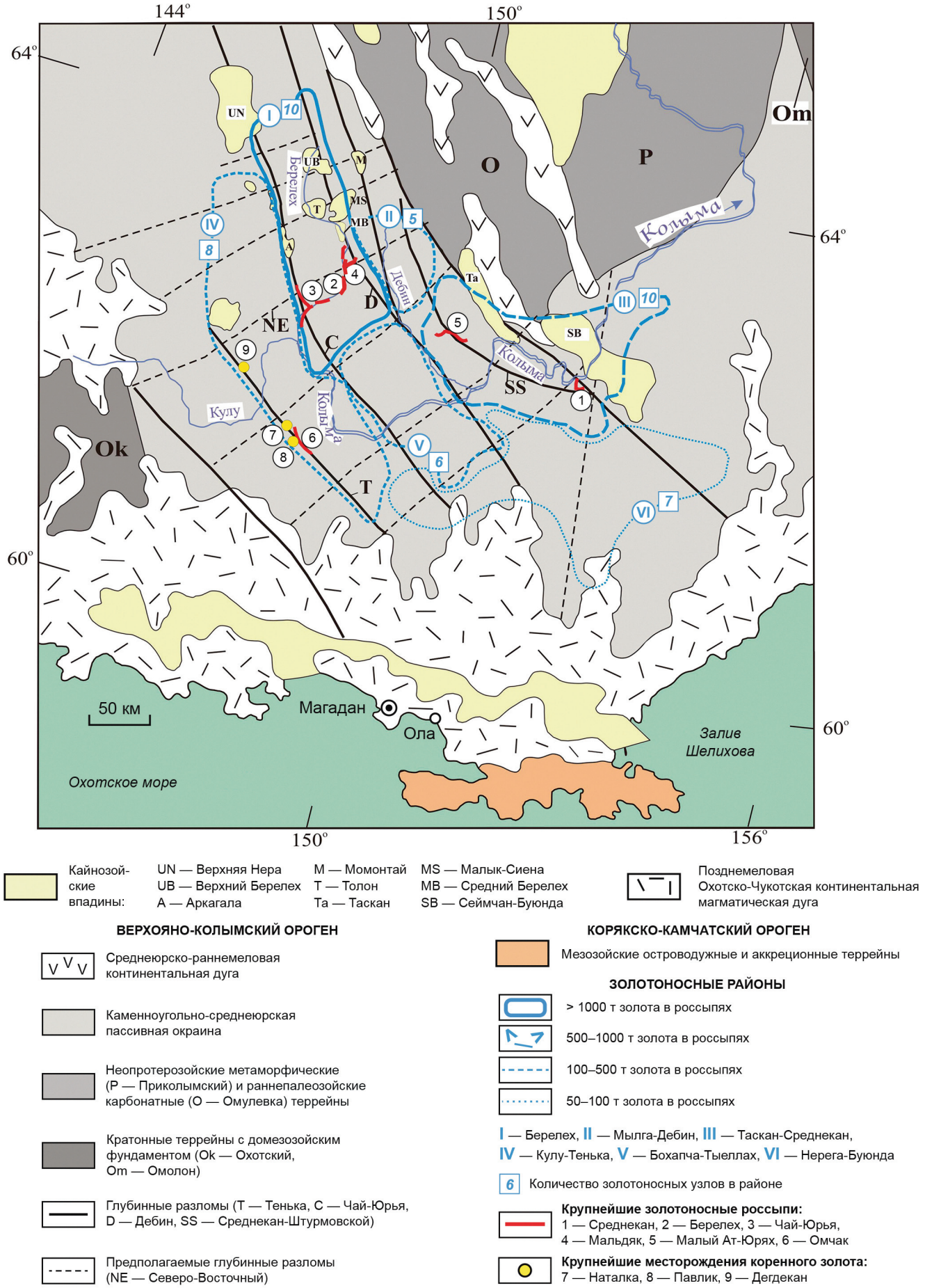


Рис. 8. Россыпные и коренные месторождения золота Верхней Колымы [Goryachev, et al., 2020]

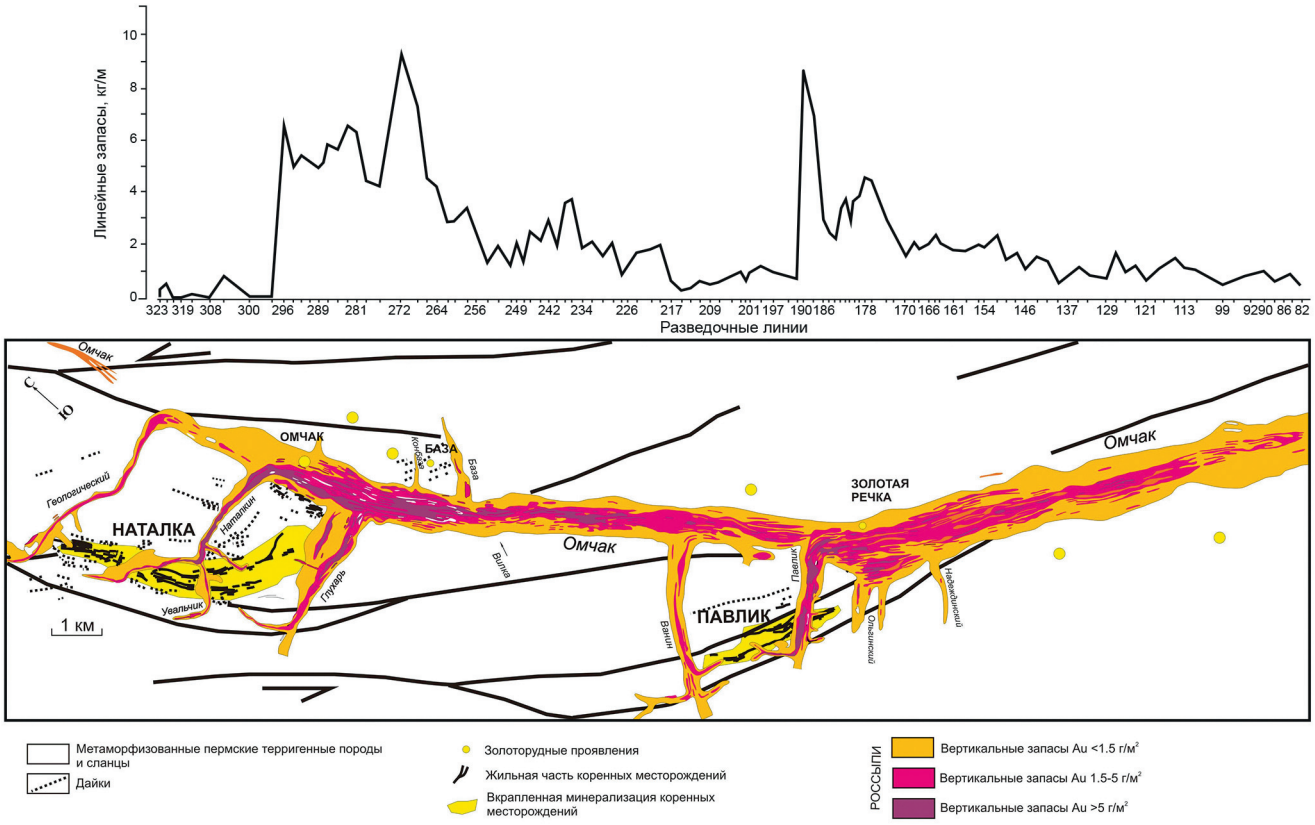


Рис. 9. Строение Омчакского рудно-россыпного района [Goryachev, et al., 2020]

золото тогда не позволял рентабельно отрабатывать месторождения со средним содержанием 1,4–1,5 г/т. Это стало возможным при росте мировых цен на золото после 2010 г.

До 2010-х годов «жильный» Павлик (57 т) оставался невостребованным, хотя и неоднократно переоценивался. Начиная с 2011 г. была проведена переразведка и этого месторождения как крупнообъемного прожилково-вкрапленного объекта (с 57 до 150 т, а позднее до ~300 т Au). Это сделало Павлик одним из десяти крупнейших месторождений золота России и тоже позволило начать добычу открытым способом в 2015 г.

В 2024 г. Наталка и Павлик, находящиеся в 7 км друг от друга, произвели 27,7 т (0,89 млн унций) золота или почти половину производства Дальстроя в 1938 г., но всего из двух коренных месторождений. Для понимания масштаба явления, несмотря на принадлежность разным владельцам, совокупно это делает их пятым крупнейшим центром производства золота в мире после Карлинского тренда (США), Мурунтау (Узбекистан), Грасберга (Индонезия) и Олимпиады (Россия).

Роль Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова в развитии золотодобычи на Колыме. Нисколько не принижая роль частных лиц и старателей в первооткрывательстве колымского золота, главный вклад в открытия крупных россыпных и коренных месторождений Верхней Колымы был сделан выпускниками Ленинградского Горного института и, в меньшей степени, Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе (МГРИ). Как известно, МГРИ был создан в 1930 г. на базе геологоразведочного факультета Московской Горной Академии и почвенно-геологического отделения физико-математического факультета МГУ, который косвенно внес свой вклад в подготовку выпускников МГРИ. Из выпускников собственно МГУ имени М.В. Ломоносова на этой стадии следует отметить С.В. Обручева — одного из первооткрывателей золота Индигирки и первопроходца Чукотки.

Выпускники и сотрудники МГУ имени М.В. Ломоносова стали вносить научный вклад в понимании геологии Северо-Востока России с 1970-х годов. Среди них следует отметить М.С. Сахарову с сотрудниками (за вклад в геологию серебра Северо-Востока России), С.Ф. Стружкова (крупнейшего знатока геологии золото-серебряных месторождений Северо-Востока России), Н.А. Горячева (крупнейшего знатока геологии золота Северо-Востока России), А.В. Алексеенко (многолетнего генерального директора АО «Магадангеология»), С.В. Ворошина (за вклад в понимание геологии и возраста коренных золоторудных месторождений Верхней Колымы), К.В. Гаранина (вице-президента компании «Полюс» по минеральным ресурсам), А.М. Большакова (выпускника экономического факультета МГУ и основателя инвестиционной комании «Арлан», которая разведала и запустила месторождение Павлик).

С 1990-х годов автор этой статьи периодически работал и работает на Колыме, участвуя в разведке таких месторождений как Наталка, Павлик, Дегдекан и ряда других. С 2025 г. студенты Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова начали проходить производственную практику на Павлике.

Заключение. Колымская золотоносная провинция оказалась не последним открытием в России. В 1950-е годы месторождения золота были открыты на Чукотке [Волков, Сидоров, 2017], а в 1960-е — в Куларском районе на северо-западе Верхоянья [Луняшин, 2023]. Несмотря на их богатство, они все же имеют меньший масштаб, чем Колыма, которая действительно оказалась «пряжкой» Тихоокеанского пояса. Более 3000 т золота добыто на Колыме почти за 100 лет [Goryachev, et al., 2020]. Геологические открытия и трансформации крупных золоторудных месторождений в гигантские за последние 10–15 лет свидетельствуют о том, что мы до конца не понимаем масштабов золоторудной минерализации и Колымы, и всего Северо-Востока России. Новое время потребует более сложных решений при поисках и разведке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авченко В. Отец колымского золота. К 120-летию со дня рождения геолога Юрия Билибина // ТАСС. 6 мая 2021 года. https://tass.ru/opinions/11270653

Ахмадуллин Н. «Татарское» золото или история Бари Шафигуллина, открывшего золото Колымы. Миллиард Татар, 9 марта 2022 г. https://milliard.tatar/news/tatarskoe-zoloto-ili-istoriya-bari-safigullina-otkryvsego-zoloto-kolymy-1429

Бельченко Е.Л., Гузман Б.В., Лешков В.Г. Золото российских недр. М.: Экос, 2000. 627 с.

Бельчич Ю.В. Эдуард Анерт. Страницы биографии (по материалам личного архива ученого) // Россия и современный мир. 2004. № 3. https://cyberleninka.ru/article/n/eduard-anert-stranitsy-biografii-po-materialam-lichnogo-arhiva-uchenogo

Белых А.А. Ленд-лиз. Леонтьевский центр. 30.09.2020. https://leontief-centre.ru/UserFiles/Files/Belykh_Sep30.pdf

Беневольский Б.И. Золото России: проблемы использования и возобновления минерально-сырьевой базы. 2-е изд. М.: Министерство Природных Ресурсов Российской Федерации, Геоинформцентр, 2002. 464 с.

Бусловский В.Н. «Непарадная» статистика Великой Отечественной войны // Военная мысль. 2021. № 3. С. 118–128.

Волков А.В., Сидоров А.А. Открытие золота Чукотки // Золото и технологии. 2017. № 2 (36). С. 118–123.

Волков Г.Г. Вексель Билибина: документальная повесть о Первой Колымской экспедиции 1928–1929 гг. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1978. 288 с.

Зеляк В.Г. Пять металлов Дальстроя. Магадан: Кордис, 2004. 283 с.

Кавчик Б.К. Добыча золота в России. Важные и интересные факты и события в российской золотодобыче с 1917 по 1938 год. 2023. https://zolotodb.ru/article/11825

Кавчик Б.К. История российской золотодобычи в датах. Факты и события 1939–1953 года. 2020. https://zolotodb.ru/article/12374

Козлов А.Г. У истоков «золотой» Колымы // Колымские вести [Магадан]. 2001. № 13. С. 18–23.

Козлов А.Г. Магадан: возникновение, становление и развитие административного центра Дальстроя (1929–1945). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 306 с.

Кузнецов В.Б. История добычи золота в СССР в годы Великой Отечественной войны. Горная Промышленность. 2018. № 3 (139). С. 102–106.

Луняшин П.Д. 60 лет освоения месторождений золота Куларского рудно-россыпного района // Золото и технологии. 2023. № 3 (61). С. 44–51.

Михалицына Т.И., Никитенко Е.М., Фомина М.И., Соцкая О.Т. Вещественный состав золоторудного месторождения Среднеканская дайка (Северо-Восток России) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2023. № 1. С. 16–27.

Осенева А. Билибин Юрий Александрович. Рондо золотого Моцарта. 2012. https://www.kolymastory.ru/glavnaya/istoriya-magadana/rondo-zolotogo-motsarta/ (дата обращения: 14.12.2025).

Попов Г.Г. Новые подходы к оценке ВВП СССР в период Великой Отечественной войны // Journal of Institutional Studies. 2021. № 13(2). С. 53–67.

Санкт-Петербургский горный университет. Билибин Юрий Александрович (1901–1952) https://spmi.ru/sites/default/files/imci_images/univer/sovet_veteranov/vklad-v-mirovuyu-nauku/bilibin-yuriy-aleksandrovich.pdf

Сапоговская Л.В. История золотодобычи в СССР. Сб. Экономическая история 2003. М.: РОССПЭН, 2004. 597 с.

Хисамутдинов А.А. Эдуард Анерт и его книги по геологии. https://www.cnb.dvo.ru/prosvetitelskij-proekt-lyudi-nauki-i-biblioteka/eduard-anert-i-ego-knigi-po-geologii/ (дата обращения: 14.12.2025)

Argand E. La Tectonique de l'Asie, Compte-rendu du 13e congrès Géologique International, Brussel, 1924. P. 171–372.

Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A., et al. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, NE Russia // International Geology Reviews. 1994. Vol. 36. P. 113–118.

Goryachev N.A., Yakubchuk A.S., Litvinenko I.S., et al. Giant Placers of the Upper Kolyma Gold Fields, Yana-Kolyma Province, Russian Northeast // Society of Economic Geologists, Special Publications. 2020. No. 23. P. 797–821.

Lawrence S., Allan J., Grove J., et al. Society and sediment in the mining rivers of California and Australia // Water History. 2021. 13. P. 1–29.

Report on War Aid Furnished by the United States to the Union of Soviet Socialist Republics. Report from the Department of State, Foreign Economic Section, Office of Foreign Liquidation, 1945. 31 p. https://catalog.archives.gov/id/294549565

Russia pays off Paris Club debts. BBC News, 21 August 2006. http://news.bbc.co.uk/2/hi/business/5271122.stm

Статья поступила в редакцию 22.08.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. СЕРИЯ 4. ГЕОЛОГИЯ» в 2025 г.

Статья	№	С.
Аверкина Т.И. Пространственное распределение глинистых грунтов различного возраста и генезиса на территории России	5	94
Агибалов А.О., Федоров В.М., Маякин А.Т., Сенцов А.А., Зайцев В.А., Симонов Д.А., Захаров В.С., Сывороткин В.Л., Балашов Г.Р., Казанцев А.А., Павлова А.П. Взаимосвязь современной сейсмичности района Северомуйского тоннеля с рельефом и геодезическими данными	5	27
Алёшкин М.В. Особенности подбора оптимальных параметров морских пневмоисточников при проведении работ по исследованию верхней части разреза	5	109
Алферьева Я.О., Микшин А.В., Щекина Т.И., Григорьева Е.И. Взаимодействие фторсодержащего алюмосиликатного расплава и кальцита при 750 °C, 1 кбар и разном режиме летучих компонентов	1	78
Ампилов Ю.П., Вершинин А.В., Кунченко Д.С., Петровский К.А., Сафуанова К.Р. Прогноз мощности тонких пластов с использованием сейсмического полноволнового моделирования	1	97
Ампилов Ю.П., Сафуанова К.Р., Штейн Я.И. Сопоставление методов количественного атрибутного анализа для прогноза толщин коллекторов по сейсмическим данным	2	106
Артеменко В.М., Дергачев А.Л. Золото-ртутная формация в Южном Донбассе	4	3
Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В., Хомяк А.Н. Влияние седиментационных процессов на формирование терригенного резервуара (на примере нижне-верхнемеловых комплексов западной части Гыданского полуострова)	4	133
Барабошкин Е.Ю. Находки редких аммонитов из валанжинских отложений разреза Верхоречье (Юго-Западный Крым)	6	31
Барабошкин Е.Ю. Неизученный аммонит “*Ammonites Baeri* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876” из верхнемеловых отложений района Кавказских Минеральных Вод	4	25
Барабошкин Е.Ю., Устинова М.А. О находке *Menuites* (*Menuites*) *fresvillensis* (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae Spath) из маастрихтских отложений Юго-Западного Крыма	3	38
Бембеев Д.Б., Самсонов А.А., Бобров А.В., Воронов А.С., Кудина М.В. Утилизация и переработка золошлаковых отходов в контексте реализации целей устойчивого развития: опыт России и Китая	5	117
Большаков И.Е., Никулина М.А., Бычков А.Ю., Ермолинский А.Б. Изменение состава, строения и свойств андезибазальтов в условиях моделируемого сернокислотного выщелачивания	2	87
Бордунов С.И., Гладенков Ю.Б. Бентосная фауна морского плиоцена и квартера моря Лаптевых	5	153
Борисов А.А., Богуславский М.А. Факторы формирования Буруктальского месторождения силикатного никеля	1	41
Булах М.О., Пеков И.В., Щербаков В.Д., Вигасина М.Ф., Карпов А.О., Чуканов Н.В. Новые данные о минералах группы гельвина: изоморфные замещения, форма нахождения серы, КР-спектроскопия	2	94
Булдович С.Н., Брушков А.В., Дубровин В.А., Железняк М.Н. Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород: от теплового влияния обсадки на результаты измерений до размеров площадки исследований	6	85
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Бардухинов Л.Д. Алмазы северо-западной части Анабарского алмазоносного района — россыпи реки Хара-Мас (Якутия)	3	81
Габдуллин Р.Р., Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Сыромятников К.В., Казымов К.П., Бадулина Н.В., Бадьянова И.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р., Сериков К.П., Семененко Л.А. Минералого-геохимическая характеристика среднеплейстоценовых-голоценовых образований Московской синеклизы и условия их образования	3	17
Гриневский С.О., Григорьев В.Ю., Поздняков С.П., Лехов В.А. Климатические закономерности формирования подземного стока на Европейской территории России	6	147
Данченко Е.А., Бычков А.Ю., Хилимонюк В.З., Сафронов Е.В., Чеверев В.Г. Поведение растворенных металлов при утилизации отходов буровых растворов в зоне распространения многолетнемерзлых пород	2	51
Дергачев А.Л., Шемякина Е.М, Дьяконов В.В. Естественные ограничения на использование редких элементов в технологиях фотовольтаики	2	3
Дернова А.С., Ошкин А.Н., Пирогова А.С. Результаты ультразвуковых измерений скоростей продольных и поперечных волн на морских слабо консолидированных осадках Белого моря	2	113
Дорохов Д.В., Ахманов Г.Г. Рельеф и донные отложения южного склона Восточно-Готландской впадины (Балтийское море)	6	121
Дроздова О.Ю., Алешина А.Р., Лапицкий С.А. Содержание редкоземельных элементов в водах рек и озер умеренной и бореальной зон	6	96

Статья	№	С.
Дьяконова Т.Ф., Тюрина Н.А., Бата Л.К., Мухидинов Ш.В., Булгакова Е.А., Потапов А.О., Егорова А.Д., Калмыков А.Г., Сначев М. В., Калмыков Г.А. Литолого-петрофизические особенности перспективных продуктивных позднемиоценовых нутовских отложений на новых территориях северо-восточного шельфа острова Сахалин	5	128
Еремин Н.Н., Еремина Т.А., Гурбанова О.А. Частотное распределение пространственных групп и классов симметрии в структурной минералогии. Новые данные	6	3
Иванов А.В., Габдуллин Р.Р., Сенников А.Г., Бакаев А.С., Новиков И.В., Маленкина С.Ю., Бадулина Н.В., Мигранов И.Р., Яковишина Е.В., Струлев С.А., Беспалько Н.Е. Палеоэкологические и палеогеографические реконструкции условий формирования позднемеловых осадков Ульяновско-Саратовского прогиба, содержащих ядра нор червей-полихет	2	33
Исаев Е.С., Саутkин Р.С., Воронин М.Е., Верещагин А.А. Стадийность формирования залежи ботуобинского горизонта Среднеботуобинского месторождения	2	80
Ишбаев Х.Д., Далимов Н.Р., Курбанов А.А., Илешов К.М., Шукуров А.Х., Старостин В.И., Самсонов А.А. Щелочные лампрофиры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань)	3	61
Казак Е.С., Шиндина Н.Е. Лабораторные методы определения состава поровых вод слабопроницаемых отложений	1	30
Казанин Г.А., Гайнанов В.Г. Технологии разделения сигналов при перекрывающемся отстреле площади морских сейсмических исследований	4	103
Каримова О.В., Еремин Н.Н., Межуева А.А., Упорова Н.С., Золотарев А.А., Чареев Д.А. Структурные преобразования и фазовый переход фрудит (α–$PdBi_2$) — урванцевит (β–$PdBi_2$) при высоких температурах	1	3
Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Рудоносносные монцонитоиды Сарычеку Алмалыкского района (Срединный Тянь-Шань)	1	22
Карпова Е.В., Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Хомяк А.Н. Постседиментационные изменения песчаных коллекторов мелового возраста западной части Гыданского полуострова	4	143
Кожанов Д.Д., Большакова М.А., Ситар К.А., Боталов А.Н., Широбокова Ю.В., Габдрахманова Д.И., Мальцев В.В., Заиченко С.Ш. Нефтегазоматеринские породы в разрезах верхнего рифея российской части Восточно-Европейской платформы и сопредельных складчатых областей	1	47
Королев В.А., Галкин А.Н. Особенности эколого-геологических систем селитебных комплексов Республики Беларусь	5	84
Коротаев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф. Трехмерная модель углеводородных систем Северо-Чукотского бассейна	4	30
Костылев Д.В., Гоев А.Г., Костылева Н.В. Сейсмическая сеть южного сегмента Дальневосточной зоны РФ и ее возможности для изучения неоднородностей в верхней мантии	5	100
Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Седых Е.М., Еремеев Р.В., Копчиков М.Б., Шилова О.А., Васина А.И., Демидова Л.А. Первая находка крупного алмаза группы «CLIPPIR» в россыпном месторождении Эбелях (Якутия)	3	3
Куликов В.А., Епишкин Д.В., Ионичева А.П., Шагарова Н.М., Ширяев М.И. Корреляция между спектральной плотностью компонент магнитотеллурического поля и солнечной активностью на примере работ в районе Ильменской коровой аномалии	4	124
Ладыгина Л.А., Фетисова А.М. Палеомагнетизм верхнеюрских пород центральной части Русской плиты: разрезы Починки и Дубровское	6	132
Левитан М.А. Первые результаты сравнительного анализа химического состава плейстоценовых отложений Тихого и Атлантического океанов	1	10
Майоров А.А., Хотылев А.О., Ольховский С.В., Хотылев О.В. Динамика уровня моря и эволюция палеоберега Фанагории	6	49
Мальцев Г.Г., Якубчук А.С. Дукатское золото-серебряное месторождение: структурный контроль жильных тел	6	102
Микляева Е.П., Бычков А.Ю., Николаева И.Ю., Тарнопольская М.Е., Минервина Е.А. Геохимия циркония в позднемагматическом процессе в ультрамафит-мафитовых интрузивах на примере Киваккского расслоенного массива (Северная Карелия)	2	57
Милентьева Е.А., Баранцев А.А., Оболенская А.А., Гриневский А.С. Разработка методики интерпретационного сопровождения обработки сейсмических данных в Западной Сибири с целью улучшения качества прогноза русел	2	117
Милентьева Е.А., Верещакин Р.О., Ломакина А.С., Оболенская А.А. Оценка неопределенностей структурных построений в случае отсутствия скважин на территории Каспийского моря	2	126
Морозов И.А., Крупская В.В., Королева Т.А., Покидько Б.В., Закусин С.В. Преобразование бентонитовых глин инженерных барьеров безопасности в модельных условиях	5	69
Мухаметшин В.В., Кулешова Л.С., Гиляземдинов Р.А., Рамазанов Р.Г., Реймерс А.Н., Шарипов Ф.А. Комплексная оценка результативности закачки нефтекислотных эмульсий в условиях сложнопостроенных залежей нефти черепетского и кизеловского горизонтов Южно-Татарского свода	2	72
Никитин М.Ю., Тверитинова Т.Ю., Галушкин И.В. Новая геологическая карта вулканов Натиб и Маривелес Лусонской островной дуги (Филиппины)	6	109

Статья	№	С.
Николаев Ю.Н., Балыкова И.В., Кузин С.В., Бакшеев И.А., Калько И.А., Аплеталин А.В., Косятов В.В. Поисковая геолого-геохимическая модель золотого оруденения, связанного с интрузиями	4	71
Позднякова И.А., Поздняков С.П., Галицкая И.В. Оценка риска загрязнения напорных водоносных горизонтов на территориях распространения погребенных эрозионных врезов на примере г. Москвы	6	76
Полещук А.В., Зыков Д.С., Агибалов А.О., Седаева К.М., Сенцов А.А. Дислокации в рыхлых отложениях позднего плейстоцена Онежской структуры как результат сейсмического воздействия	4	15
Попов П.П., Большакова М.А., Пономарева Г.Ю., Хопта И.С. Характеристика нижнепермских потенциально нефтегазоматеринских толщ Предуральского краевого прогиба на примере дивьинской свиты	1	60
Пунанова С.А. К вопросу о перспективности добычи нефти и газа в арктических регионах Западной Сибири	4	84
Пущаровский Д.Ю. Водосодержащие минералы в мантии Земли	3	3
Савенко А.В., Савенко В.С. Фтор в поверхностных и пресных подземных водах Архангельской области	2	145
Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Ибрагимов А.Р. Особенности применения дистанционного зондирования Земли для решения геологических задач в природных зонах Российской Федерации	3	44
Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Ибрагимов А.Р., Гришин И.Ю., Фесюн А.Г. Результаты дистанционного мониторинга изменения компонентов природных ресурсов в степной зоне Южного Урала под техногенным влиянием добычи полезных ископаемых	3	53
Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В., Фелькер А.С., Мифтахутдинова Д.Н., Габдуллин Р.Р., Ахмеденов К.М., Якупова Д.Б., Нуриева Е.М., Саетгалеева Я.Я. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 1. Литологическая характеристика и условия формирования	2	19
Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В., Фелькер А.С., Мифтахутдинова Д.Н., Габдуллин Р.Р., Ахмеденов К.М., Якупова Д.Б., Нуриева Е.М., Саетгалеева Я.Я. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации	3	26
Спиридонов Э.М. О продуктивности рудоносных интрузивов и возможной импактной инициации сибирской трапповой формации и норильских месторождений Pd-Pt-Rh-Cu-Ni-Co	1	16
Спиридонов Э.М. Срастания холингвортита и сперрилита в сульфидных медно-никелевых рудах Байкальского и Норильского месторождений	5	60
Степченков В.С., Большаков Д.К., Модин И.Н. Пространственное положение талых и мерзлых грунтов по площадным данным электротомографии	4	107
Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Детализация современной фациальной структуры Курильской котловины и западной части Тихого океана по данным одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов	5	39
Тарасова М.А., Бричева С.С., Владов М.Л. Контрасты электрофизических свойств в песчано-глинистом разрезе и их отражение на радарограмме	4	114
Тарасова М.А., Бричева С.С., Владов М.Л. Методические особенности полевого и лабораторного методов измерения диэлектрической проницаемости на примере песчано-глинистых отложений	5	158
Тевелев А.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые данные о строении и возрасте Чилектинского гранитоидного массива (Южный Урал)	6	37
Трофимов В.Т. Геологические объекты в структуре инженерно-экологических изысканий	6	67
Тюкавкина О.В., Шелепов В.В., Шустер В.Л., Капитонова И.Л. Результаты геолого-промыслового моделирования низкопроницаемых коллекторов на примере месторождений широтного Приобья	2	65
Ульянцев А.С., Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Применение многомерного статистического анализа для исследования взаимосвязи гранулометрических характеристик донных осадков с фациальными условиями их накопления на примере Чаунской губы Восточно-Сибирского моря	5	50
Устинова М.А., Вишневская В.С., Маринов В.А., Овчинникова А.С., Жегалло Е.А. О первой находке известкового наннопланктона в нижнеберезовской подсвите (верхний мел, коньяк-кампан) Западной Сибири	4	39
Федоров В.М., Фролов Д.М. Эффект разделения сезонного облучения Земли в неоплейстоцене по фазам изменения эксцентриситета ее орбиты	3	13
Харькина М.А., Трофимов В.Т., Андреева Т.В. Эколого-геологические системы массивов известняков Горного Крыма	4	94
Хотылев А.О., Корзинин Д.В., Ольховский С.В., Хотылев О.В., Майоров А.А., Дьяков Н.Н. Эволюция гидродинамического режима порта Фанагории в V–I веках до н. э.	4	52
Цой В.Д., Сайитов С.С. Региональная минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений Узбекистана	6	56
Шарипов Ф.А., Вобликова Е.Ю., Киреева Т.А., Мухаметшин В.Ш., Гилязетдинов Р.А. Прогноз отложения сульфатных солей кальция, бария и стронция при разработке нефтегазоконденсатного месторождения Непско-Ботуобинской антеклизы (Восточная Сибирь)	1	69

Статья	№	С.
Швейгерт П.Е., Калько И.А., Буханова Д.С., Грибушин К.А. Вертикальная геохимическая зональность рудопроявления Тутхливаям и критерии оценки эрозионного среза на территории Эруваямского рудного узла (Камчатка)	4	62
Шевченко Г.А., Большакова М.А. Текущее состояние применения методов науки о данных в геохимии нефти и газа	1	88
Яковишин С.Ю., Бордунов С.И., Яковишина Е.В., Фокин П.А. Условия формирования отложений Северо-Западного Кавказа на рубеже юры и мела	2	134
Яковишина Е.В., Габдуллин Р.Р., Рыжикова А.И., Бордунов С.И, Иванов А.В., Пузик А.Ю., Казымов К.П., Бадьянова И.В., Копаевич Л.Ф. Геохимическая характеристика турон-коньякских отложений Нижнего Поволжья	6	16
Яковишина Е.В., Ломакина У.С., Яковишин С.Ю., Бордунов С.И. Реконструкция питающих провинций для отложений нижнего мела Северо-Западного Кавказа	5	138
ИСТОРИЯ НАУКИ		
Маслов А.А., Еремин Н.Н. Организация работы на геолого-почвенном факультете в годы Великой Отечественной войны	6	156
Якубчук А.С. Золото Колымы: от открытия до современности	6	168

УЧРЕДИТЕЛИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, доктор геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 25.12.2025. Формат $60 \times 90^{1}/_{8}$.
Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.
Усл. печ. л. 12,5. Уч.-изд. л. 10,2. Тираж экз.
Изд. № 13015. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11)
Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail*: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201–7385
ISSN 0579–9406

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)

ISSN 0201–7385. ISSN 0579–9406.
ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2025. № 6. 1–180