RJ of ES

Russian Journal of Earth Sciences

Vol. 25

Issue 1



Russian Journal of Earth Sciences

Локализация зон развития опасных геологических процессов берегового клифа по данным 3D сейсмотомографического прозвучивания

В. В. Глазунов[1], Н. Н. Ефимова[2], Д. И. Зеликман[1] и А. А. Букатов[3]

[1]Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия
[2]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
[3]Государственный историко-археологический музей-заповедник «Херсонес Таврический», Севастополь, Россия
* **Контакт:** Данил Игоревич Зеликман, s235005@stud.spmi.ru

Предложена методика 3D сейсмотомографического прозвучивания массива горных пород, предназначенная для выявления и локализации зон развития опасных геологических процессов, формирующихся в скальном массиве берегового клифа. Дано описание методики проведения сейсмотомографического прозвучивания для изучения состояния абразионного клифа, расположенного на участке побережья Крыма. По данным сейсмотомографической инверсии синтезированы карты распределения значений скоростей P и S сейсмических волн в скальном массиве на разных глубинах. Рассчитаны динамические модули упругости, характеризующие физико-механические свойства горных пород, слагающих клиф. На картах, отражающих пространственное распределение этих параметров, локализованы ослабленные зоны предположительно связанные с формированием и развитием опасных для устойчивости клифа негативных геологических процессов.

Ключевые слова: Сейсмотомография, сейсмическое прозвучивание, 3D инверсия, модули упругости, физико-механические свойства, устойчивость берегового клифа, побережье Крыма.

Цитирование: Глазунов, В. В., Н. Н. Ефимова, Д. И. Зеликман и А. А. Букатов Локализация зон развития опасных геологических процессов берегового клифа по данным 3D сейсмотомографического прозвучивания // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1001. — DOI: 10.2205/2025es000993 — EDN: ZNNZCA

Введение

В инженерной сейсморазведке в настоящее время широко и успешно применяется сейсмическая томография (СТ) для детального изучения верхней части геологического разреза и прозвучивания межскважинного пространства [*Козырев и др., 2022; Разумов и др., 2021; Daniliev et al., 2022*]. Наземная методика СТ предусматривает получение 2D сейсмогеологических разрезов, характеризующих геологическое строение в предположении, что скорость распространения сейсмических волн в массиве горных пород возрастает с глубиной [*Ленский и др., 2019*]. Для локализации зон разуплотнения и трещиноватости в скальном массиве в ряде случаев применяется георадиолокация [*Большунов и др., 2023; Isakova et al., 2021*].

Цель исследований связана с сейсмогеологическим изучением строения и состояния берегового клифа, включая оценку прочностных свойств пород скального массива, выявление зон развития опасных геологических процессов, влияющих на устойчивость скального массива в области обрыва.

Методика решения аналогичных задач методами геотехники детально разработана для карьеров [*Еременко и Филиппов, 2020; Мади и др., 2022; Шабаров и Куранов, 2023*].

https://elibrary.ru/znnzca

Получено: 23 октября 2024 г.
Принято: 5 февраля 2025 г.
Опубликовано: 12 февраля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Согласно имеющимся методическим рекомендациям, оценка устойчивости бортов карьеров, откосов уступов и отвалов осуществляется расчетными и графоаналитическими методами. В качестве входных характеристик используются физико-механические свойства массива горных пород [*Дашко и Карпенко, 2023*]. Изучение физико-механических свойств горных пород проводится лабораторными и полевыми методами, предполагающими проведение точечных буровых работ с извлечением керна. Также в методических указаниях упоминается возможность проведения геофизических методов исследования массива на основе корреляционных связей между наблюдаемым показателем и изучаемыми свойствами [*Алексеев и др., 2022a,b*].

В отечественных [*Опарин и др., 2020; Рыбин и др., 2023, 2015*] и зарубежных [*Beyene et al., 2023; Hussain et al., 2022; Kabeta et al., 2023*] публикациях рассматриваются результаты применения 2D сейсмической томографии (СТ 2D) с поверхности в комплексе с георадиолокацией для определения степени деструкции скального массива.

Для локализации зон развития опасных геологических процессов в области, примыкающей к береговому клифу, методика проведения СТ 2D недостаточно эффективна в связи с ограничениями, обусловленными наличием вертикального обрыва, кривизной береговой линии и возможным присутствием в разрезе слоев с инверсией скорости.

Для этих условий более подходит предлагаемая в статье методика 3D сейсмотомографического прозвучивания (СТП 3D) массива горных пород, слагающих клиф. Методика основана на размещении пунктов приема сейсмических волн (ПП) вдоль основания клифа, а пунктов возбуждения (ПВ) на площади, примыкающей к обрыву, с последующей обработкой данных наблюдений в программах, реализующих 3D инверсию кинематических характеристик сейсмических волн.

Объект исследований

Объектом 3D сейсмотомографического прозвучивания является клиф северного побережья Крыма (рис. 1). Береговая линия находится в трех состояниях: абразии, аккреции и статическом равновесии [*Dede et al., 2023*]. Доминирующим для района исследований является именно абразия.

Геологическое строение клифа сформировано верхнемиоценовыми отложениями (N1), которые представлены породами сарматского яруса среднего горизонта (N1SII). Толща горных пород сформирована в основном хемогенно-органогенными и частично перекристализованными известняками с прослоями глин. Кроме того, в слоистой толще, слагающей клиф, наблюдаются тектонические нарушения (рис. 1).

Слои, сложенные глиной зеленовато-серой, известковистой, твердой, имеют мощность, изменяющуюся в пределах 0,2–0,3 м. Глинистые отложения наименее устойчивы к выветриванию и морской абразии, в них выработаны многочисленные продольные ниши в основании берегового уступа.

Известняки, слагающие клиф, относятся к полускальным и скальным породам. Известняк полускальный обладает очень низкой прочностью, так как характеризуется средней степенью выветрелости и является размягчаемым. В структурном отношении слой этих пород представлен отдельными пропластками, либо сцементированной брекчией крупных обломков известняка. В береговом обрыве известняк выветрелый, встречаются кавернозные полости размером до одного метра. Каверны и трещины выполнены дресвяными суглинками и глиной. Мощность слоя этих известняков варьируется в пределах 1,1–2,0 м.

Известняк скальный, относится к категории малопрочных, трещиноватых, пористых и кавернозных пород. Порода характеризуется грубой слоистостью, разбитой субвертикальными трещинами. Этот известняк является наиболее прочным и устойчивым к выветриванию [*Каюкова и др., 2020*]. Поверхностный слой известняка слагает нависающие козырьки в береговом уступе и выработанные морские террасы. Процесс разрушения известняка контролируется водонасыщением отдельных участков, в следствии чего меняются их прочностные характеристики [*Блохин и др., 2021*].



Рис. 1. Стратифицированный геологический разрез абразионного клифа.1 – суглинки; 2 – известняк скальный; 3 – глина набухающая; 4 – известняк полускальный; красным цветом показаны лини разломов; белыми линиями – границы слоев.

По данным визуального обследования современного состояния клифа и инженерно-геологических изысканий основными экзогенными факторами, обуславливающими обрушения клифа, являются (рис. 2): волноприбойное воздействие на основание клифа; процессы ветрового и температурного выветривания на уступе клифа; фильтрация подземных вод в породах, слагающих клиф; образование трещин отрыва и ослабленных зон в области, прилегающей к обрыву; наличие субгоризонтальных слоев известняков низкой прочности и набухающих глин.

Процесс разрушения горных пород является стадийным и заключается в формировании и дальнейшем развитии дефектов структуры на различных масштабных уровнях [*Болобов и др., 2021*]. Гидродинамическое воздействие приводит к размыву и ослаблению слоя полускальных известняков, что сопровождается формированием трещин в бронирующем слое прочного известняка. Опасность представляет развитие трещин не только вблизи клифа, но и на удалении от линии обрыва, так как развитие деструктивных процессов приводит к образованию трещин отрыва и последующему разрушению клифа.

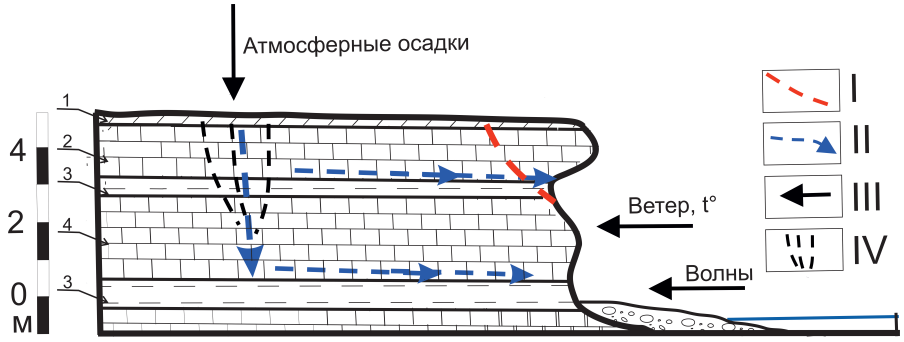


Рис. 2. Экзогенные факторы, влияющие на разрушение берегового уступа. Условные обозначения: I – предполагаемые трещины отрыва; II – движение подземных вод; III – воздействие экзогенных факторов; IV – система трещин (1–4 приведены на рис. 1).

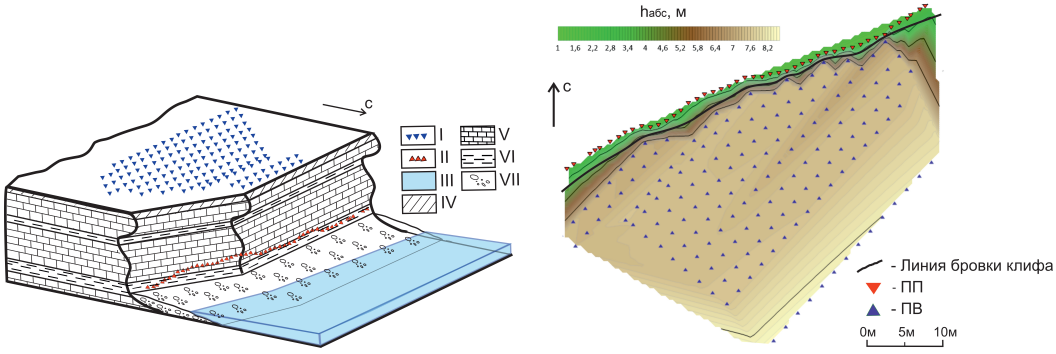
Методика 3D сейсмотомографического прозвучивания скального массива

Основная задача сейсмического обследования клифа сводится к выявлению областей формирования и развития скрытых нарушений массива горных пород, усиливающих степень воздействия перечисленных ранее негативных экзогенных факторов.

Геологическое строение и состояние массива в целом неблагоприятны для проведения сейсмотомографических исследований по стандартной 2D методике [*Глазунов*

и др., 2022; Сысоев, 2021; Imani et al., 2021]. В первую очередь, это связано с тем, что скорость распространения сейсмических волн не увеличивается с глубиной непрерывно. В разрезе присутствуют «инверсные слои» сложенные глинами, скорость в которых уменьшается по отношению к вышезалегающим известнякам. Кроме того, береговой обрыв ограничивает возможность соблюдения требований к геометрическим параметрам сети размещения ПП и ПВ, принятым при проведении сейсмотомографических наблюдений.

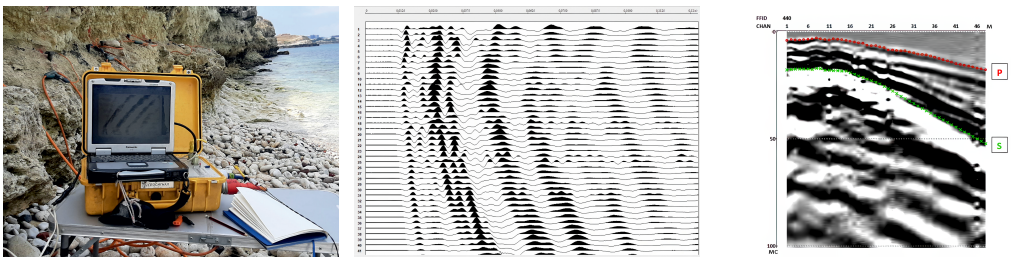
В этих условиях целесообразно проведение сейсмического прозвучивания массива в модификации СТП 3D, которое можно обеспечить, разместив ПП в основании берегового обрыва с шагом 1 м, а ПВ в узлах квадратной сети 2×2 м, созданной на прибрежной террасе (рис. 3).



(а) **(б)**

Рис. 3. Размещение ПП и ПВ на площади наблюдений в трехмерном виде относительно обрыва (а) и в плане с топографией (б). I – пункты взрыва; II – пункты приема; III – морская вода; IV – суглинки; V – известняк скальный; VI – глина; VII – известняк полускальный.

Регистрация сейсмических волн производилась с помощью 48-канальной сейсмостанции «Эллисс-2» (рис. 4а). В качестве сейсмоприемников использовались вертикальные геофоны в полевом корпусе РС-801 (GS-30CT). Возбуждение упругих волн производилось ударом кувалды о металлический блин. Для обеспечения синхронизации источника и сейсмостанции использовался сейсмоприемник, установленный вблизи пункта возбуждения. Топографическая привязка ПП и ПВ осуществлялась с помощью тахеометра Leica MS-50 методом выноса реперов в зону проведения работ от ранее известных базовых точек.



(а) **(б)** **(в)**

Рис. 4. Сейсмостанция «Эллисс-2» (а), наблюденная сейсмограмма (б) и ее пикирование с указанием годографов проходящих *P*- и *S*-волн (в).

Данные сейсмических наблюдений представлены в виде сейсмограмм (рис. 4б). На сейсмограммах отчетливо проявились оси синфазности продольных (P) и поперечных (S) проходящих сейсмических волн. Уровень помех, связанных с морским прибоем, не затруднял выявление первых вступлений полезных волн на сейсмограммах.

Первичная обработка, включающая частотную фильтрацию для удаления высокочастотных помех и коррекцию амплитуд, выполнена для 598 зарегистрированных сейсмограмм. Пикировка годографов первых вступлений P и S проходящих сейсмических

волн осуществлялась вручную (рис. 4в), количество времен вступлений P- и S-волн составляет 7980 для каждого типа волны. Сейсмотомографическая инверсия выполнялась с учетом координат ПП и ПВ.

Инверсия данных 3D сейсмотомографического прозвучивания скального массива осуществлялась с помощью программы «ZondST3d» (ООО «Геодевайс»), которая предназначена для трехмерной обработки и интерпретации данных сейсмической томографии на преломленных и проходящих волнах в наземном (площадном) и межскважинном геологическом пространстве [*Алешкин и др., 2021*].

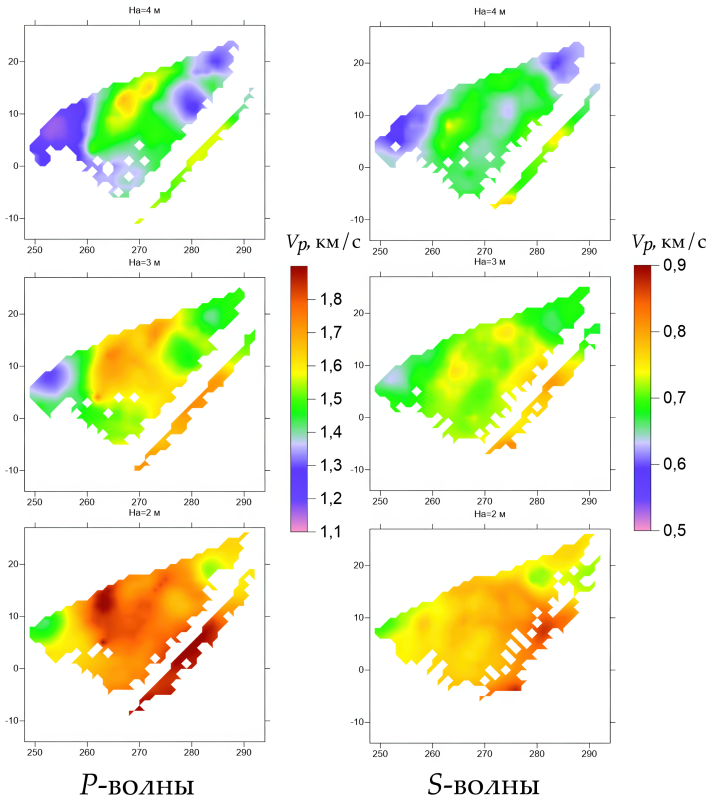


Рис. 5. Карты значений скоростей распространения P и S сейсмических волн в скальном массиве на абсолютных отметках высоты соответственно 2, 3 и 4 метра.

Результаты обработки данных синтезированы в виде 3D цифровых моделей скоростей распространения P и S сейсмических волн в скальном массиве. Протяженная зона на карте, окрашенная белым цветом, соответствуют расположению остатков стены здания, где пункты ПП не размещались.

Локальные, белые ячейки сейсмотомографической модели связаны с наличием локальных неоднородностей, в пределах которых лучи проходящих волн при инверсии не проявились.

На основании 3D кубов скоростных моделей получены карты-срезы для абсолютных отметок 2, 3 и 4 м, характеризующие пространственные изменения скоростей P- и S-волн (рис. 5).

Скорости распространения P волн изменяются в пределах от 1,1 до 2 км/с, а S-волн от 0,5 до 0,9 км/с. Значения укладываются в диапазон скоростей распространения упругих волн в осадочных породах верхней части разреза [*Жуков и Кузьмин, 2020*]. Области низких значений скоростей, окрашенные на картах в сине-зеленую цветовую гамму, указывают на места локализации ослабленных зон скального массива. В областях, примыкающих к клифу, образование этих зон связано с воздействием процессов физического и химического выветривания. Эти зоны клифа, возможно, отделены от основного массива формирующимися трещинами отрыва.

Возможность использования сейсмических методов для оценки степени устойчивости оползневых склонов базируется на взаимосвязи скоростей распространения упругих волн в среде с прочностными характеристиками пород [*Господариков и др., 2023; Aleksandrov and Krizsky, 2023; Bayo et al., 2021*].

На рис. 6 представлены карты-срезы для абсолютной отметки 4 м, характеризующие распределение физико-механических свойств, слагающих клиф. На картах пунктирными линиями оконтурены аномалии, указывающие на ослабленные зоны горных пород.

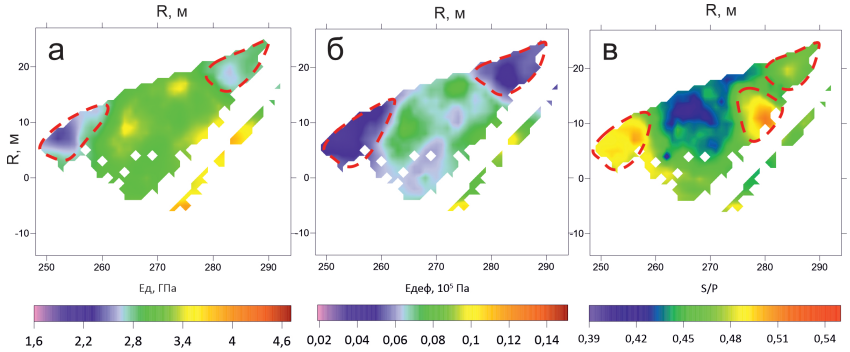


Рис. 6. Локализация ослабленных зон скального массива на картах-срезах распределения значений динамических модулей Юнга (а), общей деформации (б) и отношения скоростей V_s/V_p (в).

Расчёт динамического модуля Юнга (рис. 6а) выполнен по формуле:

$$E_{\text{д}} = \frac{V_p^2 \Delta (1+\mu)(1-2\mu)}{1-\mu},$$

где V_p – скорость распространения продольных волн, м/с; Δ – плотность, кг/м^3; μ – коэффициент Пуассона [*Зуев и др., 2021; Hadi and Nygaard, 2022*]. Для срезов на глубинах 2, 3, 4 и 5 м приняты средние значения плотности 2200, 1990, 2050 и 1990 кг/м^3 соответственно, установленные по данным лабораторных исследований. Нарушенным участкам соответствуют области значений модуля Юнга менее 2,9 ГПа (рис. 6а).

Модуль деформации (рис. 6б) соответствует коэффициенту пропорциональности между нагрузкой, приложенной к объему породы, и его деформацией. Формула расчета величины модуля справедлива для известняков плотной и ослабленной зоны. Расчёт выполнен по формуле:

$$E_{\text{деф}} = 4,337 \cdot 10^{-2} \cdot E_{\text{д}}^{1,157},$$

где $E_{\text{д}}$ – динамический модуль Юнга, Па [*СП 11-105-97, 2004*]. На исследуемом участке ослабленные зоны выделяются в пределах значений модуля деформации от 20 до 70 кПа.

В сейсморазведке для оценки нарушенности массива используется отношение скоростей поперечных и продольным волн [*Горяинов и др., 1987; Санфиров и Степанов, 2022*]. Разуплотнение пород массива приводит к увеличению этого параметра.

На карте-срезе, соответствующей абсолютной отметке 4 м, красной пунктирной линией оконтурены участки, характеризующиеся низкими значениями физико-механических свойств. В пределах исследованного участка клифа изменение вычисленных параметров определяется в основном интенсивностью и характером разуплотнения горных пород. Срез значений на абсолютной отметке 4 м проходит на уровне залегания бронирующего горизонта известняков. Карты характеризуют степень сохранности этого слоя. Распределение значений рассчитанных параметров на картах указывает на блоковую зональность строения массива.

Выделенные блоки соответствуют ослабленным, наиболее обвалоопасным участкам скального массива, расположенным вблизи клифа.

Выводы

Выполненные исследования показали, что методика СТП 3D является эффективным методом изучения строения и состояния береговых клифов. Особенностью предлагаемой методики является размещение сейсмоприемников вдоль основания клифа, что значительно упрощает проведение полевых работ.

Разработанная методика сейсмических наблюдений позволяет сформировать детальную объемную модель скального массива, отражающую геологическое строение, состояние и наличие зон развития опасных геологических процессов.

Синтезированные по данным СТП 3D сейсмические модели отражают размещение зон ослабленных горных пород, предположительно обусловленных повышенной трещиноватостью известняков. Диагностическими признаками этих зон являются локальные уменьшения скоростей P и S сейсмических волн, а также соответствующие им изменения значений модулей упругости. Особую опасность для устойчивости клифа представляют зоны деструкции известняков, примыкающие к обрыву.

Получаемые с помощью этой новой технологии инженерной сейсморазведки детальные объемные модели скального массива являются основой для изучения динамики развития опасных геологических процессов. Мониторинговые наблюдения с применением предлагаемой технологии позволят выявлять аварийные участки клифа, где скорость его разрушения максимальна.

Технология СТП 3D представляется перспективным направлением развития инженерной сейсморазведки для исследования устойчивости не только клифов, но и бортов карьеров.

Благодарности. Авторы статьи благодарят старшего научного сотрудника Института истории материальной культуры РАН В. В. Вахонеева за предоставление доступа к программе ZondST3D

Список литературы

Алексеев А. Б., Есина Е. Н., Зотеев О. В. и др. Методические указания по изучению массива горных пород для обеспечения устойчивости бортов и уступов карьеров, разрезов и откосов отвалов. — Москва : ИПКОН РАН, 2022a. — 102 с.

Алексеев А. Б., Есина Е. Н., Зотеев О. В. и др. Методические указания по определению параметров бортов и уступов карьеров, разрезов и откосов отвалов. — Москва : ИПКОН РАН, 2022b. — 80 с.

Алешкин М. В., Ашмарина Ю. Б., Гончаров Е. М. и др. Апробация технологии межскважинного сейсмического просвечивания в модификации расширенной томографии для поиска кимберлитовых тел в условиях Якутской алмазоносной провинции // Инженерная и рудная геофизика. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — С. 1—11. — DOI: 10.3997/2214-4609.202152143.

Блохин Д. И., Иванов П. Н., Дудченко О. Л. Экспериментальное исследование термомеханических эффектов в водонасыщенных известняках при их деформировании // Записки Горного института. — 2021. — Т. 247. — С. 1—10. — DOI: 10.31897/PMI.2021.1.1.

Болобов В. И., Плащинский В. А., Борисов С. В. и др. О соотношении параметров разрушения породы в статических и динамических условиях // Обогащение руд. — 2021. — С. 3—9. — DOI: 10.17580/or.2021.05.01.

Большунов А. В., Васильев Д. А., Дмитриев А. Н. и др. Результаты комплексных экспериментальных исследований на станции Восток в Антарктиде // Записки Горного института. — 2023. — Т. 263. — С. 724—741. — EDN: WQNJET.

Глазунов В. В., Бурлуцкий С. Б., Шувалова Р. А. и др. Повышение достоверности 3D-моделирования оползневого склона на основе учета данных инженерной геофизики // Записки Горного института. — 2022. — Т. 257. — С. 771—782. — DOI: 10.31897/PMI.2022.86.

Горяинов Н. Н., Боголюбов А. Н., Варламов Н. М. и др. Изучение оползней геофизическими методами. — Москва : Недра, 1987. — С. 155.

Господариков А. П., Ревин И. Е., Морозов К. В. Композитная модель анализа данных сейсмического мониторинга при ведении горных работ на примере Кукисвумчоррского месторождения АО «Апатит» // Записки Горного института. — 2023. — Т. 262. — С. 571—580. — DOI: 10.31897/PMI.2023.9.

Дашко Р. Э., Карпенко А. Г. Современное состояние надземных и подземных конструкций Александровской колонны - интегральная основа её устойчивости // Записки Горного института. — 2023. — Т. 263. — С. 757—773.

Еременко А. А., Филиппов В. Н. Определение рациональных параметров буровзрывных работ для обеспечения устойчивости бортов карьеров Быстринского месторождения // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. — 2020. — Т. 7, № 1. — С. 64—73. — DOI: 10.15372/fpvgn2020070110.

Жуков В. С., Кузьмин Ю. О. Экспериментальные исследования влияния трещиноватости горных пород и модельных материалов на скорость распространения продольной волны // Физика Земли. — 2020. — Т. 2020, № 4. — С. 39—50. — DOI: 10.31857/S0002333720040109.

Зуев П. И., Григорьев Д. В., Ведерников А. С. Геофизическое обследование участков асбестового карьера // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2021. — № 5—1. — С. 131—141. — DOI: 10.25018/0236_1493_2021_51_0_131.

Каюкова Е. П., Дорофеев И. А., Шатунов И. В. Нижнемеловые отложения предгорьев Крыма и их роль в формировании пресных вод Крымского полуострова // Геология, геоэкология, эволюционная география: Коллективная монография. Том XIX. — Санкт-Петербург : Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, 2020. — С. 246—249.

Козырев А. А., Каган М. М., Чернобров Д. С. и др. Система микросейсмического мониторинга прибортового массива на основе сейсмических датчиков в глубоких скважинах за конечным контуром карьера // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2022. — № 12—1. — С. 155—165. — DOI: 10.25018/0236_1493_2022_121_0_155.

Ленский В. А., Жужель А. С., Шарафутдинов Т. Р. Современное состояние скважинной сейсморазведки (ВСП) в России // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2019. — № 1. — С. 29—36. — DOI: 10.30713/2413-5011-2019-1-29-36.

Мади П. Ш., Алькина А. Д., Юрченко А. В. и др. Волоконно-оптическая система контроля устойчивости бортов карьеров // Омский научный вестник. — 2022. — 4(184). — С. 112—117. — DOI: 10.25206/1813-8225-2022-184-112-117.

Опарин В. Н., Потапов В. П., Киряева Т. А. и др. К проблеме разработки методов и геоинформационных средств комплексной оценки влияния нелинейных деформационно-волновых процессов, индуцированных сейсмическими воздействиями, на геомеханическое состояние бортов карьеров и газодинамическую активность угольных шахт Кузбасса // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2020. — № 8. — С. 5—39. — DOI: 10.25018/0236-1493-2020-8-0-5-39.

Разумов Е. Е., Простов С. М., Рукавишников Г. Д. и др. Основные принципы построения систем сейсмического мониторинга // Горный журнал. — 2021. — С. 8—12. — DOI: 10.17580/gzh.2021.01.02.

Рыбин В. В., Калашник А. И., Константинов К. Н. и др. Комплексный анализ результатов мониторинга устойчивости уступов карьера с использованием геофизических методов исследования // Горная Промышленность. — 2023. — 5S/2023. — С. 87—92. — DOI: 10.30686/1609-9192-2023-5S-87-92.

Рыбин В. В., Калюжный А. С., Константинов К. Н. и др. Результаты определения параметров деструкции борта карьера комплексом геофизических методов // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2015. — № 4. — С. 113—118.

Санфиров И. А., Степанов Ю. И. Комплексная интерпретация шахтных сейсмо- и электроразведочных исследований // Горное эхо. — 2022. — № 1. — С. 113—118.

СП 11-105-97. Свод правил. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть VI. Правила производства геофизических исследований. — Москва : ФГУП "ПНИИИС"Госстроя России, 2004.

Сысоев А. П. Обоснование параметров системы полевых наблюдений МОГТ 3D // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. — 2021. — № 3. — С. 40—47. — DOI: 10.20403/2078-0575-2021-3-40-47.

Шабаров А. Н., Куранов А. Д. Основные направления развития горнодобывающей отрасли в усложняющихся горнотехнических условиях ведения горных работ // Горный журнал. — 2023. — № 5. — С. 5—10. — DOI: 10.17580/gzh.2023.05.01.

Aleksandrov P. N., Krizsky V. N. Direct and Inverse Problems of Seismic Exploration of Anisotropic and Dispersive Elastic Media on Volume Integral Equations // Mathematical Models and Computer Simulations. — 2023. — Vol. 15, no. 6. — P. 976–986. — DOI: 10.1134/S2070048223060042.

Bayo A. R., Okiongbo K. S., Sorronadi-Ononiwu G. C. Determination of elastic moduli and bearing capacity of sediments using geophysical and cone penetration test techniques in Yenagoa, Southern Nigeria // NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics. — 2021. — Vol. 10, no. 1. — P. 202–217. — DOI: 10.1080/20909977.2021.1904550.

Beyene A., Tesema N., Fufa F., et al. Geophysical and numerical stability analysis of landslide incident // Heliyon. — 2023. — Vol. 9, no. 3. — e13852. — DOI: 10.1016/j.heliyon.2023.e13852.

Daniliev S., Danilieva N., Mulev S., et al. Integration of Seismic Refraction and Fracture-Induced Electromagnetic Radiation Methods to Assess the Stability of the Roof in Mine-Workings // Minerals. — 2022. — Vol. 12, no. 5. — P. 609. — DOI: 10.3390/min12050609.

Dede M., Susiati H., Widiawaty M. A., et al. Multivariate analysis and modeling of shoreline changes using geospatial data // Geocarto International. — 2023. — Vol. 38, no. 1. — DOI: 10.1080/10106049.2022.2159070.

Hadi F., Nygaard R. Estimating unconfined compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks from petrophysical properties // Petroleum Science and Technology. — 2022. — Vol. 41, no. 13. — P. 1367–1389. — DOI: 10.1080/10916466.2022.2092500.

Hussain Y., Schlögel R., Innocenti A., et al. Review on the Geophysical and UAV-Based Methods Applied to Landslides // Remote Sensing. — 2022. — Vol. 14, no. 18. — P. 4564. — DOI: 10.3390/rs14184564.

Imani P., El-Raouf A. A., Tian G. Landslide Investigation Using Seismic Refraction Tomography Method: A Review // Annals of Geophysics. — 2021. — Vol. 64, Vol. 64 (2021). — DOI: 10.4401/ag-8633.

Isakova E. P., Daniliev S. M., Mingaleva T. A. GPR for mapping fractures for the extraction of facing granite from a quarry: A case study from Republic of Karelia // E3S Web of Conferences. — 2021. — Vol. 266. — P. 07007. — DOI: 10.1051/e3sconf/202126607007.

Kabeta W. F., Tamiru M., Tsige D., et al. An integrated geotechnical and geophysical investigation of landslide in Chira town, Ethiopia // Heliyon. — 2023. — Vol. 9, no. 7. — e17620. — DOI: 10.1016/j.heliyon.2023.e17620.

Russian Journal of Earth Sciences

Zones Localization of Hazardous Geological Processes Habit of the Coastal Cliff According to 3D Seismotomography Sounding Data

V. V. Glazunov[1], N. N. Efimova[2], D. I. Zelikman[1], and A. A. Bukatov[3]

[1]Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russia
[2]A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg
[3]The State Museum-Preserve «Tauric Chersonese», Sevastopol, Russia
**Correspondence to: Danil Zelikman, s235005@stud.spmi.ru

The article presents a methodology for conducting 3D seismic tomography of rock massifs. This technique has been developed for the identification and localisation of zones of development of dangerous geological processes formed within the rock massif of a coastal cliff. An example of the application of the technique is provided by the results of seismic tomography, which were used to study the state of a coastal cliff in Crimea that is subject to abrasion. The seismic tomographic inversion process has been utilised to generate maps depicting the distribution of *P* and *S* velocity values of seismic waves within the rock massif at varying depths. Furthermore, the dynamic moduli of elasticity, which are indicative of the physical and mechanical properties of the rocks constituting the cliff, have been calculated. The maps that have been generated by the seismic tomographic inversion process reflect the spatial distribution of these parameters, and the maps also localise the zones that have been weakened, presumably as a consequence of the formation and development of negative geological processes that are dangerous for the cliff's stability.

Recieved: 23 October 2024
Accepted: 5 February 2025
Published: 12 February 2025

Keywords: Seismic tomography, seismic sounding, 3D inverse modeling, stress-strain properties, competence, cliff, Crimea coast, landslide, tension joint.

Citation: Glazunov, V. V., N. N. Efimova, D. I. Zelikman, and A. A. Bukatov (2025), Zones Localization of Hazardous Geological Processes Habit of the Coastal Cliff According to 3D Seismotomography Sounding Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1001, https://doi.org/10.2205/2025ES000993, EDN: ZNNZCA

© 2025. The Authors.

References

Aleksandrov P. N., Krizsky V. N. Direct and Inverse Problems of Seismic Exploration of Anisotropic and Dispersive Elastic Media on Volume Integral Equations // Mathematical Models and Computer Simulations. — 2023. — Vol. 15, no. 6. — P. 976–986. — DOI: 10.1134/S2070048223060042.

Alekseev A. B., Esina E. N., Zoteyev O. V., et al. Methodological guidelines for determining the parameters of quarry sides and benches, open pits and dump slopes. — Moscow : IPKON RAS, 2022a. — 80 p. — (In Russian).

Alekseev A. B., Esina E. N., Zoteyev O. V., et al. Methodological guidelines for studying rock mass to ensure the stability of quarry sides and benches, open pits and dump slopes. — Moscow : IPKON RAS, 2022b. — 102 p. — (In Russian).

Aleshkin M., Ashmarina J., Goncharov E., et al. Approbation of Crosshole Seismic Imaging Technology in a Modification of Extended Tomography to Search for Kimberlite Bodies in the Yakutsk Diamondiferous Province // Engineering and Mining Geophysics 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — P. 1–11. — DOI: 10.3997/2214-4609.202152143. — (In Russian).

Bayo A. R., Okiongbo K. S., Sorronadi-Ononiwu G. C. Determination of elastic moduli and bearing capacity of sediments using geophysical and cone penetration test techniques in Yenagoa, Southern Nigeria // NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics. — 2021. — Vol. 10, no. 1. — P. 202–217. — DOI: 10.1080/20909977.2021.1904550.

Beyene A., Tesema N., Fufa F., et al. Geophysical and numerical stability analysis of landslide incident // Heliyon. — 2023. — Vol. 9, no. 3. — e13852. — DOI: 10.1016/j.heliyon.2023.e13852.

Blokhin D., Ivanov P., Dudchenko O. Experimental study of thermomechanical effects in water-saturated limestones during their deformation // Journal of Mining Institute. — 2021. — Vol. 247. — P. 1–10. — DOI: 10.31897/PMI.2021.1.1.

Bolobov V. I., Plashchinsky V. A., Borisov S. V., et al. On the ratio of rock fracture parameters in static and dynamic conditions // Obogashchenie Rud. — 2021. — P. 3–9. — DOI: 10.17580/or.2021.05.01. — (In Russian).

Bolshunov A. V., Vasilev D. A., Dmitriev A. N., et al. Results of complex experimental studies at Vostok station in Antarctica // Journal of Mining Institute. — 2023. — Vol. 263. — P. 724–741. — EDN: WQNJET.

CP 11-105-97. Code of practice. Engineering geological site investigations for construction. — Moscow : FSUE "PNIIIS" of the State Construction Committee of Russia, 2004. — (In Russian).

Daniliev S., Danilieva N., Mulev S., et al. Integration of Seismic Refraction and Fracture-Induced Electromagnetic Radiation Methods to Assess the Stability of the Roof in Mine-Workings // Minerals. — 2022. — Vol. 12, no. 5. — P. 609. — DOI: 10.3390/min12050609.

Dashko R. E., Karpenko A. G. Current state of above-ground and underground structures of the Alexander Column: an integral basis for its stability // Journal of Mining Institute. — 2023. — Vol. 263. — P. 757–773.

Dede M., Susiati H., Widiawaty M. A., et al. Multivariate analysis and modeling of shoreline changes using geospatial data // Geocarto International. — 2023. — Vol. 38, no. 1. — DOI: 10.1080/10106049.2022.2159070.

Eremenko A. A., Filippov V. N. Determination of rational drilling and blasting parameters to ensure stability of edges of open-pit mines in the Bystrinsky deposit // Fundamental'nyye i prikladnyye voprosy gornykh nauk. — 2020. — Vol. 7, no. 1. — P. 64–73. — DOI: 10.15372/fpvgn2020070110. — (In Russian).

Glazunov V., Burlutsky S., Shuvalova R., et al. Improving the reliability of 3D modelling of a landslide slope based on engineering geophysics data // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 257. — P. 771–782. — DOI: 10.31897/PMI.2022.86.

Goryainov N. N., Bogolyubov A. N., Varlamov N. M., et al. Study of landslides by geophysical methods. — Moscow : Nedra, 1987. — P. 155. — (In Russian).

Gospodarikov A., Revin I., Morozov K. Composite model of seismic monitoring data analysis during mining operations on the example of the Kukisvumchorrskoye deposit of AO Apatit // Journal of Mining Institute. — 2023. — Vol. 262. — P. 571–580. — DOI: 10.31897/PMI.2023.9.

Hadi F., Nygaard R. Estimating unconfined compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks from petrophysical properties // Petroleum Science and Technology. — 2022. — Vol. 41, no. 13. — P. 1367–1389. — DOI: 10.1080/10916466.2022.2092500.

Hussain Y., Schlögel R., Innocenti A., et al. Review on the Geophysical and UAV-Based Methods Applied to Landslides // Remote Sensing. — 2022. — Vol. 14, no. 18. — P. 4564. — DOI: 10.3390/rs14184564.

Imani P., El-Raouf A. A., Tian G. Landslide Investigation Using Seismic Refraction Tomography Method: A Review // Annals of Geophysics. — 2021. — Vol. 64, Vol. 64 (2021). — DOI: 10.4401/ag-8633.

Isakova E. P., Daniliev S. M., Mingaleva T. A. GPR for mapping fractures for the extraction of facing granite from a quarry: A case study from Republic of Karelia // E3S Web of Conferences. — 2021. — Vol. 266. — P. 07007. — DOI: 10.1051/e3sconf/202126607007.

Kabeta W. F., Tamiru M., Tsige D., et al. An integrated geotechnical and geophysical investigation of landslide in Chira town, Ethiopia // Heliyon. — 2023. — Vol. 9, no. 7. — e17620. — DOI: 10.1016/j.heliyon.2023.e17620.

Kayukova E. P., Dorofeev I. A., Shatunov I. V. Deposits of the lower cretaceous in the Crimean foothills and their role in the formation of fresh water Crimean peninsula // Geology, Geoecology, Evolutionary Geography: Collective Monograph. Volume XIX. — Saint Petersburg : A. I. Herzen Russian State Pedagogical University, 2020. — P. 246–249. — (In Russian).

Kozyrev A. A., Kagan M. M., Chernobrov D. S., et al. Microseismic monitoring system of the pit's board array based on seismic sensors in deep boreholes beyond the final pit contour // Mining informational and analytical bulletin. — 2022. — No. 12–1. — P. 155–165. — DOI: 10.25018/0236_1493_2022_121_0_155. — (In Russian).

Lensky V. A., Zhuzhel A. S., Sharafutdinov T. R. Modern condition of a well seismic survey (WSS) in Russia // Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields. — 2019. — No. 1. — P. 29–36. — DOI: 10.30713/2413-5011-2019-1-29-36. — (In Russian).

Madi P. Sh., Alkina A. D., Yurchenko A. V., et al. Fiber-optic system for monitoring stability of quarry slopes // Omsk Scientific Bulletin. — 2022. — 4(184). — P. 112–117. — DOI: 10.25206/1813-8225-2022-184-112-117. — (In Russian).

Oparin V. N., Potapov V. P., Kiryaeva T. A., et al. Development of methods and means for integrated geo-information-based analysis of influence exerted by nonlinear deformation and wave processes induced by seismic forces on geomechanical behavior of pit walls and on gas-dynamic activity in coal mines in Kuzbass // Mining informational and analytical bulletin. — 2020. — No. 8. — P. 5–39. — DOI: 10.25018/0236-1493-2020-8-0-5-39. — (In Russian).

Razumov E. E., Prostov S. M., Rukavishnikov G. D., et al. Basic principles for building seismic monitoring systems in rockburst-hazardous coal seam mining // Gornyi Zhurnal. — 2021. — P. 8–12. — DOI: 10.17580/gzh.2021.01.02. — (In Russian).

Rybin V. V., Kalashnik A. I., Konstantinov K. N., et al. Results on detection of open-pit wall destruction parameters by complex of geophysical methods // Mining informational and analytical bulletin. — 2015. — No. 4. — P. 113–118. — (In Russian).

Rybin V. V., Kalashnik A. I., Konstantinov K. N., et al. A comprehensive analysis of results obtained in monitoring pit bench stability using geophysical survey methods // Mining Industry Journal (Gornay Promishlennost). — 2023. — 5S/2023. — P. 87–92. — DOI: 10.30686/1609-9192-2023-5S-87-92. — (In Russian).

Sanfirov I. A., Stepanov Yu. I. Complex interpretation of mine seismic and electrical exploration studies // Gornoe Ekho. — 2022. — No. 1. — P. 113–118. — (In Russian).

Shabarov A. N., Kuranov A. D. Basic development trends in mining sector in complicating geotechnical conditions // Gornyi Zhurnal. — 2023. — No. 5. — P. 5–10. — DOI: 10.17580/gzh.2023.05.01. — (In Russian).

Sysoev A. P. Substantiation of parameters of the 3D CDP field observation system // Geology and mineral resources of Siberia. — 2021. — No. 3. — P. 40–47. — DOI: 10.20403/2078-0575-2021-3-40-47. — (In Russian).

Zhukov V. S., Kuzmin Yu. O. The Influence of Fracturing of the Rocks and Model Materials on P-Wave Propagation Velocity: Experimental Studies // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2020. — Vol. 56, no. 4. — P. 470–480. — DOI: 10.1134/S1069351320040102.

Zuev P. I., Grigoriev D. V., Vedernikov A. S. Geophysical survey of asbestos pit wall // Mining informational and analytical bulletin. — 2021. — No. 5–1. — P. 131–141. — DOI: 10.25018/0236_1493_2021_51_0_131. — (In Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Геологическая позиция редкометалльных пегматитов гранитоидного комплекса Лагман, Афганистан

А. Н. Евдокимов[1] **и А. Юсуфзай**[*,1,2]

[1]Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт Петербург, Россия
[2]Кабульский политехнический университет, г. Кабул, Афганистан
* **Контакт:** Атаулла Юсуфзай, ata.yosufzai@gmail.com

Редкометалльные пегматиты с промышленными содержаниями лития, тантала, ниобия, цезия, бериллия и олова приобретают растущее значение в качестве сырьевых объектов для производства электрооборудования, аккумуляторных батарей и электроники. В этой связи актуальным является изучение закономерностей их геолого-структурного положения, что позволит установить поисковые признаки для обнаружения новых ресурсных объектов и наращивания запасов уже известных пегматитовых месторождений редких металлов в зоне Нуристан в Северо-Восточном Афганистане. Здесь пегматитовые поля пространственно ассоциируют с олигоценовыми гранитами комплекса Лагман и расположены в провинциях Афганистана: Нуристан, Кунар, Лагман, Кабул, Нангархар, Каписа, Панджшер и Бадахшан. Они известны с древнейших времен как источники драгоценных камней и слюды. Гранитоидный комплекс Лагман характеризуется последовательным внедрением трех интрузивных фаз: 1 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты; 2 – порфировидные биотитовые, амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты; 3 – двуслюдяные и биотитовые граниты, гранит-порфиры, аплитовые и пегматоидные граниты. Редкометальные пегматиты приурочены к третьей фазе внедрения гранитов Лагман. Здесь граниты характеризуются неоднородной текстурой – от гранобластовой до гранитной с фрагментами аплитовой и пойкилитовой. Вмещающими породами пегматитов являются триасовые филлитовидные кварц-слюдяные сланцы и протерозойские гнейсы и кварциты. Кроме того, пегматиты находятся в интрузивных породах, а именно в массивах габбро-диоритов комплекса Нилау. Морфология тел редкометальных пегматитов разнообразна. Преобладают жилы с раздувами и плитообразные тела, меньше линзовидных форм и разноориентированных жил. Мощность пегматитовых жил от 1 до 60 м, длина от десятков метров до 2–5 км. Предполагается, что формирование гранитоидного комплекса Лагман есть следствие коллизии Индостанского континента с Евразией.

Ключевые слова: Редкометалльные пегматиты, геологическое строение, тектоника, сподумен, гранитоид, гранит, диорит, Нуристан, Афганистан.

Цитирование: Евдокимов, А. Н., А. Юсуфзай Геологическая позиция редкометалльных пегматитов гранитоидного комплекса Лагман, Афганистан // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1002. — DOI: 10.2205/2025es000998 — EDN: CRXZQL

https://elibrary.ru/crxzql

Получено: 30 января 2024 г.
Принято: 3 февраля 2025 г.
Опубликовано: 13 февраля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Введение

Спрос на редкие металлы, такие как литий, растет, в мире наблюдается отчетливая тенденция к снижению зависимости от ископаемого топлива. Электромобили, в которых в качестве важного компонента используются литий-ионные аккумуляторы [*Bibienne et al., 2020; Kavanagh et al., 2018; Tadesse et al., 2019*], находятся в авангарде «зеленых» технологий [*Chen et al., 2023; Gourcerol et al., 2019; Müller et al., 2022*].

Редкометалльные пегматиты гранитоидного комплекса Лагман, локализованные в зоне Нуристан, образуют одну из крупнейших пегматитовых провинций мира

[*Mashkoor et al., 2022*] с промышленной минерализацией тантала, ниобия, лития, цезия, бериллия, олова и драгоценных камней. Она известна с древнейших времен. Бадахшан, Нуристан, Читрал и Кашмир [*Soret et al., 2019*] образуют единую геологическую область, где из пегматитов издавна добывались драгоценные камни и слюда [*Rossovskiy and Chmyrev, 1977*].

В Афганистане выделяется четыре пегматитовые пояса: Нуристанский длиной 400 км, Гиндукушский – 180 км, Бадахшанский – 150 км и Гильмандский – 200 км [*Rossovskiy and Chmyrev, 1977*]. Нуристанский, Гиндукушский и Бадахшанский пегматитовые пояса располагаются в центральной, северо-восточной части Афганистана в переделах Нуристан-Памирского срединного массива, а Гильмандский пояс находится в Центральном Афганистане в пределах Шахристанского срединного массива. В пределах вышеназванных пегматитовых поясов выделены 24 пегматитовых поля, 21 из которых сосредоточено в северо-восточной части Афганистана и 3 в центральной части [*Мусазай, 1988; Mashkoor et al., 2022*].

Известно, что пегматитовые жилы размещаются, как правило, полями, которые приурочены к определенным тектоническим структурам [*Алексеев, 2022; Popov et al., 2020*].

Цель и задача данной статьи – определить закономерности размещения пегматитов тектонической зоны Нуристан в геологической структуре Афганистана. Актуальность изучения тектонической позиции гранитоидов и пегматитов на территории Нуристана определяется растущей потребностью в литиевом сырье. В молодых складчатых областях, к которым относят и регион развития гранитоидов и пегматитов комплекса Лагман, обычно, обнаруживают непосредственную связь с материнскими гранитами [*Бескин и Марин, 2019; Симонов, 2020*].

В соответствии с современными концепциями тектонического развития региона [*Буртман, 2013; Shroder et al., 2021; Siehl, 2015*], гранитоидный комплекс Лагман образовался в условиях надсубдукционной геодинамической обстановки. Здесь проявились линейные складчатые структуры северо-восточного простирания, которые приурочены к коллизионным надвиговым зонам Индостанского континента и Евразии [*Алексеев и Ребецкий, 2021; Ребецкий и Алексеев, 2014; Трифонов и др., 2021*].

Обзор литературы

Первые сведения о пегматитах Афганистана известны из публикации 1911 г. Х. Хьюберта [*Hayden, 1911*], где описаны пластовые тела пегматитов мощностью 100 ярдов и протяженностью в несколько миль. Простирание таких тел субширотное. Х. Хайден определил эти тела, как Гималайский тип пегматитов [*Загорский и др., 2014*] кварц-полевошпатового состава с мусковитом, шерлом и бериллом.

В 1928 г. об этих пегматитах упоминает Л. А. Николаевич [*Лабунцов, 1930*]. В 1958 г. в неопубликованном отчете С. Х. Мирзада впервые было сказано о литиевой минерализации пегматитов, в 1962 г. [*Солодов, 1962; Ткачев и др., 2019*] изучили зональность пегматитов Дарай-Печ, в 1965 г. было открыто пегматитовое поле Нилау, а также установлено широкое развитие редкометалльных пегматитов в долинах рек Вайгал, Парун и Алингар.

В 1971–1974 гг. Л. Н. Россовский, И. Ю. Нуйсков, В. М. Чмырев, А. Шарек и другие составили отчет – первую сводную работу – монографию о редкометалльных пегматитах Афганистана [*Россовский и др., 1974*], в которой рассматривается закономерности их размещения, главные особенности и минералы, имеющие практическую ценность. В эти годы в Афганистане велись специализированные поисково-оценочные работы на редкометалльные пегматиты. В результате были открыты новые крупные поля пегматитов, образующие четыре пегматитовых пояса [*Mashkoor et al., 2022; Rossovskiy and Chmyrev, 1977*], выявлены месторождения лития, установлена танталоносность пегматитовой провинции Восточного Афганистана и обнаружены перспективные на тантал объекты. В этот период впервые в Афганистане был найден поллуцит, открыто

уникальное месторождение кунцита – редкого драгоценного камня 4 класса и выявлены объекты, перспективные на пьезооптическое сырье – пьезокварц и турмалин.

В 1988 г. Афганские геологи Н. Сахак [*Сахак, 1988*] и А. М. Мусазай [*Мусазай, 1988*] защитили кандидатские диссертации о пегматитах гранитоидного комплекса Лагман. После этого работы проводили специалисты геологических служб Великобритании и США. В 2007–2011 гг. Геологическая служба США собрала геофизические данные о частях пегматитовых месторождений на северо-востоке Афганистана [*Cocker, 2011; Orris and Bliss, 2002; Peters et al., 2007*].

Российские исследования пегматитов отражены в трудах А. Е. Ферсмана, а позднее – А. И. Гинзбурга, В. Д. Никитина, В. В. Гордиенко, Ю. Б. Марина, В. И. Алексеева и других.

Развитие и внедрение в производство новых технологий потребовало большого количества редких элементов: ниобия, тантала, цезия, лития, бериллия, а также минералов пегматитов: пьезокварца, турмалина, оптического флюорита, мусковита и микроклина, остается большая востребованность в керамическом сырье.

По мнению В. Д. Никитина образование пегматитов происходило в открытой системе и сопровождалось метасоматической кристаллизацией редкометалльных минералов в ходе перекристаллизации собственно гранитов и аплитов [*Морозова, 2018; Огородников и др., 2020*].

В основу такой концепции легли воззрения на рудогенез Д. С. Коржинского, а до него – А. Н. Заварицкого 1944 г.

А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов предложили разделять пегматиты по глубинности их образования на четыре формации: 1) пьезокварцевые (2–2,5 км); 2) редкометалльные (3,5–6 км); 3) мусковитовые (6–8 км); 4) редкоземельные (свыше 8–9 км)[*Гинзбург и др., 1979; Огородников и др., 2020*].

Гранитные пегматиты провинции Нуристан – это крупнозернистые магматические породы с минералогическим составом гранитов. Они обогащены редкими элементами: Li, Cs, Ta, Nb, Rb, Y, REE, Sc, U, Sn, F, B, Be [*Gavrilchik et al., 2022; Liu et al., 2023; Sirbescu et al., 2023*]. То есть они относятся ко четвертой формациям по уровням глубинности.

Не всегда редкометалльный гранит ассоциирует с редкометалльными пегматитами [*Бескин и Марин, 2019; Гинзбург и др., 1979*]. Крупные промышленные месторождения редких металлов часто связаны с пегматитовыми поясами различной рудной специализации [*Алексеев, 2022; Гаврильчик и др., 2021; Морозова и др., 2020*]. Так, например, крупное литиевое месторождение Вейнебене в Австрии расположено в альпийской зоне тектогенеза [*Gourcerol et al., 2019; Tkachev et al., 2018*], в которой часть пегматитовых жил не несет редкометалльной минерализации. Пегматитовый пояс Монгольского Алтая содержит месторождение редкометалльных пегматитов Коктогай [*Бескин и Марин, 2019*]. Здесь, кроме редкометалльных пегматитовых жил, также присутствуют жилы слюдоносных и безрудных пегматитов [*Морозова и др., 2020*]. Аналогичным примером являются Нуристанский, Гиндукушский и Бадахшанский редкометалльные пегматитовые пояса Афганистана, в которых преобладают пегматиты петалит-сподуменового типа, но встречаются и безрудные пегматитовые тела. При этом, например, Нуристанский пегматитовый пояс содержат семь полей редкометалльных пегматитов [*Морозова и др., 2020; Cocker, 2011; Rossovskiy and Chmyrev, 1977*].

В 1977 г. Л. Н. Россовским и В. М. Чмыревым было обнаружено двадцать четыре месторождения редкометалльных пегматитов. Двадцать одно – в провинциях Нуристан, Кунар, Лагман, Нангархар и Бадахшан и три – в Центральном Афганистане [*Rossovskiy and Chmyrev, 1977*]. В 1988 г. А. М. Мусазай и соавторы открыли еще шестнадцать месторождений [*Мусазай, 1988; Mosazai et al., 2017*].

В пределах развития пегматитовых полей редкометалльной специализации выделяют два типа гранитных пегматитов. Первый – комплексный, LCT тип (Li,Cs,Ta) [*Černý and Ercit, 2005; Müller et al., 2018; Steiner, 2019*], где жилы зональные и сложены крупнокристаллическим агрегатом сподумена, амблигонита, петалита, берилла, танталита

и касситерита в центральной части пегматитовых тел. Примером комплексных пегматитов являются месторождения: Бикита, Коктогай, Карибиб. Второй – беззональный, альбит-сподуменовый, представлен протяженными дайками [*Бескин и Марин, 2019; Kuznetsova et al., 2021*]. Это месторождения: Тастыгское, Гольцовое, Колмозеро.

По представлениям А. И. Гинзбурга и соавторов [*Гинзбург и др., 1979*] структурная приуроченность размещения редкометалльных гранитных пегматитов LCT [*Cardoso-Fernandes et al., 2022; Jonsson, 2018; Morozova et al., 2020*] типа определяется наличием протяженных шовных зон между консолидированными блоками земной коры. Они имеют линейное простирание длиной в десятки километров и шириной от 10 до 30 км. Здесь проявлены: сдвигово-надвиговые дислокации, складчатость и метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. К таким зонам приурочены фанерозойские пегматиты [*Руднев и др., 2009; Ярмолюк и др., 2013; Gvozdenko et al., 2022*]. Структурная приуроченность докембрийских редкометалльных пегматитов связана с наличием троговых понижений в кристаллическом основании платформ [*Трифонов и др., 2021; Scibek and Annesley, 2021; Tkachev et al., 2018*]. По мнению С. Л. Хансона, [*Hanson, 2016*], В. Е. Загорского и др., [*Загорский и др., 2014*] поля редкометалльных пегматитов приурочены к постколлизионным структурам, образованным в земной коре в результате рифтогенных деформаций и сдвигово-надвиговой тектоники.

Геологический очерк территории

Пегматиты на территории Афганистана распространены преимущественно в пределах срединных массивов, претерпевших мезозойско-кайнозойскую тектономагматическую активизацию Н. Сахак [*Сахак, 1988*], А. М. Мусазай, [*Мусазай, 1988*], Л. Н. Россовский и соавторов [*Rossovskiy, 1981; Rossovskiy and Chmyrev, 1977; Rossovskiy and Konovafenko, 1979*]. По В. И. Славину, к настоящему времени известны два срединных массива: Шахристанский [*Славин и Мирзад, 1963; Mosazai et al., 2017; Shroder et al., 2021*] и Нуристан-Памирский [*Стажило-Алексеев, 2012; Abdullah et al., 2008; Siehl, 2015*]. Нуристан-Памирский охватывает район Северо-восточной части Афганистана (рис. 1). В пределах Нуристан-Памирской области выделяются структурно-магматические зоны: Нуристан, Южный Бадахшан и Вахан [*Славин, 1976; Стажило-Алексеев, 2012; Mosazai et al., 2017*].

Зона Нуристан простирается вдоль горных хребтов Гиндукуша в пределах Нуристанской горной системы. Она ориентирована в субмеридиональном и северо – восточном направлениях. Ее протяженность – 400 км, максимальная ширина на юго – западе 130 км. Сложена преимущественно выходами древнего докембрийского основания [*Стажило-Алексеев, 2012; Mosazai et al., 2017; Rossovskiy and Chmyrev, 1977*], а также, частично, комплексом палеозойско-мезозойских отложений. Докембрийский комплекс основания представлен гнейсами, мраморами, амфиболитами, кварцитами, кристаллическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма [*Акбарпуран и др., 2020; Abdullah et al., 2008; Yosufzai, 2020*]. Общая мощность протерозойского комплекса Нуристана составляет от 8500 до 10 000 м [*Peters et al., 2007*]. А. Шарек, В. М. Чмырев, И. И. Дронов [*Абдулла и др., 1980*] здесь выделяют пять свит: Неджраб (800–2500 м), Чобак (1500–2100 м), Камдеш (2500 м), Вайгал (1000–1500 м), Камал (1500–2200 м). Осадочный чехол сложен каменноугольно-триасовыми мраморизованными известняками, кварцитами, слюдяными сланцами мощностью около 1000 м. Эти породы слабо дислоцированы и образуют пологие протяженные структуры. Пермо-триасовая толща представлена кварц-слюдистыми и гранат-ставролитовыми сланцами с небольшим количеством известняков и кварцитов. Эти слои относят к кашмундской серии [*Левашова и др., 2024; Skublov et al., 2024*] эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма [*Shroder et al., 2021*]. Нуристанский полихронный срединный массив разбит на ряд крупных блоков. Широко распространены гранитоиды, как древние, раннепротерозойские, так и мел-палеогеновые.

Возрастная последовательность основных геологических образований региона следующая: гнейсы раннепротерозойского возраста (PR_1gn), гнейсы и сланцы позднего

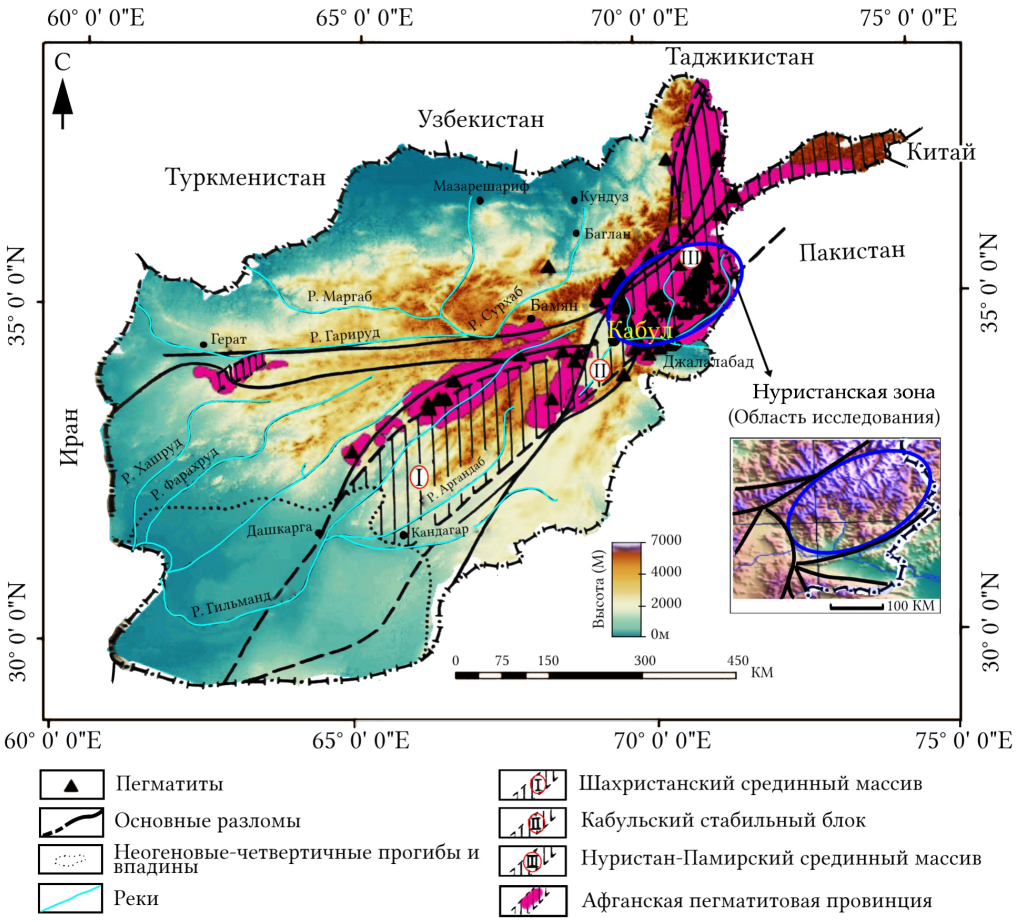


Рис. 1. Схема размещения Афганской пегматитовой провинции на географической основе республики Афганистан. Составлена авторами по материалам Л. Н. Россовского [*Rossovskiy and Chmyrev, 1977; Rossovskiy and Konovafenko, 1979*], А. Шарек [*Abdullah et al., 2008*] и М. Д. Кокера [*Cocker, 2011; Peters et al., 2007*], где: I – Шахристанской срединный массив; II – Кабульский стабильный блок; III – Нуристан-Памирский срединный массив.

протерозоя (PR_3gn), позднетриасовые алевролиты, песчаники и конгломераты (T_3nrsls), раннемеловые габбро, диориты, монциониты и пегматиты (K_1gbm), олигоценовые гранодиориты и граносиениты (P_3gdy), олигоценовые граниты (P_3gr) (рис. 2).

Раннепротерозойские гнейсы представлены двуслюдяными, гранат-силлиманитовыми и кордиеритовыми разновидностями.

Позднепротерозойские образования представлены темно-серыми силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами [*Abdullah et al., 2008; Peters et al., 2007; Rossovskiy and Chmyrev, 1977*].

Позднетриасовые толщи относят к черносланцевой формации кварц-хлорит-мусковитовых и кварц-биотит-гранат-ставролитовых сланцев амфиболитовой фации метаморфизма [*Абдулла и др., 1980; Rossovskiy and Chmyrev, 1977*].

Магматизм в зоне Нуристан был проявлен с протерозоя по кайнозой [*Стажило-Алексеев, 2012; Abdullah et al., 2008; Shroder et al., 2021*]. Протерозойские магматические образования представлены палингенно-метасоматическими гранитоидами, расположенными в выступах кристаллических толщ в западной части массива Нуристан, это комплекс Панджшер. Гранитоидов больше в пределах блока подчиненного порядка – Каписа, расположенного преимущественно в бассейнах рек Алишанг, Алингар и на левобережье р. Панджшер [*Abdullah et al., 2008; Peters et al., 2007*].

В зоне Нуристан весьма широко развиты интрузии граниитоидов мезокайнозойских тектоно-магматических этапов, сформированных во время автономной активизации этой структуры. Выделяются условно раннемеловые породы габбромонцонит-диоритовой формации (комплекс Нилау) и олигоценовые гранитоиды батолитовой формации-комплекс Лагман [*Abdullah et al., 2008; Machevariani et al., 2021; Rossovskiy and Chmyrev, 1977*] . По мнению С. М. Бескина, Ю. Б. Марина, С. Хашеми и соавторов, В. И. Алексеева [*Алексеев, 2021; Бескин и Марин, 2019; Ghasemi Siani et al., 2021*], они могли возникнуть при альпийских тектонических движениях.

Комплекс Нилау представлен линзовидными и штокообразными телами габбродиоритов. Они приурочены преимущественно к центру зоны Нуристан, реже наблюдаются в ее краевых частях. Наиболее крупные массивы габбро-диоритов описаны на правобережье р. Дарай-Печ и в верхнем течении р. Алингар. Их площадь изменяется от 40 до 200 км^2. Более мелкие массивы габброидов отмечены в верховьях рек Тагао, Алишанг, Мунджан и других. Форма массивов сложная – от лополитообразной, штокообразной до линзовидной в плане.

Палеогеновые гранитоиды I фазы и II фазы внедрений относят к олигоценовому комплексу Лагман. Они пронизывают альпийскую складчатую область СВ простирания в регионе Нуристан, которая граничит: на северо-западе – с герцинскими сооружениями, а на юге и юго-востоке с омоложенными в альпийское время герцинидами [*Винниченко, 1979; Egorov et al., 2021; Yang et al., 2022*].

Главным звеном гранитного комплекса Лагман является Алингарский плутон, внедрившийся в метаморфические породы архея-протерозоя и верхнего триаса. Тело плутона неоднородно, вытянуто в СВ направлении согласно с общим направлением осей складок. Такая его структурная позиция свидетельствует о синхронном образовании гранитов и альпийской складчатости [*Abdullah et al., 2008; Shroder et al., 2021; Siehl, 2015*]. Плутон состоит из нескольких разновидностей магматических пород. По периферии он сложен гранит-аплитами, которые с запада и востока объединены в пояс шириной 35–40 км с тектоническими контактами с вмещающими породами. Центральная часть плутона сложена гранодиоритами с ксенолитами вмещающих метаморфических пород (рис. 5). Фланги, примыкающие к центру плутона, выполнены порфировидными гранитами II фазы комплекса Лагман и среднезернистыми двуслюдяными гранитами III фазы комплекса Лагман. Здесь широко развиты участки теневых мигматитов и следы метасоматической переработки ксенолитов кристаллических сланцев нижнего протерозоя.

Граниты III фазы рассекают протерозойские кристаллические породы и в висячем борту несогласно контактируют со сланцами триасового возраста, то есть представляют собой межформационные инъекции. Для них характерны крупнокристаллические разновидности, представленные жилами в Парунксом и Пачиграмском полях редкометалльных пегматитов (рис. 2). Здесь уместно отметить статью С. М. Бескина, Ю. Б. Марина [*Бескин и Марин, 2013*] о том, что редкометалльные пегматиты, приуроченные к коллизионным, надвиговым зонам, на самом деле не являются типичными пегматитами как они представлялись А. Е. Ферсманом и последователями, а структурной разновидностью гранитного расплава [*Алексеев, 2021; Ферсман и Гинзбург, 1936*].

Важно отметить крупные разрывные нарушения, они имеют, в основном, северо-восточное простирание. Крутопадающие глубинные разломы Панджшер, Герируд на левобережье р. Панджшер, Сароби, Кунар в долине р. Кунар – ограничивают Нуристанский срединный массив с трех сторон (рис. 2 и рис. 3ж). Интересны субширотные, иногда северо-западные дислокации в юго-западной части, повторяющие контур разлома Сароби. На космических снимках, кроме того, отчетливо дешифруется система субмеридиональных и север-северо-восточных разломов, протягивающихся параллельно развитым севернее Бадахшанским структурам [*Стажило-Алексеев, 2012*].

Результаты исследований

Олигоценовые гранитоиды комплекса Лагман имеют весьма широкое развитие в зоне Нуристан. Они слагают несколько крупных и множество мелких массивов, развитых среди метаморфических толщ серии Нуристан и верхнетриасовых сланцев.

Массивы комплекса Лагман трехфазные [*Mashkoor et al., 2022; Mosazai et al., 2017; Yosufzai, 2020*]. Первая фаза представлена диоритами и кварцевыми диоритами, вторая – порфировидными гранитами и гранодиоритами, третья – двуслюдяными и биотитовыми гранитами, аплитовидными и пегматоидными гранитами. Характерной особенностью комплекса Лагман является наличие многочисленных жил редкометалльных пегматитов, пространственно связанных с гранитоидами третьей фазы [*Mashkoor*

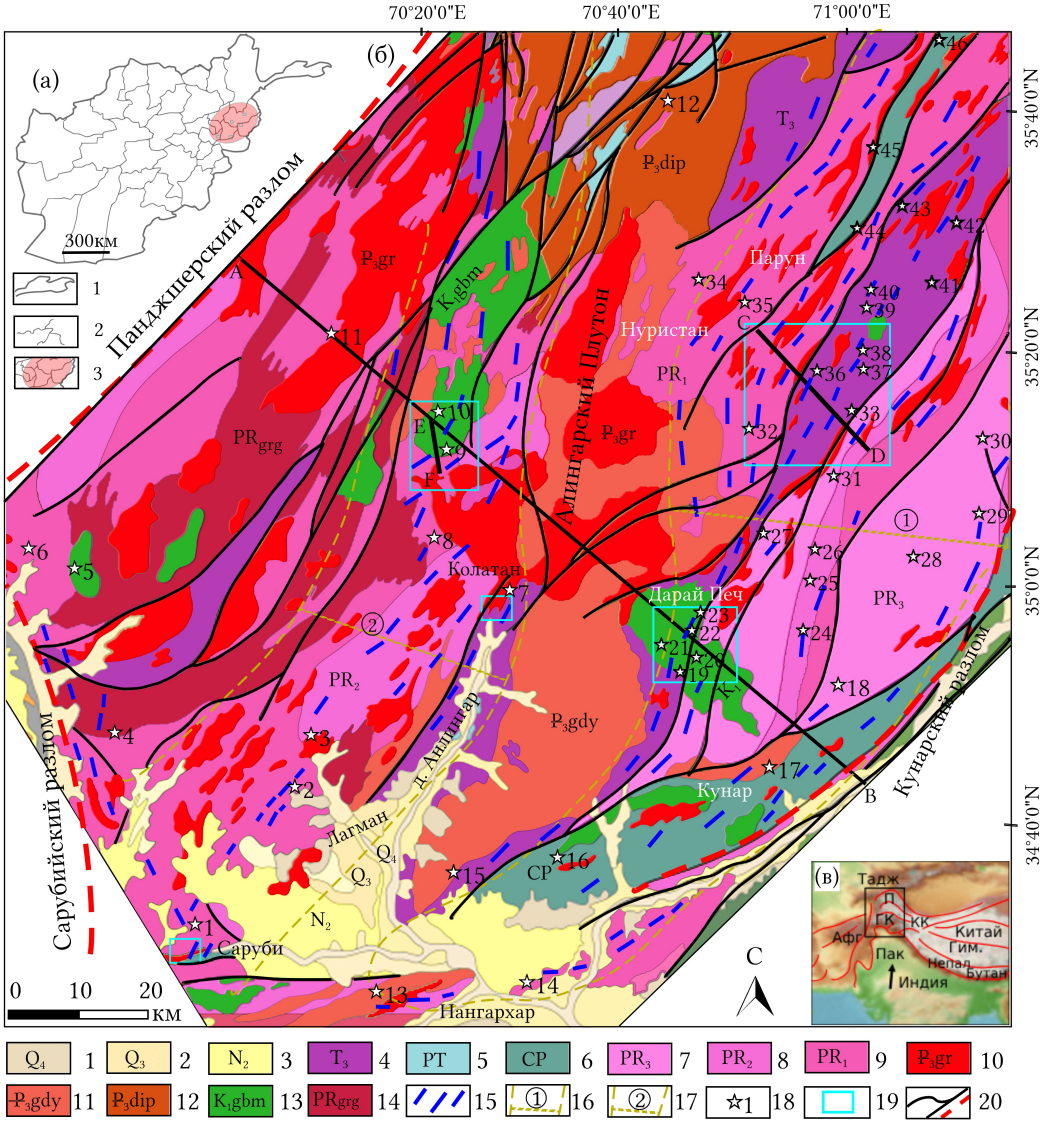


Рис. 2. Геологическая карта размещения редкометалльных пегматитов в тектонической зоне Нуристан: а – Общее положение тектонической зоны Нуристан в Афганистане; 1 – граница страны; 2 – граница провинции; 3 – район исследования; б – геологическая карта. Составлена авторами по материалам Л. Н. Россовского, Ю. И. Нуискова [*Rossovskiy and Konovafenko, 1979*], Дж. Л. Добрых и Р. Р. Валь [*Doebrich et al., 2006*], М. Д. Кокера [*Cocker, 2011*]; в – Местонахождение района исследований в горных массивах Гиндукуш-Гималаи: Тадж – Таджикистан; П – Памирские хребты; ГК – Гиндукушские хребты; КК – Каракорумские хребты; Афг – Афганистан; Пак – Пакистан; Гим – Гималайские хребты.

Рис. 2. (Продолжение) 1. Q_4 – голоцен, аллювий, пески, галечники, конгломераты, алевролиты, мергели и глины; 2. Q_3 – голоцен, поздний плейстоцен, аллювий; 3. N_2 – конгломераты; 4. T_3 – поздний триас, алевролит, песчаник, конгломерат; 5. PT – пермь и триас, вулканические и осадочные породы, известняки; 6. CP – карбон и пермь, песчаник, андезит, базальт; 7. PR_3 – поздний протерозой, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, кварциты, амфиболиты; 8. PR_2 – средний протерозой, мраморы, гнейсы, сланец, кварцит, амфиболит; 9. PR_1 – ранний протерозой, биотитовый и гранат-биотитовый гнейс и сланец, кварцит, амфиболит; 10–14. интрузивные комплексы; 10–12. комплекс Лагман (Алингарский батолит): 10. P_3gr – олигоцен, III фаза, двуслюдяный гранит; 11. P_3gdy – олигоцен, II фаза, гранодиорит и граносиенит; 12. P_3dip – олигоцен, I фаза, диорит и плагиогранит; 13. K_1gbm – ранний мел, Нилаусий комплекс, габбро и монцониты в большем количестве, чем диориты и гранодиориты; 14. PRgng – Панджшерский комплекс: метаграниты и гнейсы; 15. Пегматитовые жилы; 16 – Пегматитовый пояс Нуристан; 17 – Пегматитовый пояс Гиндукуш; 18 – Пегматитовые месторождения: 18.1 – Саруби; 18.2 – Щамакат; 18.3 – Алишанг; 18.4 – Тагаб; 18.5 – Пачаган; 18.6 – Неджраб; 18.7 – Колатан; 18.8 – Кургал; 18.9 – Мави; 18.10 – Нилау-Кулам; 18.11 – Мандул; 18.12 – Манданеша; 18.13 – Татанг; 18.14 – Бехсуд; 18.15 – Чарбаг; 18.16 – Дарай Нур; 18.17 – Чаукай; 18.18 – Бадел; 18.19 – Дурахи; 18.20 – Варадеш; 18.21 – Аваргал; 18.22 – Дигал; 18.23 – Гульсалак; 18.24 – Гарангал; 18.25 – Нангалам; 18.26 – Манугай; 18.27 – Вайгал; 18.28 – Деваз; 18.29 – Шигал; 18.30 – Маред; 18.31 – Бони; 18.32 – Вама; 18.33 – Иншахар; 18.34 – Кантива; 18.35 – Яригал; 18.36 – Пашки; 18.37 – Цамгал; 18.38 – Друмгал; 18.39 – Пасгушта; 18.40 – Джаманак; 18.41 – Прамгал; 18.42 – Камдеш; 18.43 – Папрук; 18.44 – Вазгал; 18.45 – Пачиграм; 18.46 – Баргиматал; 19 – место геологического разреза и точки отбора проб на территории исследования (рис. 4 и рис. 5); 20 – Крупные и средние разломы.

et al., 2022; Mosazai et al., 2017; Rossovskiy and Chmyrev, 1977]. Редкометалльные пегматиты образуют пегматитовые поля, которые группируются в крупные пояса. С батолитом Алингар связаны Нуристанский и Гиндукушский пегматитовые пояса. Наиболее крупным массивом этого комплекса является Алингарский батолит на рисунке 2 – 10, 11 и 12. Он имеет сильно вытянутую форму, которая протягивается на 250 км с юга на север-северо-восток от р. Кабул до селения Зебак в бассейне р. Пяндж. Ширина его колеблется от 10 до 50 км. Учитывая, что в целом простирание интрузивных тел комплекса Лагман северо-восточное, в основном, согласное с общим простиранием структур зоны Нуристан, следует отметить интересную деталь в ориентировке батолита Алингар. Южная его часть, на протяжении 120 км, имеет практически меридиональную ориентировку и очень сложную конфигурацию контактов с вмещающими породами, совпадая с простиранием зоны Центрально-Бадахшанского разлома [*Стажило-Алексеев, 2012; Abdullah et al., 2008; Shroder et al., 2021*]. Другая, северная часть массива, на протяжении 130 км, ориентирована на северо-восток 45° (рис. 2), подчиняется направлению тектонического нарушения, разделяющего зоны Нуристан и Южный Бадахшан. Южная часть массива, на наш взгляд, еще раз подчеркивает наличие в Нуристане унаследованных меридиональных магмоконтролирующих структур трансрегионального характера. Они обусловлены, предположительно, простиранием скрытых разломов фундамента, параллельных разлому Бадахшан. Другие крупные массивы этого комплекса – Зебак и Лангар имеют площадь 400 и 500 км^2 соответственно [*Абдулла и др., 1980; Стажило-Алексеев, 2012; Yosufzai, 2020*]. Мелкие массивы, площадью 50–60 км^2 характеризуются линзовидной и штокообразной формами.

По минералогическому составу выделяют три типа литиевых пегматитов: (1) сподуменовые – преобладающие, (2) петалит-сподуменовые, (3) афанитовые сподуменовые дайки Шамакатского пегматитового поля. Полевые наблюдения позволили наметить следующую стадийность в процессе пегматитообразования (рис. 3).

1. Внедрение гранитного расплава в метаморфический комплекс из сланцев и гнейсов с образованием тонкозернистых аплитов кварц-альбитового состава без сподумена.

2. Образование даек аплитов первой стадии с образованием сподумена.

3. Внедрение высококалиевого расплава (без лития) с образованием гибридных альбит-сподуменовых пегматитов. В гибридных телах бессподуменовые зоны размещены в корневых частях этих тел.

Сподуменсодержащие жилы являются поздними пегматоидными образованиями, возникшими в процессе собирательной перекристаллизации.

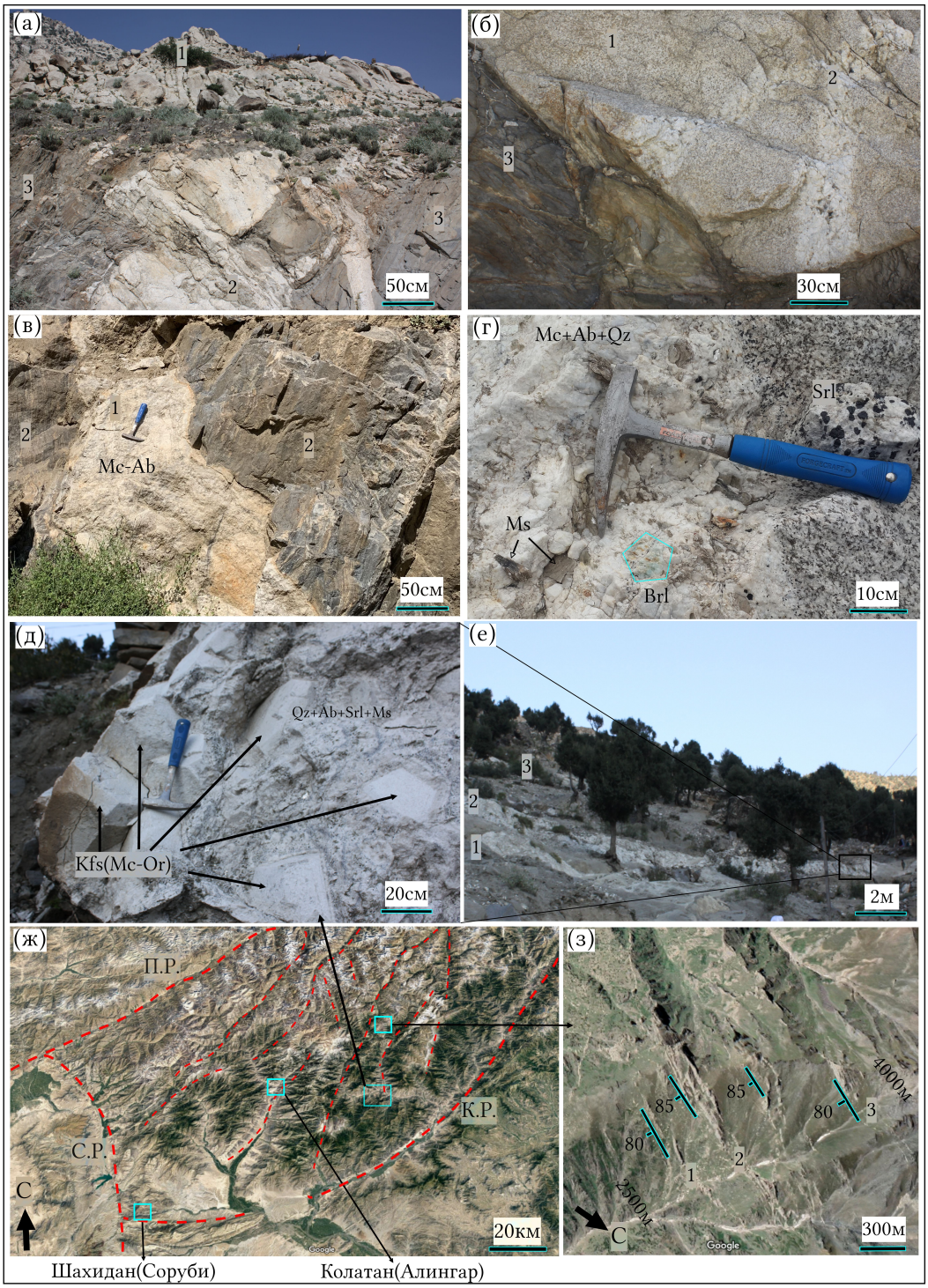


Рис. 3. Структурные взаимоотношения пегматитовых жил и вмещающих пород пегматитовых полей Колатан (а, б, в), Шахидан (г), Дигал (д, е), спутниковый снимок пегматитового поля месторождения Друмгал (з) и спутниковый снимок зоны Нуристана (фото А. Юсуфзай).

Рис. 3. (Продолжение) а – Куполовидный гранит III фазы комплекса Лагман олигоценового возраста (1) и безрудный пегматит (2) внедрен в сланцы позднетриасового возраста (3) и имеет с ними резкие интрузивные контакты; б – граниты III фазы комплекса Лагман олигоценового возраста (1), микроклин-альбитовые пегматиты (2) и вмещающие породы черносланцевой формации, кварц-хлорит-мусковитовые и кварц-биотит-гранат-ставролитовые сланцы позднетриасового возраста (3); в – микроклин-альбитовые пегматиты (1), расположенные в гнейсах позднепротерозойского возраста (2) имеют с ними резкие интрузивные контакты; г – резкий контакт микроклин-альбит-шерл-мусковитовых пегматитов и биотитовых гранитов III фазы комплекса Лагман, в нем кристалл берилла с гексагональным сечением; д – крупнокристаллический калиевый полевой шпат (микроклин-олигоклаз) в пегматите поля Дигал; е – пегматитовое поле Дигал, где обнажаются гранодиориты комплекса Нилау и в них пегматиты с горизонтальным залеганием – олигоклаз – микроклин-шерл-биотит-мусковитовые (1), альбит-микроклин-сподуменовые (2), сподумен-альбит-микроклиновые (3); ж – спутниковый снимок редкометалльных пегматитов зоны Нуристан, где крутопадающие глубинные разломы Панджшер-Герируд (П.Р.) на левобережье р. Панджшер, Сароби (С.Р.), Кунар (К.Р.) в долине р. Кунар – ограничивают Нуристанский срединный массив с трех сторон; з – крупные крутопадающие плитообразные тела микроклиновых пегматитов (1), альбитовых пегматитов (2) и сподуменовых пегматитов (3) крупного месторождения Друмгал в пегматитовом поле Парун.

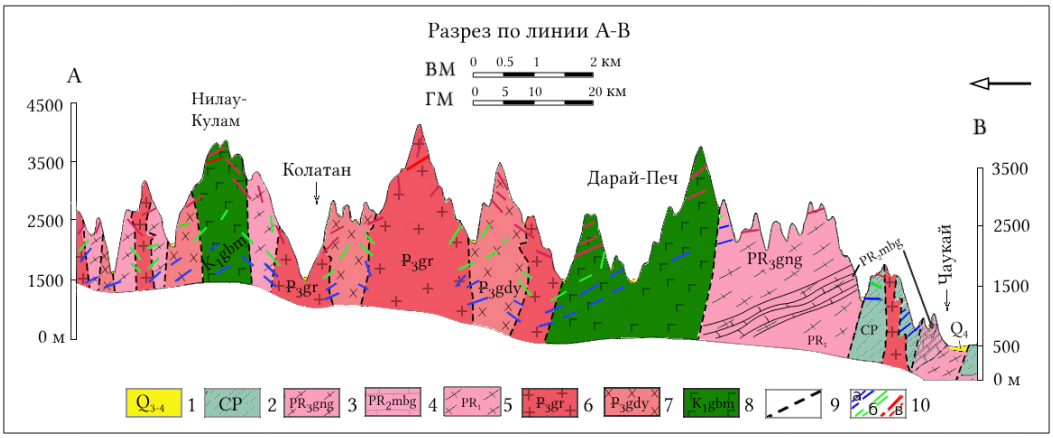


Рис. 4. Геологический разрез района развития редкометалльных пегматитов в тектонической зоне Нуристана. Составлен авторами по материалам Л. Н. Россовского [*Rossovskiy and Chmyrev, 1977; Rossovskiy and Konovafenko, 1979*], Дж. Л. Добрых и Р. Р. Валь [*Doebrich et al., 2006*], М. Д. Кокер [*Cocker, 2011; Peters et al., 2007*], А. М. Мусазай и соавторов [*Mosazai et al., 2017*]. Линия рельефа в разрезе получена в программе «Google Earth». 1. $Q_{3–4}$ – голоцен, аллювий, пески, галечники, конгломераты, алевролиты, мергели и глины; 2. CP – карбон – пермь, песчаник, алевролит + андезит, базальт; 3. PR_3gn – поздний протерозой, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, кварциты, амфиболиты; 4. PR_2mbg – средний протерозой, свита Вайгал, мраморы, биотитовые и гранат-биотит-ставролитовые гнейсы и сланцы; 5. PR_1 – ранний протерозой, биотит-амфибол-гранат-силлиманитовые, пироксен-амфиболовые гнейсы и сланцы, кварциты, амфиболиты, мигматиты; 6. P_3gr –олигоцен, гранит III фаза; 7. P_3gdy – олигоцен, гранодиорит и граносиенит II фаза; 8. K_1gbm – мел, пегматиты, габбро + монцониты в большем количестве, чем диориты и гранодиориты; 9. Разломы и тектонические границы; 10. Пегматитовые жилы: 10.а – шлировые микроклиновые, шерл-мусковитовые, микроклиновые, олигоклаз- микроклин-биотит-мусковитовые (безрудные); 10.б – альбитизированные микроклиновые и альбитовые; 10.в – сподумен-микроклин-альбитовые и сподумен-альбитовые, сподумен- микроклин-клевеландитовые.

В результате дифференциации остаточных расплавов, как это описано А. Е. Ферсманом [*Ферсман и Гинзбург, 1936; Deng et al., 2022*], на заключительном этапе происходило формирование грубо- и гигантокристаллических зональных пегматитовых тел.

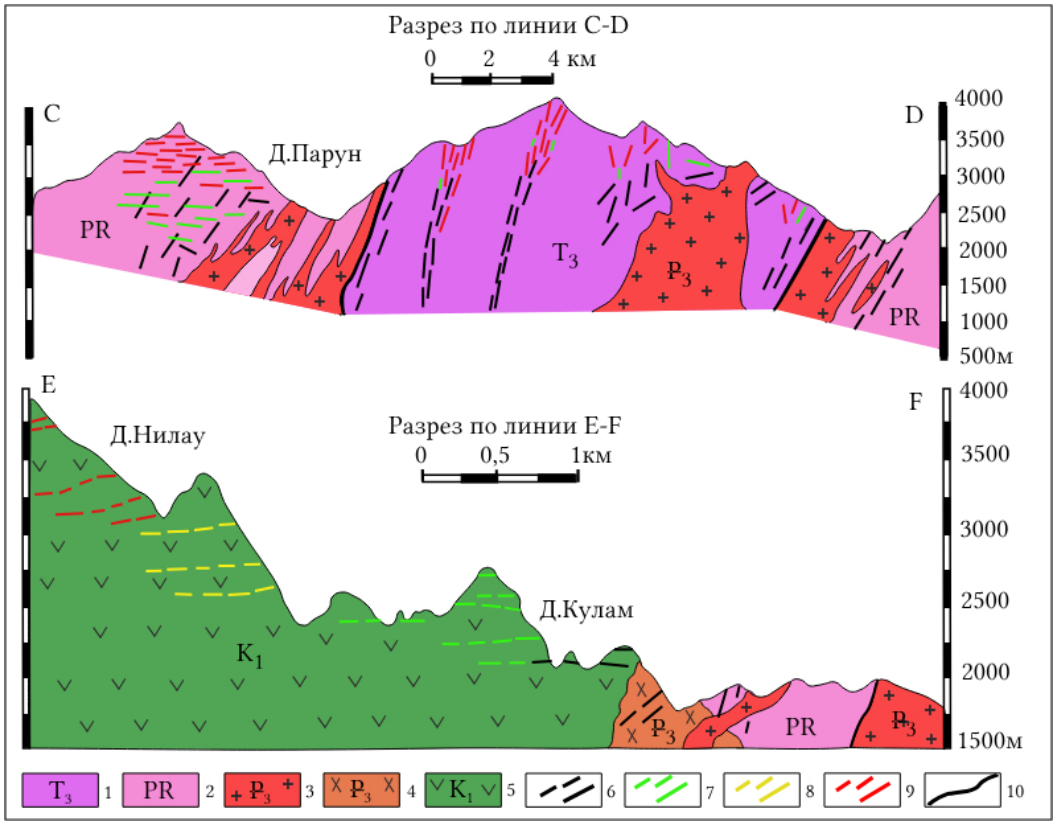


Рис. 5. Геологические разрезы месторождений редкометалльных пегматитов долины Парун (линия C–D); долин Нилау и Кулам (линия E–F). Составлен авторами по материалам Л. Н. Россовского [*Rossovskiy and Chmyrev, 1977; Rossovskiy and Konovafenko, 1979*], Дж. Л. Добрых и Р. Р. Валь [*Doebrich et al., 2006*], М. Д. Кокера [*Cocker, 2011; Peters et al., 2007*], А. М. Мусазай и соавторов [*Mosazai et al., 2017*]. 1. T_3 – поздний триас, сланцы, алевролиты, песчаники и конгломераты; 2. PR_3 – протерозой, гнейсы, сланцы, кварциты, амфиболиты и мраморы; 3, 4 и 5. интрузивные комплексы: 3. P_3gr – олигоцен, двуслюдяные граниты, III-фаза комплекса Лагман; 4. P_3gdy – олигоцен, гранодиориты и граносиенит, II-фаза комплекса Лагман; 5. K_1 – мел, габбро, монцониты в большем количестве, чем диориты и гранодиориты, комплекса Нилау; 6, 7, 8 и 9. пегматитовые жилы: 6. шлировые микроклиновые, шерл-мусковитовые, олигоклаз-микроклин-биотит-мусковитовые с бериллом; 7. альбитизированные микроклиновые и альбитовые с бериллом, кунцитом и полихромными турмалинами; 8. альбитовые пегматиты со сподуменом, кунцитом и полихромными турмалинами; 9. лепидолит-сподумен-клевеландитовые пегматиты с полихромными турмалинами, кунцитом, поллуцитом, танталит-колумбитом и воджинитом; 10. разломы и тектонические границы.

Зональность внутреннего строения жил (рис.6) напрямую связана с их протяженностью и мощностью, физико-механическими характеристиками вмещающих пород и расположением жил во вмещающих породах [*Мусазай, 1988; Mosazai et al., 2018, 2017*].

В пегматитовых полях: Гульсалакское, Колатанское, Парунское и Шахиданское, распространены пегматитовые тела следующих минеральных составов: олигоклаз – микроклин-биотит-мусковитовые (безрудные); шерлово-мусковит – микроклиновые с редкими кристаллами берилла; слабо альбитизированные микроклиновые шерлово-мусковитовые с бериллом и альбитовые со сподуменом, полихромным турмалином

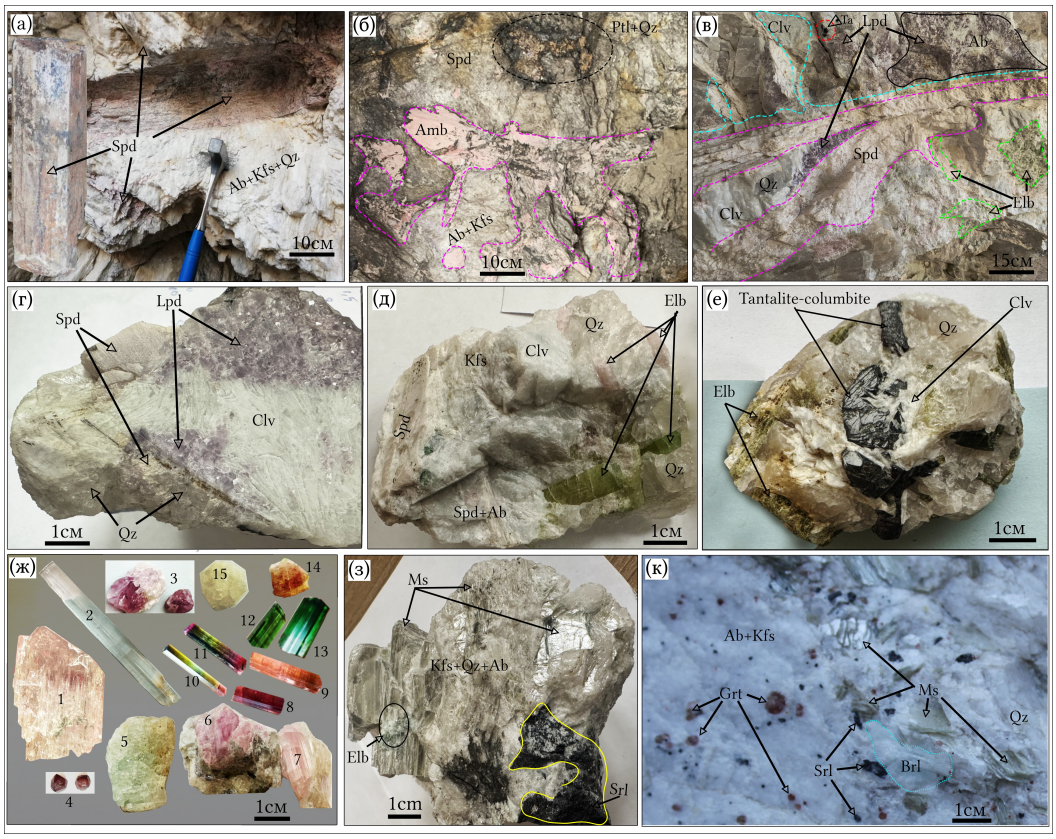


Рис. 6. Структурно-текстурные особенности и полезные ископаемые пегматитов гранитоидного комплекса Лагман (фото А. Юсуфзай). Месторождения: Дигальское (а, к, ж5, 8–13); Колатанское (б, в, д, е, ж6, 7, 14, 15); Гульсалакское (з); Парунское (г, ж1–4). Ювелирные качества кристаллов в Миароловых пегматитах гранитоидного комплекса Лагман (ж1–15): 1–3 – сподумен; 1 – кунцит двухцветный; 2 – прозрачный кунцит; 3 – фиолетовый кунцит; 4 – гранат; 5 – берилл; 6–14 – цветные турмалины; 6–9 – рубеллит; 10–11 – эльбаит; 12–13 – верделит; 14 – арбузный турмалин; 15 – поллуцит. Сокращенные обозначения минералов: Ab – альбит, Amb – амблигонит, Clv – клевеландит, Elb – эльбаит, Grt – гранат, Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый палевый шпат, Ms – мусковит, Ptl – петалит, Qz – кварц, Spd – сподумен, Srl – шерл, Ta – танталит, Tur – турмалин, Lpd – лепидолит.

и кунцитом; сподумен-микроклин-альбитовые и сподумен-альбитовые с полихромным турмалином, кунцитом и поллуцитом; сподумен-микроклин-клевеландитовые; лепидолит-сподумен-альбитовые с полихромным турмалином, кунцитом, поллуцитом, танталитом и колумбитом.

Обсуждение результатов

Генезис литиевых пегматитов и их взаимосвязь с гранитными массивами анализировался и обсуждался во многих публикациях, в том числе в работах Д. Б. Стюарта [*Stewart, 1978*], Я. Сингх и соавторов [*Singh et al., 1991*], Д. Лондона, Д. М. Берта [*London and Burt, 1982*].

В частности, Д. Б. Стюарт одним из первых предположил, что «обогащенная литием магма образовалась в результате парциального плавления насыщенных литием метаморфизованных осадочных пород при температурах ниже минимальных температур существования водонасыщенного гранитного расплава».

В недавней работе К. Лота и соавторов [*Koopmans et al., 2023*] авторы заявили, что «расплавы метаседиментационных источников не могли повысить содержания лития в итоговом пегматите». Они считают, что «если кристаллизация гранитного

расплава повторно претерпела плавление и перекристаллизацию, то этот гранит может содержать промышленную концентрацию лития».

В результате исследования пегматитов в Австрийских Альпах, в сходных условиях с рассматриваемыми нами пегматитами Лагман в Афганистане, в марте 2023 года Т. Кнолл и соавторы [*Knoll et al., 2023*] при полевых наблюдениях нашли доказательства генетической связи между простыми пегматитами, лейкогранитами, эволюционировавшимися пегматитом и альбит-сподуменовым пегматитом с одной стороны и «субсолидусным» метаседиментационным расплавом, с другой стороны.

Поэтому наблюдаемая эволюция гранитного расплава в составах пегматитовых тел Афганистана, по мере их удаления от гранитоидного комплекса Лагман, согласуется и подтверждает гипотезу обогащения литием заключительных фаз пегматитообразования, высказанную в работе Т. Кнолл и соавторов в 2023 году в итоге исследования образцов из молодых Альпийских пегматитов в Австрийских Альпах.

В соответствии с современными концепциями тектонического развития региона редкометалльные пегматиты провинции Нуристан можно отнести к тектоническому типу, сформированному в надсубдукционной геодинамической обстановке в ходе формирования линейных складчатых структур северо-восточного простирания. То есть характерной коллизионным надвиговым зонам по С. М. Бескину и Ю. Б. Марину [*Бескин и Марин, 2019*] и, в соответствии с концепцией А. Зиль [*Siehl, 2015*], А. Шарек и соавторов [*Abdullah et al., 2008*], а также К. Ф. Стажило-Алексеева [*Стажило-Алексеев, 2012*], приуроченными к коллизионным подвиговым зонам, возникшим при тектонических напряжениях юго-восточного вектора в альпийскую эпоху.

По нашему мнению, тектонический аспект генезиса литиевых пегматитов Афганистана обусловлен коллизионными движениями крупных блоков земной коры, так как результаты наших полевых наблюдений свидетельствуют о дислокациях с образованием линейных складчатых структур ортогональных юго-восточному вектору надвиговых деформаций. В этой связи залегание редкометалльных пегматитов в тектонической зоне Нуристан контролируется ортогональным – северо-восточным простиранием рудоконтролирующих коллизионных складчатых и разрывных нарушений.

Площадь распространения пегматитовых полей охватывает область распространения разновозрастных вмещающих пород, вовлеченных во время палеогеновых тектономагматических событий в процессе пегматитообразования: от протерозойских на юго-востоке до триасовых на северо-западе провинции с отчетливым рисунком надвигов молодых толщ с северо-запада на юго-восток на древние протерозойские комплексы.

Такой вывод подтверждает наличие пегматитовых тел аплитового облика со структурными характеристиками близкими к структурам гранитов.

Не исключено, что пегматиты провинции Нуристан не являются продуктами остаточного пегматитового расплава, а представляют собой выплавки гранитного расплава с редкометалльной специализацией. В этой связи является логичным заключить, что редкометалльные пегматиты провинции Нуристан имеют генетическое родство с гранитами третьей фазы гранитоидного комплекса Лагман. Так как в пределах пегматитовых полей Нилау-Кулам и Алингар граниты третьей фазы переходят в шлиро-пегматиты, а затем в шлиро-секущие и секущие пегматитовые тела, уходящие вверх во вмещающие породы, перекрывающие гранитные массивы (рис.2).

Структурное расположение пегматитовых жил в различных полях определяется в меньшей степени минеральным составом вмещающей породы, и в большей степени тектоническими структурами, либо и тем, и другим. Морфология пегматитов характеризуется следующими разновидностями: 1) крутопадающими жилами, 2) пологими или пологопадающими жилами и 3) небольшими внутриформационными линзовидными телами. Пологопадающие пегматитовые жилы, характерные для полей Нилау, Кулам, Дарай Печ и других, развиты в основном в габбровых и диоритовых телах комплекса Нилау (рис. 4 и 5). Некоторые пологопадающие и пересекающие их жилы встречаются также в протерозойских гнейсах в пегматитовом поле Парун. Крутопадающие пегматитовые жилы в пегматитовом поле Парун встречаются в позднетриасовых сланцах

и образуют линейно-вытянутые зоны, которые соответствуют сланцеватости и складчатости вмещающих пород (рис. 4 и 5). Крутопадающие жилы образуют большинство месторождений и проявлений лития. Полого-плоскозалегающие пегматиты содержат повышенные концентрации бериллия, тантала, драгоценных камней и пьезокварца.

Как уже отмечалось выше, в пегматитах развиты комплексные руды – бериллия, лития, ниобия, тантала, цезия, олова и минералы пьезооптического кварца, кунцита, зеленого прозрачного турмалина, касситерита, манганотанталита.

Судя по большой мощности и вещественному составу метаморфитов архея и нижнего протерозоя, этот район представлял в докембрии бассейновую зону накопления осадков в режиме глубокого погружения, прошедших затем стадию регионального метаморфизма. Последующая орогения привела к формированию здесь складчатых структур, к разломной тектонике и сопровождающему контрастному магматизму ультраосновного и кислого составов, типичному для бассейновых окраин.

С палеозоя до позднего триаса, когда накопились мощные толщи терригенных осадков, рассматриваемый регион провинции Нуристан представляет собой континентальную сушу.

В позднекиммерийскую эпоху тектоногенеза произошло оживление дизъюнктивных процессов, сопровождавшееся внедрением габбро и диоритов комплекса Нилау и в альпийскую эпоху – гранитоидов Лагман. Меловые отложения откладывались в локальных понижениях рельефа.

Заключение

Пегматитовые жилы образуют две группы, отличающиеся по характеру и параметрам залегания жильных тел: 1) крутопадающие жилы, залегающие, в основном, среди филлитовых сланцев, 2) пологопадающие жилы. Первые имеют симметричную зональную структуру, где в краевой зоне проявлены относительно мелко- и среднезернистые минералы, а в ядре тела они постепенно сменяются среднезернистыми и крупнозернистыми. Такие жилы редко встречаются среди габбродиоритов комплекса Нилау.

Пологопадающие жилы имеют асимметрично зональную структуру – в лежачем боку залегают относительно мелко- и среднезернистые породы, а в висячем боку они постепенно сменяются крупнозернистыми. Основная масса пологозалегающих пегматитов располагается среди лабрадоритов комплекса Нилау. Здесь известны месторождения самоцветов Дарай Печ и Нилау Кулам. Вторая разновидность пегматитов редко встречается в гнейсах и очень редко в сланцах.

Особый интерес представляет пространственное положение крупных габброидных тел Дарай-Печ и Нилав-Кулам и распределение пегматитовых полей. Эти тела и крупные изометричные тела гранитов третьей фазы лагманского комплекса, залегающие в центральной части Алингарского плутона, приурочены к глубинному разлому северо-западного простирания. Этот разлом параллелен крупному разлому, ограничивающему Кабульскую зону на северо-востоке, и является рудоконтролирующим по размещению пегматитовых тел.

Установлена закономерность размещения пегматитов в зависимости от фаз внедрения гранитных массивов и их внутренняя зональность в пределах отдельных пегматитовых тел. Тесное родство с третьей фазой гранитоидного комплекса Лагман дополнительно подтверждает их генетическое единство и возможность формирования из специализированного по редким металлам – Li и др., гранитного расплава. Граниты третьей фазы внедрения могут быть использованы в качестве поискового признака для обнаружения новых редкометалльных пегматитов в регионе.

По главным породообразующим минералам и местам проявления в зоне Нуристана выделяются следующие основные типы пегматитов: 1) олигоклаз–микроклиновые с биотитом, мусковитом, шерлом и редким бериллом (безрудные); 2) шерлово–мусковит–микроклиновые с рудообразующим бериллом; 3) слабо альбитизированные микроклиновые с крупнокристаллическим бериллом; 4) альбитовые пегматиты со сподуменом,

полихромным турмалином, кунцитом, поллуцитом и танталит–колумбитом; 5) сподумен–микроклин–альбитовые и сподумен–альбитовые с полихромным турмалином, кунцитом и поллуцитом образуют самые крупные жилы и продуктивные в отношении редких металлов; 6) сподумен–лепидолит–клевеландитовые с касситеритом, поллуцитом, танталитом-колумбитом и ювелирными камнями. Жилы трех последних типов пегматитов занимают наиболее высокое гипсометрическое положение по сравнению с пегматитами трех первых типов. По мере удаления от гранитов и перехода от нижних жил к верхним пегматиты существенно микроклинового состава последовательно сменяются альбитовыми, сподумен-альбитовыми и лепидолит-сподумен-клевеландитовыми. Полное отсутствие биотита и повышенное содержание мусковита и клевеландита в пегматитах могут служить индикаторами поисков драгоценных камней.

Закономерность размещения пегматитовых жил в ранге месторождений, рудных районов, узлов в пегматитовом поясе Нуристана обусловлена не процессом дифференциации остаточного магматического расплава, а дифференциацией исходного гранитного расплава с трендом концентрации редкометалльной минерализации. При этом формировались различные по степени раскристаллизации минералогические типы гранитоидов, заполнившие уже существовавшие трещинные пространства зон разломов во вмещающих породах.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А. М. Мусазаю, Н. Сахаку, Х. Вайзи и А. Б. Канету за помощь в проведении полевых работ и отборе проб. Благодарим А. В. Козлова и С. Г. Скублова за консультации и помощь в аналитических исследованиях. Работа выполнена за счет собственных средств авторов, без привлечения внешнего финансирования.

Список литературы

Абдулла Ш., Чмырёв В. М., Дронов В. И. Геология и полезные ископаемые Афганистана, 1 - Геология. — Москва : Недра, 1980.

Акбарпуран Х. С., Гульбин Ю. Л., Сироткин А. Н. и др. Эволюция состава акцессорных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Ню Фрисланд // Записки Российского Минералогического Общества. — 2020. — Т. 149, № 5. — С. 1—28.

Алексеев В. И. Тектоно-магматические факторы локализации литий-фтористых гранитов Востока России // Записки Горного Института. — 2021. — Т. 248. — С. 173—179. — DOI: 10.31897/PMI.2021.2.1.

Алексеев В. И. Типовая интрузивная серия Дальневосточного пояса литий-фтористых гранитов и ее рудоносность // Записки Горного института. — 2022. — Т. 255, № 3. — С. 377—392. — DOI: 10.31897/PMI.2022.21.

Алексеев Р. С., Ребецкий Ю. Л. Модель эволюции литосферы гималайско-тибетского орогена // Вестник Краунц Науки о Земле. — 2021. — Т. 4, № 52. — С. 89—107. — DOI: 10.31431/1816-5524-2021-4-52-89-107.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Геодинамические типы редкометалльного гранитового магматизма и ассоциирующие с ними месторождения // Записки Горного института. — 2013. — № 200. — С. 155—162.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // Записки Российского Минералогического Общества. — 2019. — Т. 148, № 4. — С. 1—16. — DOI: 10.30695/zrmo/2019.1484.00.

Буртман В. С. Геодинамика Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. — 2013. — Т. 2013, № 1. — С. 36—58. — DOI: 10.7868/s0016853x13010025.

Винниченко Г. П. Тектоника центрального памира. — Душанбе : Дониш, 1979.

Гаврильчик А. К., Скублов С. Г., Котова Е. Л. Особенности редкоэлементного состава берилла из Уральских Изумрудных Копей // Минералогия. — 2021. — С. 32—47. — DOI: 10.35597/2313-545x-2021-7-3-2.

Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. — Москва : Недра, 1979.

Загорский В. Е., Владимиров А. Г., Макагон В. М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и Геофизика. — 2014. — Т. 2. — С. 303—322.

Лабунцов А. Н. Геолого-минералогические исследования на Западном Памире в провинции Бадахшан, Афганистан в 1928 г. // Памирская экспедиция. 1928 г. Труды экспедиции. Выпуск IV. Минералогия. — Ленинград : Изд-во АН СССР, 1930.

Левашова Е. В., Скублов С. Г., Хамдард Н. и др. Геохимия циркона из пегматитоносных лейкогранитов комплекса Лагман, провинция Нуристан, Афганистан // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — С. 1—13. — DOI: 10.2205/2024ES000916.

Морозова Л. Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. — 2018. — Т. 18, № 1. — С. 82—98. — DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098.

Морозова Л. Н., Серов П. А., Кунаккузин Е. Л. и др. Кольский редкометалльный пегматитовый пояс: основные черты геологического строения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. — 2020. — Т. 17. — С. 374—378. — DOI: 10.31241/FNS.2020.17.071.

Мусазай А. М. Минеральные типы, зональность и генетические особенности кайнозойских редкометальных пегматитов Афганского пегматитового пояса. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Москва : МГУ, 1988.

Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Кисин А. Ю. и др. Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала. — Екатеринбург : УрО РАН, 2020.

Ребецкий Ю. Л., Алексеев Р. С. Поле Современных Тектонических Напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и Тектонофизика. — 2014. — Т. 5, № 1. — С. 257—290. — DOI: 10.5800/GT-2014-5-1-0127.

Россовский Л. Н., Нуйсков Ю. И., Чмырев В. М. и др. Редкометалльные пегматиты Афганистана (Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в 1971-1973 гг.) — Кабул : СССР: «ТЕХНОЭКСПОРТ», республика Афганистан: Министерство горных дел и промышленности, департамент по поискам и разведке полезных ископаемых, 1974.

Руднев С. Н., Бабин А., Пономарчук А. и др. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов западного Саяна // Литосфера. — 2009. — № 1. — С. 23—46.

Сахак Н. Формационная принадлежность геолого-промышленных типов, руд и металлогенической значения кайнозойских пегматитов Афганистана: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Москва : МГУ, 1988.

Симонов В. А. Физико-химические параметры минералообразующих процессов в пегматитах Ильменогорского щелочного комплекса (Южный Урал) и Алтае-Саянской области (Южная Сибирь) // Минералогия. — 2020. — С. 100—111. — DOI: 10.35597/2313-545x-2020-6-2-7.

Славин В. И. Тектоника Афганистана. — Москва : Недра, 1976.

Славин В. И., Мирзад С. Х. Тектоническое районирование Афганистана // Советская Геология. — 1963. — Т. 4. — С. 68—81.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. — Москва : Изд-во АН СССР, 1962.

Стажило-Алексеев К. Ф. Магматизм и эндогенная металлогения Афганистана. — Москва : Зарубежгеология, 2012.

Ткачев А. В., Рундквист Д. В., Вишневская Н. А. Особенности суперконтинентальных циклов в металлогении тантала // Доклады Академии наук. — 2019. — Т. 486, № 1. — С. 69—73. — DOI: 10.31857/S0869-5652486169-73.

Трифонов В. Г., Соколов С. Ю., Бачманов Д. М. и др. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. — 2021. — № 3. — С. 31—59. — DOI: 10.31857/s0016853x21030085.

Ферсман А. Е., Гинзбург А. И. Пегматиты СССР. Том 1. — Москва-Ленинград : Издательство Академии наук СССР, 1936.

Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И., Воронцов А. А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и Геофизика. — 2013. — Т. 54, № 12. — С. 1831—1850.

Abdullah S., Chmyriov V. M., Dronov V. Geology and mineral resources of Afghanistan. 2nd ed. — London : British Geological Survey, 2008.

Bibienne T., Magnan J.-F., Rupp A., et al. From Mine to Mind and Mobiles: Society's Increasing Dependence on Lithium // Elements. — 2020. — Vol. 16, no. 4. — P. 265–270. — DOI: 10.2138/gselements.16.4.265.

Cardoso-Fernandes J., Rodrigues C., Lima A., et al. Spectrometry Analysis Techniques for LCT Pegmatite Halo Identification: The Role of European Projects // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — IEEE, 2022. — P. 6436–6439. — DOI: 10.1109/IGARSS46834.2022.9883663.

Černý P., Ercit T. S. The classification of granitic pegmatites revisited // The Canadian Mineralogist. — 2005. — Vol. 43. — P. 2005–2026.

Chen L., Zhang N., Zhao T., et al. Lithium-Bearing Pegmatite Identification, Based on Spectral Analysis and Machine Learning: A Case Study of the Dahongliutan Area, NW China // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 2. — P. 493. — DOI: 10.3390/rs15020493.

Cocker M. D. Chapter 24A. Summary for the Mineral Information Packagefor the Nuristan Rare-Metal Pegmatite Area of Interest // Summaries of Important Areas for Mineral Investment and Production Opportunities of Nonfuel Minerals in Afghanistan. — U.S. Geological Survey, 2011. — P. 1630–1653.

Deng J., Li J., Zhang D., et al. Origin of pegmatitic melts from granitic magmas in the formation of the Jiajika lithium deposit in the eastern Tibetan Plateau // Journal of Asian Earth Sciences. — 2022. — Vol. 229. — P. 105147. — DOI: 10.1016/j.jseaes.2022.105147.

Doebrich J. L., Wahl R. R., Chirico P. G., et al. Geologic and mineral resource map of Afghanistan. Scale 1 : 850,000. — U. S. Geological Survey, 2006.

Egorov A. S., Prischepa O. M., Nefedov Y. V., et al. Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic // Journal of Marine Science and Engineering. — 2021. — Vol. 9, no. 3. — P. 258. — DOI: 10.3390/jmse9030258.

Gavrilchik A. K., Skublov S. G., Kotova E. L. Trace Element Composition of Beryl From the Sherlovaya Gora Deposit, Southeastern Transbaikal Region, Russia // Geology of Ore Deposits. — 2022. — Vol. 64, no. 7. — P. 442–451. — DOI: 10.1134/S1075701522070054.

Ghasemi Siani M., Mehrabi B., Bayat S., et al. Geochronology, geochemistry and mineral chemistry of Malayer-Boroujerd-Shazand pegmatite dikes, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran // International Journal of Earth Sciences. — 2021. — Vol. 110, no. 4. — P. 1139–1167. — DOI: 10.1007/s00531-021-02009-9.

Gourcerol B., Gloaguen E., Melleton J., et al. Re-assessing the European lithium resource potential - A review of hard-rock resources and metallogeny // Ore Geology Reviews. — 2019. — Vol. 109. — P. 494–519. — DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.04.015.

Gvozdenko T. A., Baksheev I. A., Khanin D. A., et al. Iron-bearing to iron-rich tourmalines from granitic pegmatites of the Murzinka pluton, Central Urals, Russia // Mineralogical Magazine. — 2022. — Vol. 86, no. 6. — P. 948–965. — DOI: 10.1180/mgm.2022.104.

Hanson S. L. A Tectonic Evaluation of Pegmatite Parent Granites // The Canadian Mineralogist. — 2016. — Vol. 54, no. 4. — P. 917–933. — DOI: 10.3749/canmin.1600010.

Hayden H. H. The geology of northern Afghanistan. — Calcutta, India : Off. of the Geol. Survey of India, 1911.

Jonsson E. Pegmatite-hosted lithium mineralisation in Sweden: an overview // Lithium 200 years. Mineralogical Society of Sweden. — Mineralogical Society of Sweden, 2018. — P. 12–15.

Kavanagh L., Keohane J., Garcia Cabellos G., et al. Global Lithium Sources-Industrial Use and Future in the Electric Vehicle Industry: A Review // Resources. — 2018. — Vol. 7, no. 3. — P. 57. — DOI: 10.3390/resources7030057.

Knoll T., Huet B., Schuster R., et al. Lithium pegmatite of anatectic origin - A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling // Ore Geology Reviews. — 2023. — Vol. 154. — P. 105298. — DOI: 10.1016/j.oregeorev.2023.105298.

Koopmans L., Martins T., Linnen R., et al. The formation of lithium-rich pegmatites through multi-stage melting // Geology. — 2023. — Vol. 52, no. 1. — P. 7–11. — DOI: 10.1130/G51633.1.

Kuznetsova L. G., Shokalsky S. P., Sergeev S. A., et al. Age and composition of the early paleozoic magmatic associations and related rare-element pegmatites in the south-eastern part of the Sangilen block, Tuva-Mongolian massif // Geodynamics & Tectonophysics. — 2021. — Vol. 12, no. 2. — P. 261–286. — DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0524.

Liu T., Wang H., Tian Sh., et al. Genesis of the Jiajika superlarge lithium deposit, Sichuan, China: constraints from He-Ar-H-O isotopes // Acta Geochimica. — 2023. — Vol. 42, no. 3. — P. 517–534. — DOI: 10.1007/s11631-023-00593-y.

London D., Burt D. M. Chemical models for lithium aluminosilicate stabilities in pegmatites and granites // American Mineralogist. — 1982. — Vol. 67, no. 5/6. — P. 494–509.

Machevariani M. M., Alekseenko A. V., Bech J. Complex Characteristic of Zircon from Granitoids of the Verkhneurmiysky Massif (Amur Region) // Minerals. — 2021. — Vol. 11, no. 1. — P. 86. — DOI: 10.3390/min11010086.

Mashkoor R., Ahmadi H., Rahmani A. B., et al. Detecting Li-bearing pegmatites using geospatial technology: the case of SW Konar Province, Eastern Afghanistan // Geocarto International. — 2022. — Vol. 37, no. 26. — P. 14105–14126. — DOI: 10.1080/10106049.2022.2086633.

Morozova L. N., Sokolova E. N., Smirnov S. Z., et al. Spodumene from rare-metal pegmatites of the Kolmozero lithium world-class deposit on the Fennoscandian shield: trace elements and crystal-rich fluid inclusions // Mineralogical Magazine. — 2020. — Vol. 85, no. 2. — P. 149–160. — DOI: 10.1180/mgm.2020.104.

Mosazai A. M., Ahmadi H., Yousufi A. The Zoning Structure of the Rare - Metal Pegmatites of Afghanistan // The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress. — Tehran, Iran : Iran Geological Survey, 2018. — P. 1–8.

Mosazai A. M., Yousufi A., Ahmadi H. The geological characteristics and economical importance of pegmatite belt of Afghanistan // Geologia i okhrana nedr. — 2017. — Vol. 65, no. 4. — P. 26–33.

Müller A., Reimer W., Wall F., et al. GREENPEG - exploration for pegmatite minerals to feed the energy transition: first steps towards the Green Stone Age // Geological Society, London, Special Publications. — 2022. — Vol. 526, no. 1. — P. 193–218. — DOI: 10.1144/sp526-2021-189.

Müller A., Simmons W., Beurlen H., et al. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites - Part I: History and the need for a new classification // The Canadian Mineralogist. — 2018. — Vol. 60, no. 2. — P. 203–227. — DOI: 10.3749/canmin.1700088.

Orris G. J., Bliss J. D. Mines and Mineral Occurrences of Afghanistan. — Tucson, Arizona : U.S. Geological Survey, 2002.

Peters S. G., Ludington S., Orris G. J., et al. Preliminary non-fuel mineral resource assessment of Afghanistan 2007. — U.S. Geological Survey, 2007. — DOI: 10.3133/ofr20071214.

Popov O., Talovina I., Lieberwirth H., et al. Quantitative Microstructural Analysis and X-ray Computed Tomography of Ores and Rocks-Comparison of Results // Minerals. — 2020. — Vol. 10, no. 2. — P. 129. — DOI: 10.3390/min10020129.

Rossovskiy L. N. Rare-metal pegmatites with precious stones and conditions of their formation (Hindu Kush) // International Geology Review. — 1981. — Vol. 23, no. 11. — P. 1312–1320. — DOI: 10.1080/00206818209467264.

Rossovskiy L. N., Chmyrev V. M. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan) // International Geology Review. — 1977. — Vol. 19, no. 5. — P. 511–520. — DOI: 10.1080/00206817709471047.

Rossovskiy L. N., Konovafenko S. I. Features of the formation of the rare-metal pegmatites under conditions of compression and tension (as exemplified by the Hindu Kush region) // International Geology Review. — 1979. — Vol. 21, no. 7. — P. 755–764. — DOI: 10.1080/00206818209467116.

Scibek J., Annesley I. R. Permeability Testing of Drill Core from Basement Rocks in the Fault-Hosted Gryphon U Deposit (Eastern Athabasca Basin, Canada): Insights into Fluid-Rock Interactions Related to Deposit Formation and Redistribution // Natural Resources Research. — 2021. — Vol. 30, no. 4. — P. 2909–2956. — DOI: 10.1007/s11053-021-09811-x.

Shroder J. F., Eqrar N., Waizy H., et al. Review of the Geology of Afghanistan and its water resources // International Geology Review. — 2021. — Vol. 64, no. 7. — P. 1009–1031. — DOI: 10.1080/00206814.2021.1904297.

Siehl A. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment - a review // Geological Society, London, Special Publications. — 2015. — Vol. 427, no. 1. — P. 57–88. — DOI: 10.1144/SP427.8.

Singh Y., Rai S. D., Ainha R. P., et al. Lithium Pegmatites In Parts Of Bastar Craton, Central India // Exploration and Research for Atomic Minerals. — 1991. — Vol. 4, no. 1991. — P. 93–108.

Sirbescu M.-L. C., Doran K., Konieczka V. A., et al. Trace element geochemistry of spodumene megacrystals: A combined portable-XRF and micro-XRF study // Chemical Geology. — 2023. — Vol. 621. — P. 121371. — DOI: 10.1016/j.chemgeo.2023.121371.

Skublov S. G., Hamdard N., Ivanov M. A., et al. Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan) // Frontiers in Earth Science. — 2024. — Vol. 12. — DOI: 10.3389/feart.2024.1432222.

Soret M., Larson K. P., Cottle J. M., et al. Mesozoic to Cenozoic tectono-metamorphic history of the South Pamir-Hindu Kush (Chitral, NW Pakistan): Insights from phase equilibria modelling, and garnet-monazite petrochronology // Journal of Metamorphic Geology. — 2019. — Vol. 37, no. 5. — P. 633–666. — DOI: 10.1111/jmg.12479.

Steiner B. Tools and Workflows for Grassroots Li-Cs-Ta (LCT) Pegmatite Exploration // Minerals. — 2019. — Vol. 9, no. 8. — P. 499. — DOI: 10.3390/min9080499.

Stewart B. D. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites // American Mineralogist. — 1978. — Vol. 63, no. 9/10. — P. 970–980.

Tadesse B., Makuei F., Albijanic B., et al. The beneficiation of lithium minerals from hard rock ores: A review // Minerals Engineering. — 2019. — Vol. 131. — P. 170–184. — DOI: 10.1016/j.mineng.2018.11.023.

Tkachev A. V., Rundqvist D. V., Vishnevskaya N. A. Metallogeny of lithium through geological time // Russian Journal of Earth Sciences. — 2018. — Vol. 18, no. 6. — P. 1–13. — DOI: 10.2205/2018ES000635.

Yang Y., Zeng Z., King S. D., et al. Double-sided subduction with contrasting polarities beneath the Pamir-Hindu Kush: Evidence from focal mechanism solutions and stress field inversion // Geoscience Frontiers. — 2022. — Vol. 13, no. 4. — P. 101399. — DOI: 10.1016/j.gsf.2022.101399.

Yosufzai A. Petrographic characteristics of the rocks on the right side of Kabul-Jalalabad highway in the Darunta area. — Kabul Polytechnic University, 2020. — (In Persian).

Russian Journal of Earth Sciences

Geological Position of Rare-Metal Pegmatites of the Laghman Granitoid Complex, Afghanistan

A. N. Evdokimov[1] and A. Yosufzai[*,1,2]

[1]Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia
[2]Kabul Polytechnic University, Kabul, Afghanistan
****Correspondence to:** Ataullah Yosufzai, ata.yosufzai@gmail.com

Rare-metal pegmatites containing industrial concentrations of lithium, tantalum, niobium, cesium, beryllium, and tin are becoming increasingly important as raw material objects for the production of electrical equipment, batteries, and electronics. In this context, studying the patterns of their geological and structural setting is highly relevant, as it allows the identification of prospecting criteria to discover new resource-bearing sites and expand the reserves of known rare-metal pegmatite deposits in the Nuristan zone of northeastern Afghanistan. Here, pegmatite fields are spatially associated with the Oligocene granites of the Laghman complex and are located in the provinces of Afghanistan: Nuristan, Kunar, Laghman, Kabul, Nangarhar, Kapisa, Panjshir, and Badakhshan. They have been known since ancient times as sources of gemstones and mica. The Laghman granitoid complex is characterized by the sequential intrusion of three intrusive phases: 1 – diorites, quartz diorites, granodiorites, and plagiogranites; 2 – porphyritic biotite granites, amphibole-biotite granites, and granodiorites; 3 – two mica and biotite granites, granite porphyries, aplite, and pegmatoid granites. Rare-metal pegmatites are confined to the third phase of the Laghman granite intrusion. Here, granites are characterized by heterogeneous texture, from granoblastic to granitic, with fragments of aplitic and poikilitic texture. The host rocks of pegmatites are Triassic phyllite-like quartz-mica schists and Proterozoic gneisses and quartzites. Additionally, pegmatites are found within intrusive rocks, specifically within gabbro-diorites massifs of the Nilaw complex. The morphology of the bodies of rare-metal pegmatites is diverse. Veins with swells and plate-like bodies predominate, while lens-shaped forms and irregularly oriented veins are less common. The thickness of pegmatite veins ranges from 1 to 60 m, and their length varies from tens of meters to 2–5 km. It is assumed that the formation of the Laghman granitoid complex is a consequence of the collision of the Indian continent with Eurasia.

Recieved: 30 January 2024
Accepted: 5 February 2025
Published: 13 February 2025

Keywords: Rare-metal pegmatites, geologic structure, Tectonic, spodumene, granitoid, granite, diorite, Nuristan, Afghanistan.

Citation: Evdokimov, A. N., A. Yosufzai (2025), Geological Position of Rare-Metal Pegmatites of the Laghman Granitoid Complex, Afghanistan, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1002, https://doi.org/10.2205/2025ES000998, EDN: CRXZQL

© 2025. The Authors.

References

Abdullah Sh., Chmyrev V. M., Dronov V. I. Geology and Mineral Resources of Afghanistan, Vol. 1 - Geology. — Moscow : Nedra, 1980. — (In Russian).

Abdullah Sh., Chmyriov V. M., Dronov V. Geology and mineral resources of Afghanistan. 2nd ed. — London : British Geological Survey, 2008.

Akbarpuran Kh. S., Gul'bin Yu. L., Sirotkin A. N., et al. Evolution of the composition of accessory minerals REE and Ti in metamorphic schists of the Atomfjella Series, Western Ny Friesland // Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society). — 2020. — Vol. 149, no. 5. — P. 1–28. — (In Russian).

Alekseev R. S., Rebetsky Yu. L. A model of the evolution of the lithosphere of the Himalayan-Tibetan orogen // Vestnik Kamchatskoy regional'noy assotsiatsii «Uchebno-nauchnyy tsentr». Seriya: Nauki o Zemle. — 2021. — Vol. 4, no. 52. — P. 89–107. — DOI: 10.31431/1816-5524-2021-4-52-89-107. — (In Russian).

Alekseev V. I. Tectonic and magmatic factors of Li-F granites localization of the East of Russia // Journal of Mining Institute. — 2021. — Vol. 248. — P. 173–179. — DOI: 10.31897/PMI.2021.2.1. — (In Russian).

Alekseev V. I. Type intrusive series of the Far East belt of lithium-fluoric granites and its ore content // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 255, no. 3. — P. 377–392. — DOI: 10.31897/PMI.2022.21. — (In Russian).

Beskin S. M., Marin Y. B. Geodynamic types of rare-metal granite magmatism and associated ore deposits // Journal of Mining Institute. — 2013. — No. 200. — P. 155–162. — (In Russian).

Beskin S. M., Marin Yu. B. Pecularites of granite sistems including rare-metal pegmatites // Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society). — 2019. — Vol. 148, no. 4. — P. 1–16. — DOI: 10.30695/zrmo/2019.1484.00. — (In Russian).

Bibienne T., Magnan J.-F., Rupp A., et al. From Mine to Mind and Mobiles: Society's Increasing Dependence on Lithium // Elements. — 2020. — Vol. 16, no. 4. — P. 265–270. — DOI: 10.2138/gselements.16.4.265.

Burtman V. S. Geodynamics of the Pamir-Punjab Syntaxis // Geotectonics. — 2013. — Vol. 2013, no. 1. — P. 36–58. — DOI: 10.7868/s0016853x13010025. — (In Russian).

Cardoso-Fernandes J., Rodrigues C., Lima A., et al. Spectrometry Analysis Techniques for LCT Pegmatite Halo Identification: The Role of European Projects // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — IEEE, 2022. — P. 6436–6439. — DOI: 10.1109/IGARSS46834.2022.9883663.

Černý P., Ercit T. S. The classification of granitic pegmatites revisited // The Canadian Mineralogist. — 2005. — Vol. 43. — P. 2005–2026.

Chen L., Zhang N., Zhao T., et al. Lithium-Bearing Pegmatite Identification, Based on Spectral Analysis and Machine Learning: A Case Study of the Dahongliutan Area, NW China // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 2. — P. 493. — DOI: 10.3390/rs15020493.

Cocker M. D. Chapter 24A. Summary for the Mineral Information Packagefor the Nuristan Rare-Metal Pegmatite Area of Interest // Summaries of Important Areas for Mineral Investment and Production Opportunities of Nonfuel Minerals in Afghanistan. — U.S. Geological Survey, 2011. — P. 1630–1653.

Deng J., Li J., Zhang D., et al. Origin of pegmatitic melts from granitic magmas in the formation of the Jiajika lithium deposit in the eastern Tibetan Plateau // Journal of Asian Earth Sciences. — 2022. — Vol. 229. — P. 105147. — DOI: 10.1016/j.jseaes.2022.105147.

Doebrich J. L., Wahl R. R., Chirico P. G., et al. Geologic and mineral resource map of Afghanistan. Scale 1 : 850,000. — U. S. Geological Survey, 2006.

Egorov A. S., Prischepa O. M., Nefedov Y. V., et al. Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic // Journal of Marine Science and Engineering. — 2021. — Vol. 9, no. 3. — P. 258. — DOI: 10.3390/jmse9030258.

Fersman A. E., Ginzburg A. I. Pegmatites of the USSR. Volume 1. — Moscow-Leningrad : USSR Academy of Science, 1936. — (In Russian).

Gavrilchik A. K., Skublov S. G., Kotova E. L. Features of trace element composition of beryl from the Uralian Izumrudnye kopi // Mineralogiya. — 2021. — P. 32–47. — DOI: 10.35597/2313-545x-2021-7-3-2. — (In Russian).

Gavrilchik A. K., Skublov S. G., Kotova E. L. Trace Element Composition of Beryl From the Sherlovaya Gora Deposit, Southeastern Transbaikal Region, Russia // Geology of Ore Deposits. — 2022. — Vol. 64, no. 7. — P. 442–451. — DOI: 10.1134/S1075701522070054.

Ghasemi Siani M., Mehrabi B., Bayat S., et al. Geochronology, geochemistry and mineral chemistry of Malayer-Boroujerd-Shazand pegmatite dikes, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran // International Journal of Earth Sciences. — 2021. — Vol. 110, no. 4. — P. 1139–1167. — DOI: 10.1007/s00531-021-02009-9.

Ginzburg A. I., Timofeev I. N., Fel'dman L. G. Fundamentals of the geology of granite pegmatites. — Moscow : Nedra, 1979. — (In Russian).

Gourcerol B., Gloaguen E., Melleton J., et al. Re-assessing the European lithium resource potential - A review of hard-rock resources and metallogeny // Ore Geology Reviews. — 2019. — Vol. 109. — P. 494–519. — DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.04.015.

Gvozdenko T. A., Baksheev I. A., Khanin D. A., et al. Iron-bearing to iron-rich tourmalines from granitic pegmatites of the Murzinka pluton, Central Urals, Russia // Mineralogical Magazine. — 2022. — Vol. 86, no. 6. — P. 948–965. — DOI: 10.1180/mgm.2022.104.

Hanson S. L. A Tectonic Evaluation of Pegmatite Parent Granites // The Canadian Mineralogist. — 2016. — Vol. 54, no. 4. — P. 917–933. — DOI: 10.3749/canmin.1600010.

Hayden H. H. The geology of northern Afghanistan. — Calcutta, India : Off. of the Geol. Survey of India, 1911.

Jonsson E. Pegmatite-hosted lithium mineralisation in Sweden: an overview // Lithium 200 years. Mineralogical Society of Sweden. — Mineralogical Society of Sweden, 2018. — P. 12–15.

Kavanagh L., Keohane J., Garcia Cabellos G., et al. Global Lithium Sources-Industrial Use and Future in the Electric Vehicle Industry: A Review // Resources. — 2018. — Vol. 7, no. 3. — P. 57. — DOI: 10.3390/resources7030057.

Knoll T., Huet B., Schuster R., et al. Lithium pegmatite of anatectic origin - A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling // Ore Geology Reviews. — 2023. — Vol. 154. — P. 105298. — DOI: 10.1016/j.oregeorev.2023.105298.

Koopmans L., Martins T., Linnen R., et al. The formation of lithium-rich pegmatites through multi-stage melting // Geology. — 2023. — Vol. 52, no. 1. — P. 7–11. — DOI: 10.1130/G51633.1.

Kuznetsova L. G., Shokalsky S. P., Sergeev S. A., et al. Age and composition of the early paleozoic magmatic associations and related rare-element pegmatites in the south-eastern part of the Sangilen block, Tuva-Mongolian massif // Geodynamics & Tectonophysics. — 2021. — Vol. 12, no. 2. — P. 261–286. — DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0524.

Labuntsov A. N. Geological and mineralogical explorations in the Western Pamirs in Badakhshan Province, Afghanistan in 1928 // Pamir expedition. 1928. Expedition works. Issue IV. Mineralogy. — Leningrad : USSR Academy of Sciences, 1930. — (In Russian).

Levashova E., Skublov S., Hamdard N., et al. Geochemistry of Zircon from Pegmatite-bearing Leucogranites of the Laghman Complex, Nuristan Province, Afghanistan // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — P. 1–13. — DOI: 10.2205/2024ES000916. — (In Russian).

Liu T., Wang H., Tian Sh., et al. Genesis of the Jiajika superlarge lithium deposit, Sichuan, China: constraints from He-Ar-H-O isotopes // Acta Geochimica. — 2023. — Vol. 42, no. 3. — P. 517–534. — DOI: 10.1007/s11631-023-00593-y.

London D., Burt D. M. Chemical models for lithium aluminosilicate stabilities in pegmatites and granites // American Mineralogist. — 1982. — Vol. 67, no. 5/6. — P. 494–509.

Machevariani M. M., Alekseenko A. V., Bech J. Complex Characteristic of Zircon from Granitoids of the Verkhneurmiysky Massif (Amur Region) // Minerals. — 2021. — Vol. 11, no. 1. — P. 86. — DOI: 10.3390/min11010086.

Mashkoor R., Ahmadi H., Rahmani A. B., et al. Detecting Li-bearing pegmatites using geospatial technology: the case of SW Konar Province, Eastern Afghanistan // Geocarto International. — 2022. — Vol. 37, no. 26. — P. 14105–14126. — DOI: 10.1080/10106049.2022.2086633.

Morozova L. N. Lithium Kolmozero deposit of rare metal pegmatites: New data on rare element composition (Kola Peninsula) // Litosfera. — 2018. — Vol. 18, no. 1. — P. 82–98. — DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098. — (In Russian).

Morozova L. N., Serov P. A., Kunakkuzin E. L., et al. Kola rare-metal pegmatite belt: main features of geological structure // Trudy Fersmanovskoi Nauchnoi Sessii GI KNTs RAN. — 2020a. — Vol. 17. — P. 374–378. — DOI: 10.31241/FNS.2020.17.071. — (In Russian).

Morozova L. N., Sokolova E. N., Smirnov S. Z., et al. Spodumene from rare-metal pegmatites of the Kolmozero lithium world-class deposit on the Fennoscandian shield: trace elements and crystal-rich fluid inclusions // Mineralogical Magazine. — 2020b. — Vol. 85, no. 2. — P. 149–160. — DOI: 10.1180/mgm.2020.104.

Mosazai A. M., Ahmadi H., Yousufi A. The Zoning Structure of the Rare - Metal Pegmatites of Afghanistan // The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress. — Tehran, Iran : Iran Geological Survey, 2018. — P. 1–8.

Mosazai A. M., Yousufi A., Ahmadi H. The geological characteristics and economical importance of pegmatite belt of Afghanistan // Geologia i okhrana nedr. — 2017. — Vol. 65, no. 4. — P. 26–33.

Müller A., Reimer W., Wall F., et al. GREENPEG - exploration for pegmatite minerals to feed the energy transition: first steps towards the Green Stone Age // Geological Society, London, Special Publications. — 2022. — Vol. 526, no. 1. — P. 193–218. — DOI: 10.1144/sp526-2021-189.

Müller A., Simmons W., Beurlen H., et al. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites - Part I: History and the need for a new classification // The Canadian Mineralogist. — 2018. — Vol. 60, no. 2. — P. 203–227. — DOI: 10.3749/canmin.1700088.

Musazai A. M. Mineral types, zoning, and genetic features of Cenozoic rare-metal pegmatites of the Afghan Pegmatite Belt. Avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. — Moscow : Moscow State University, 1988. — (In Russian).

Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Kisin A. Yu., et al. Granite pegmatites and pegmatoids of the Urals. — Ekaterinburg : UrB RAS, 2020. — (In Russian).

Orris G. J., Bliss J. D. Mines and Mineral Occurrences of Afghanistan. — Tucson, Arizona : U.S. Geological Survey, 2002.

Peters S. G., Ludington S., Orris G. J., et al. Preliminary non-fuel mineral resource assessment of Afghanistan 2007. — U.S. Geological Survey, 2007. — DOI: 10.3133/ofr20071214.

Popov O., Talovina I., Lieberwirth H., et al. Quantitative Microstructural Analysis and X-ray Computed Tomography of Ores and Rocks-Comparison of Results // Minerals. — 2020. — Vol. 10, no. 2. — P. 129. — DOI: 10.3390/min10020129.

Rebetsky Yu. L., Alekseev R. S. The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // Geodynamics & Tectonophysics. — 2014. — Vol. 5, no. 1. — P. 257–290. — DOI: 10.5800/GT-2014-5-1-0127. — (In Russian).

Rossovskiy L. N. Rare-metal pegmatites with precious stones and conditions of their formation (Hindu Kush) // International Geology Review. — 1981. — Vol. 23, no. 11. — P. 1312–1320. — DOI: 10.1080/00206818209467264.

Rossovskiy L. N., Chmyrev V. M. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan) // International Geology Review. — 1977. — Vol. 19, no. 5. — P. 511–520. — DOI: 10.1080/00206817709471047.

Rossovskiy L. N., Konovafenko S. I. Features of the formation of the rare-metal pegmatites under conditions of compression and tension (as exemplified by the Hindu Kush region) // International Geology Review. — 1979. — Vol. 21, no. 7. — P. 755–764. — DOI: 10.1080/00206818209467116.

Rossovskiy L. N., Nuiskov Yu. I., Chmyrev V. M., et al. Rare-metal pegmatites of Afghanistan (Report on the Results of Prospecting Carried out in 1971-1973). — Kabul : USSR: «TECHNOEXPORT», Republic of Afghanistan: Ministry of Mining, Industry, Department of Prospecting, Exploration of Minerals, 1974. — (In Russian).

Rudnev S. N., Babin A., Ponomarchuk A., et al. Composition and age constraints on the formation of granitoids of the Western Sayan // Lithosphera. — 2009. — No. 1. — P. 23–46. — (In Russian).

Sahak N. Formation affiliation of geological-industrial types, ores, and metallogenic significance of Cenozoic pegmatites of Afghanistan: Avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. — Moscow : Moscow State University, 1988. — (In Russian).

Scibek J., Annesley I. R. Permeability Testing of Drill Core from Basement Rocks in the Fault-Hosted Gryphon U Deposit (Eastern Athabasca Basin, Canada): Insights into Fluid-Rock Interactions Related to Deposit Formation and Redistribution // Natural Resources Research. — 2021. — Vol. 30, no. 4. — P. 2909–2956. — DOI: 10.1007/s11053-021-09811-x.

Shroder J. F., Eqrar N., Waizy H., et al. Review of the Geology of Afghanistan and its water resources // International Geology Review. — 2021. — Vol. 64, no. 7. — P. 1009–1031. — DOI: 10.1080/00206814.2021.1904297.

Siehl A. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment - a review // Geological Society, London, Special Publications. — 2015. — Vol. 427, no. 1. — P. 57–88. — DOI: 10.1144/SP427.8.

Simonov V. A. Physico-chemical parameters of mineral-forming processes in pegmatites of the ilmenogorsk alkaline complex (South Urals) and Altai-Sayany Region (Siberia) // Mineralogiya. — 2020. — P. 100–111. — DOI: 10.35597/2313-545x-2020-6-2-7. — (In Russian).

Singh Y., Rai S. D., Ainha R. P., et al. Lithium Pegmatites In Parts Of Bastar Craton, Central India // Exploration and Research for Atomic Minerals. — 1991. — Vol. 4, no. 1991. — P. 93–108.

Sirbescu M.-L. C., Doran K., Konieczka V. A., et al. Trace element geochemistry of spodumene megacrystals: A combined portable-XRF and micro-XRF study // Chemical Geology. — 2023. — Vol. 621. — P. 121371. — DOI: 10.1016/j.chemgeo.2023.121371.

Skublov S. G., Hamdard N., Ivanov M. A., et al. Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan) // Frontiers in Earth Science. — 2024. — Vol. 12. — DOI: 10.3389/feart.2024.1432222.

Slavin V. I. Tectonics of Afghanistan. — Moscow : Nedra, 1976. — (In Russian).

Slavin V. I., Mirzad S. Kh. Tectonic zoning of Afghanistan // Sovetskaya Geologiya. — 1963. — Vol. 4. — P. 68–81. — (In Russian).

Solodov N. A. Internal structure and geochemistry of rare-metal granite pegmatites. — Moscow : USSR Academy of Sciences, 1962. — (In Russian).

Soret M., Larson K. P., Cottle J. M., et al. Mesozoic to Cenozoic tectono-metamorphic history of the South Pamir-Hindu Kush (Chitral, NW Pakistan): Insights from phase equilibria modelling, and garnet-monazite petrochronology // Journal of Metamorphic Geology. — 2019. — Vol. 37, no. 5. — P. 633–666. — DOI: 10.1111/jmg.12479.

Stazhilo-Alekseev K. F. Magmatism and Endogenous Metallogeny of Afghanistan. — Moscow : Zarubezhgeologiya, 2012. — (In Russian).

Steiner B. Tools and Workflows for Grassroots Li-Cs-Ta (LCT) Pegmatite Exploration // Minerals. — 2019. — Vol. 9, no. 8. — P. 499. — DOI: 10.3390/min9080499.

Stewart B. D. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites // American Mineralogist. — 1978. — Vol. 63, no. 9/10. — P. 970–980.

Tadesse B., Makuei F., Albijanic B., et al. The beneficiation of lithium minerals from hard rock ores: A review // Minerals Engineering. — 2019. — Vol. 131. — P. 170–184. — DOI: 10.1016/j.mineng.2018.11.023.

Tkachev A. V., Rundqvist D. V., Vishnevskaya N. A. Metallogeny of lithium through geological time // Russian Journal of Earth Sciences. — 2018. — Vol. 18, no. 6. — P. 1–13. — DOI: 10.2205/2018ES000635.

Tkachev A. V., Rundqvist D. V., Vishnevskaya N. A. Specific features of supercontinent cycles in the metallogeny of tantalum // Doklady Akademii Nauk. — 2019. — Vol. 486, no. 1. — P. 69–73. — DOI: 10.31857/S0869-5652486169-73. — (In Russian).

Trifonov V. G., Sokolov S. Yu., Bachmanov D. M., et al. Neotectonics and the Upper Mantle Structure of Central Asia // Geotectonics. — 2021. — Vol. 55, no. 3. — P. 334–360. — DOI: 10.1134/S0016852121030080.

Vinnichenko G. P. Tectonics of Central Pamir. — Dushanbe : Donish, 1979. — (In Russian).

Yang Y., Zeng Z., King S. D., et al. Double-sided subduction with contrasting polarities beneath the Pamir-Hindu Kush: Evidence from focal mechanism solutions and stress field inversion // Geoscience Frontiers. — 2022. — Vol. 13, no. 4. — P. 101399. — DOI: 10.1016/j.gsf.2022.101399.

Yarmolyuk V. V., Kuz'min M. I., Vorontsov A. A. Convergent boundaries of the Western Pacific type and their role in the formation of the Central Asian Fold Belt // Geology and Geophysics. — 2013. — Vol. 54, no. 12. — P. 1831–1850. — (In Russian).

Yosufzai A. Petrographic characteristics of the rocks on the right side of Kabul-Jalalabad highway in the Darunta area. — Kabul Polytechnic University, 2020. — (In Persian).

Zagorsky V. E., Vladimirov A. G., Makagon V. M., et al. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // Geologiya i Geofizika. — 2014. — Vol. 2. — P. 303–322. — (In Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Оценка электрических свойств горных пород на основе скоростного анализа данных метода отраженных электромагнитных волн (МОЭМВ-ОГТ)

О. А. Гулевич[*,1,2], **Л. Б. Волкомирская**[1] **и Е. П. Кайгородов**[3]

[1]Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия
[2]ООО «Таймер», г. Москва, Россия
[3]АУ «НАЦ РН им. В. И. Шпильмана», г. Тюмень, Россия
* **Контакт:** Оксана Александровна Гулевич, o.a.gulevich@gmail.com

Разработан алгоритм оценки удельного электрического сопротивления (УЭС) горных пород на основе скоростного анализа данных метода отраженных электромагнитных волн с изменяемой базой разноса приемника и передатчика (МОЭМВ-ОГТ). При построении геоэлектрической модели в точке («виртуальной скважины») по данным МОЭМВ-ОГТ, в отличие от алгоритмов обработки данных методов электроразведки, не требуется априорная информация о геологическом и структурном строении участка, достаточно данных измерений. Приводится пример виртуальной скважины по параметру УЭС глубиной 500 метров, построенной в ходе экспериментального исследования в криолитозоне.

Ключевые слова: МОЭМВ-ОГТ, глубинная георадиолокация, УЭС, виртуальная скважина.

Цитирование: Гулевич, О. А., Л. Б. Волкомирская, Е. П. Кайгородов Оценка электрических свойств горных пород на основе скоростного анализа данных метода отраженных электромагнитных волн (МОЭМВ-ОГТ) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1003. — DOI: 10.2205/2025es000933 — EDN: FEVYKC

Введение

Целью геофизических исследований является восстановление параметров разреза и образующих его горных пород и техногенных объектов по данным измерений, то есть решение обратной задачи. В классе электромагнитных методов условно выделяют большую группу методов электроразведки, работающих в квазистационарном приближении, и метод малоглубинной георадиолокации, применяемой в приближении непроводящей среды в частотном диапазоне выше 30 МГц.

Построение геоэлектрической модели разреза в методах электроразведки требует априорной геолого-геофизической информации об основных чертах инженерно-геологических и гидрогеологических условий исследуемого региона. Поэтому проблема достоверности геоэлектрического моделирования остается одной из самых актуальных геофизических проблем несмотря на использование компьютерных технологий и новые алгоритмы инверсии [*Christensen, 2000; Doyoro et al., 2022; Gautier et al., 2023; Hou et al., 2020; Olayinka and Yaramanci, 2000*].

Метод отраженных электромагнитных волн отличается от классической георадиолокации рядом технологических особенностей, в том числе: способом генерации и формой зондирующего сигнала, высоким динамическим диапазоном аппаратуры, более широкой полосой рабочих частот (1–1000 МГц), особой технологией регистрации сигнала в приемном устройстве и другими особенностями аппаратуры и обработки данных [*Волкомирская и др., 2019; Volkomirskaya et al., 2021*]. Развитие технологии метода отраженных электромагнитных волн на базе технологии георадаров ГРОТ позволяет проводить исследования на глубину свыше 500 метров [*Кильпио и Щербаков, 2022*].

https://elibrary.ru/fevykc

Получено: 29 июля 2024 г.
Принято: 29 августа 2024 г.
Опубликовано: 19 февраля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

В настоящей работе представлено поэтапное построение «виртуальной скважины» (распределение УЭС по глубине в точке ОГТ) на основе результатов скоростного анализа экспериментальных данных МОЭМВ-ОГТ в зоне распространения вечной мерзлоты в Мирнинском улусе, Якутия. Данные «виртуальной скважины» сопоставляются с геологическими сведениями об участке исследования.

Методика работ

Полевые работы МОЭМВ проводились на территории участка недр в 30 км от г. Мирный, Якутия в октябре 2023 года при отрицательных температурах воздуха. В геокриологическом отношении участок работ находится в области распространения вечной мерзлоты с подошвой мерзлых пород на глубине около 150 м. Сопоставление полученных данных с априорной информацией обеспечивалось изученностью района работ методами сейсморазведки, электроразведки и бурением скважин.

Полевые работы проводились с помощью экспериментальной аппаратуры МОЭМВ, разработанной ООО «Таймер» [*Волкомирская и Гулевич, 2024*]. Моноимпульсный широкополосный аппаратно-программный комплекс МОЭМВ включал передатчик повышенной мощности с пиковой амплитудой импульса 48 кВ, модификации приемников ГРОТ 12 и ГРОТ 12Н, экспериментальные антенны на приемник и передатчик 50 м. При съемке годографов методом общей глубинной точки (МОЭМВ-ОГТ) производилось раздвижение блоков приемника и передатчика по профилю от начального положения в 100 м до 280–740 м для разных расстановок, с шагом перемещения блоков между точками измерения – 10 м. Синхронизация записи в приемнике осуществлялась беспроводным способом (блоки не соединены между собой).

Регистрация волновых форм на всю глубину временных задержек для разных годографов длительностью от 10 до 32 микросекунд, в каждой точке измерений осуществлялось посредством накоплений измерений N с увеличением числа накоплений до максимального количества $N = 50$.

Обработка и результаты

Скоростной анализ полученных данных МОЭМВ-ОГТ был произведён на основе алгоритмов обработки данных сейсморазведки в пакете типовой обработки SeisSpace/ProMAX. При обработке данных применялись следующие процедуры: полосовая фильтрация, адаптивное подавление помех, спектральное отбеливание, расчёт и ввод корректирующих статических поправок, а также программы по улучшению формы амплитудно-частотного спектра, соотношения сигнал/помеха и другие, менее значимые процедуры.

На рис. 1 иллюстрируется один из основных этапов обработки годографа МОЭМВ-ОГТ №7С, снятого рядом со скважиной 2751 – Боурдахская. Представлен вертикальный спектр среднеквадратической скорости электромагнитного сигнала (V_{rms}) после интерпретации и суммарная динамическая трасса.

Характерной особенностью всех полученных на участке данных МОЭМВ-ОГТ является зона инверсии скорости в области 1500 нс с разбросом значений 100–200 нс (рис. 1). Данная инверсия является признаком неоднородности структуры толщи мерзлых пород.

На рис. 2 приводится радарограмма годографа №7С после обработки. Видно, что увеличение разноса датчиков (L) негативно влияет на качество записи волнового поля сигнала. Это связано с рядом причин: влиянием параметра синхронизации приемника и передатчика, который необходимо регулировать при беспроводной синхронизации по мере увеличения разноса блоков, постепенной потерей отраженного сигнала за пределами критического угла, влиянием рельефа и неоднородностью электрофизических свойств в приповерхностном слое. Кроме того, при больших разносах блоков ухудшается соотношение сигнал/шум во всем интервале глубин. Применяемое накопление результатов серии последовательных регистраций на каждом шаге измерений улучшает обнаружение отражающих границ и увеличивает глубину зондирования МОЭМВ-ОГТ.

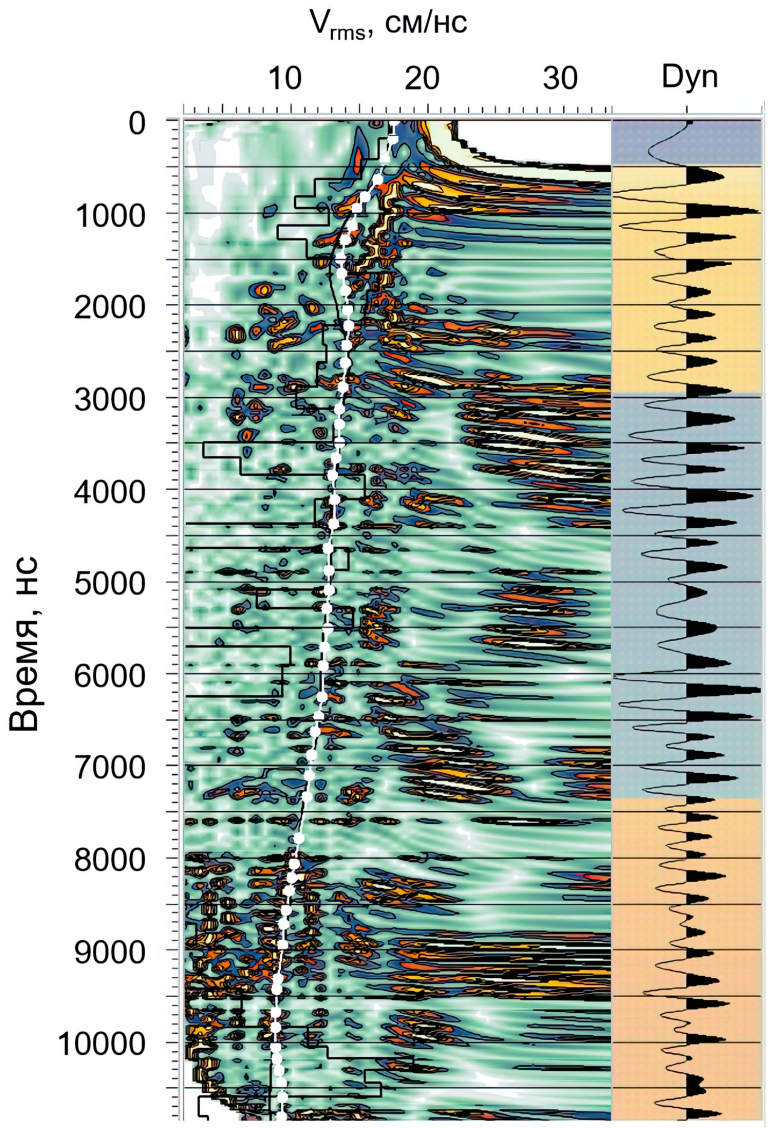


Рис. 1. Результаты скоростного анализа: спектр скорости V_{rms} и суммарная динамическая трасса.

В данном случае, качество записи приемлемо вплоть до расстояния между блоками в 520 м, что вполне достаточно для дальнейшего анализа.

Для построения геофизической модели разреза и сопоставления результатов скоростного анализа с данными других методов удобнее перейти к интервальным скоростям электромагнитного сигнала, так как интервальные скорости наиболее дифференцированно отображают изменение скоростных зависимостей в исследуемом разрезе с выбранным шагом и определяются электрофизическими характеристиками горных пород в этих интервалах. На рис. 3 приведено распределение эффективных интервальных электромагнитных скоростей по данным годографа №7С. Интервальные скорости здесь рассчитаны с шагом (интервалом) 50 нс. Этот шаг задаёт погрешность определения электрофизических параметров и разрешения пластов с разными электрофизическими параметрами.

График интервальных скоростей МОЭМВ-ОГТ обладает большой изменчивостью на всем интервале глубин, что показывает высокую разрешающую способность метода глубинной георадиолокации в сравнении с поверхностными и дистанционными методами электроразведки. В качестве основных характеристик разреза можно укрупненно выделить область высоких скоростей с областью максимума на глубине 120–150 м

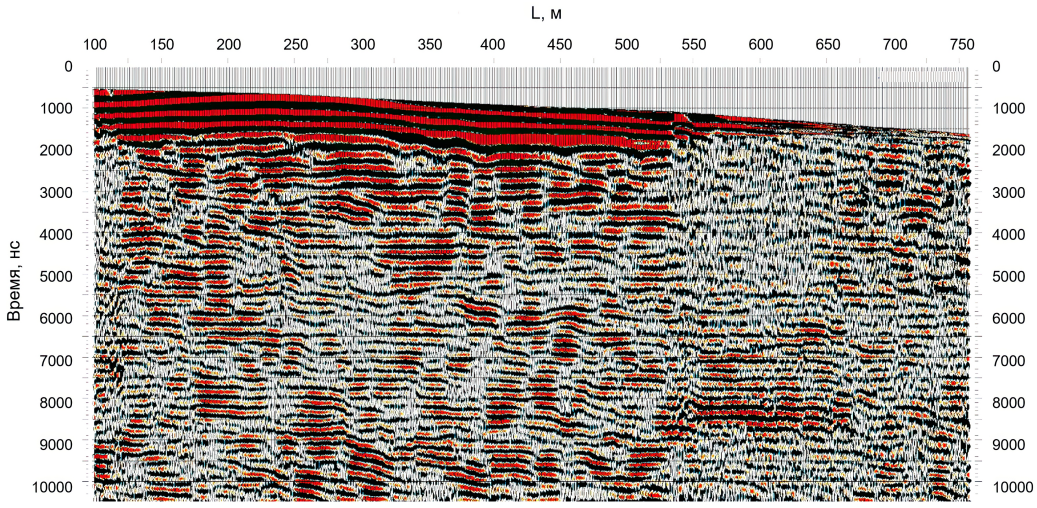


Рис. 2. Радарограмма годографа №7С после обработки.

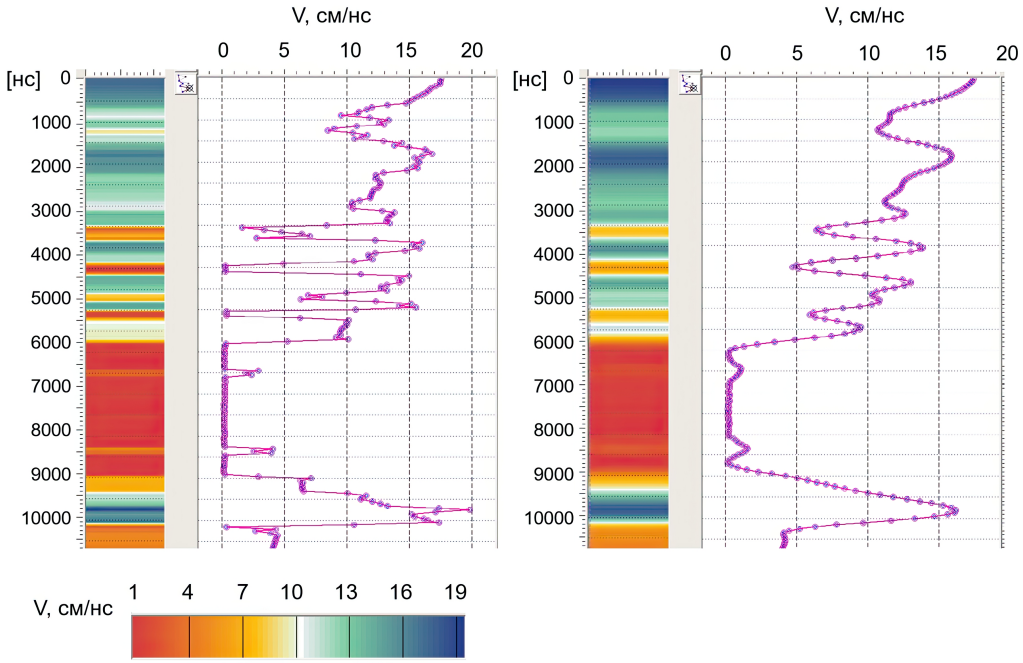


Рис. 3. Интервальные скорости сигнала до и после сглаживания.

(предположительно соответствующему слою реликтовой мерзлоты с высоким УЭС). Начиная с времени 3500 нс на графике появляются участки экстремально низких значений скоростей, в абсолютном выражении значения интервальной скорости, рассчитанные с применением метода сглаживающих градиентов, реализованного в пакете обработки SeisSpace/ProMAX, падают до 0,2–1 см/нс.

Обсуждение результатов

Рассмотрим перспективы дальнейшего анализа полученного распределения интервальных скоростей электромагнитного сигнала для оценки свойств горных пород. Для этого воспользуемся математической постановкой задачи распространения сигнала в среде, которая описывается системой уравнений Максвелла, дополненной матери-

альными уравнениями и законом Ома. Для однородной, линейной среды без учета дисперсии имеем:

$$\begin{array}{lll} \mathrm{rot}\,\mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, & \mathrm{rot}\,\mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J}, & \\ \mathrm{div}\,\mathbf{D} = 0, & \mathrm{div}\,\mathbf{B} = 0, & \\ \mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}, & \mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, & \mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}, \end{array}$$

где $\mathbf{H}$ и $\mathbf{B}$ – это векторы напряженности магнитного поля и магнитной индукции, соответственно; $\mathbf{E}$ и $\mathbf{D}$ – векторы электрического поля и электрической индукции, соответственно; $\mathbf{J}$ – плотность тока проводимости, μ и ε – абсолютные магнитная и диэлектрическая проницаемость среды, σ– электропроводность среды, t – время. После применения оператора ротор к закону Фарадея:

$$\begin{array}{l} \mathrm{rot}\,\mathrm{rot}\,\mathbf{E} = \mathrm{rot}(-\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}), \text{ учитывая, что} \\ \mathrm{rot}\left(\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}\right) = -\frac{\partial}{\partial t}(\mathrm{rot}\,\mathbf{B}). \text{ Из материального уравнения:} \\ \frac{\partial}{\partial t}(\mathrm{rot}\,\mathbf{B}) = \mu \frac{\partial}{\partial t}(\mathrm{rot}\,\mathbf{H}). \end{array}$$

После подстановки полученных выражений в закон Ампера получим:

$$\Delta \mathbf{E} = \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \tag{1}$$

где Δ – оператор Лапласа. Уравнение (1) называют телеграфным по аналогии с уравнениями, применяемыми в теории передачи электромагнитных сигналов в волноводе [*Альпин и др., 1985*]. Частными случаями этого уравнения являются волновое уравнение, применяемое в классической георадиолокации, и уравнение диффузии, или теплопроводности, применяемое в электроразведке. Решение телеграфного уравнения для гармонического поля, представленного формулой $\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{o\omega t}$, где $\mathbf{E}_0$ – амплитуда колебаний, ω – круговая частота, определяется комплексным волновым числом, которое можно записать в виде $k = \alpha + i\beta$. Тогда решение для плоской волны в одномерном приближении имеет вид (2):

$$E(z,t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)}. \tag{2}$$

В этом случае получают выражение для фазовой постоянной β (3), которая характеризует фазовую скорость электромагнитной волны v_p (4) [*Альпин и др., 1985*]:

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} + 1\right]}, \tag{3}$$

$$v_p = \frac{\omega}{\beta}. \tag{4}$$

В непроводящей среде и в приближении малого затухания $\sigma \ll \varepsilon\omega$ выражение для фазовой постоянной сводится к $\beta = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}$, тогда

$$v_p = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}}.$$

Отсюда, при условии немагнитной среды, получают выражение для скорости электромагнитной волны, традиционно применяемое в георадиолокации:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}}, \tag{5}$$

где c – скорость света в вакууме, ε – относительная диэлектрическая проницаемость среды. В первом приближении скорость распространения зондирующего импульса георадара в высокоомных слоях разреза, в том числе в мерзлых породах, можно оценивать по формуле (5), помня о погрешностях, которые могут быть связаны с дисперсией,

а также статистическими поправками, в том числе связанными с разносом блоков и потерями при синхронизации.

Для проводящей среды, в условиях квазистационарности $\sigma \gg \varepsilon\omega$, из (3) получаем:

$$\beta = \sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}.$$

Тогда

$$v_p = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}} = 2\sqrt{\frac{\pi f\rho}{\mu}}, \tag{6}$$

где f – частота приложенного электромагнитного поля, ρ – удельное электрическое сопротивление (УЭС) среды. В этом случае скорость сигнала не зависит от диэлектрической проницаемости среды.

Учитывая тот факт, что метод МОЭМВ работает в переходной зоне между двумя крайними рассмотренными условиями, можно ожидать получение промежуточных значений для скорости электромагнитного сигнала в эксперименте, а оценку скорости по формуле (6) рассматривать как крайнюю снизу.

Например, для частоты $f = 3$ МГц и относительной диэлектрической проницаемости, в среднем характерной для мерзлых пород, $\varepsilon = 4$, учитывая, что диэлектрическая проницаемость вакуума $\varepsilon_0 = 8{,}854\,187\,817 \times 10^{-12}$ Ф/м, условие квазистационарности можно переписать в параметре УЭС в виде $\rho \ll 1/\varepsilon\omega \approx 1500$ Ом·м, аналогично для $\varepsilon = 9$ условие квазистационарности имеет вид $\rho \ll 660$ Ом·м.

Из формулы (6) для оценки УЭС горных пород по данным скоростного анализа МОЭМВ-ОГТ получаем:

$$\rho = \frac{\mu v_p^2}{4\pi f}. \tag{7}$$

Для немагнитной среды можно положить магнитную проницаемость равной магнитной постоянной $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м.

Расчет эффективного УЭС по формуле (7) позволяет получить приближенную количественную оценку УЭС горных пород в частотном диапазоне МОЭМВ-ОГТ.

Следует отметить, что в общем случае частотная зависимость электрических свойств горных пород в естественных условиях может быть весьма сложной, однако количественная оценка имеет большую ценность для решения практических задач.

На основе произведенного расчета построена геофизическая модель скважины – виртуальная скважина в палитре УЭС (рис. 4). Геологические данные приведены по данным ближайшей буровой скважины. Значения УЭС получены по формуле (7) для немагнитной среды и центральной частоты 3 МГц. Перевод временной шкалы в шкалу глубин (h) произведен по результатам скоростного анализа.

Согласно полученным данным (рис. 3, 4), разрез имеет достаточно контрастные электрические характеристики, в основном обусловленные зависимостью свойств горных пород от температуры (талый/мерзлый) и влажности. Слой (a) с высоким УЭС (~ 900 Ом·м) переходит в зону (b) с пониженным УЭС (200–500 Ом·м), в слое (c) УЭС возрастает до 940 Ом·м, затем, вплоть до кровли Метегерской свиты (mt), УЭС снижается. Слой (c) соответствует положению слоя реликтовой мерзлоты, причем полученные эффективные значения УЭС (свыше 800 Ом·м) находятся в пределах диапазона значений удельных электрических сопротивлений мерзлых пород, известных по большому количеству источников. Появление прослоя (b) с пониженными УЭС горных пород может быть приурочено к участку растепления/расслаивания мерзлоты, в слое (b) возможно также наличие межмерзлотных вод (УЭС подземных вод в областях развития многолетнемерзлых горных пород варьируется в пределах 40–300 Ом·м [Электроразведка..., *2005*]).

Метегерская свита (mt) находится ниже границы мерзлых пород и представлена несколькими слоями с УЭС, изменяющимся в широком диапазоне от 3 до 400 Ом·м,

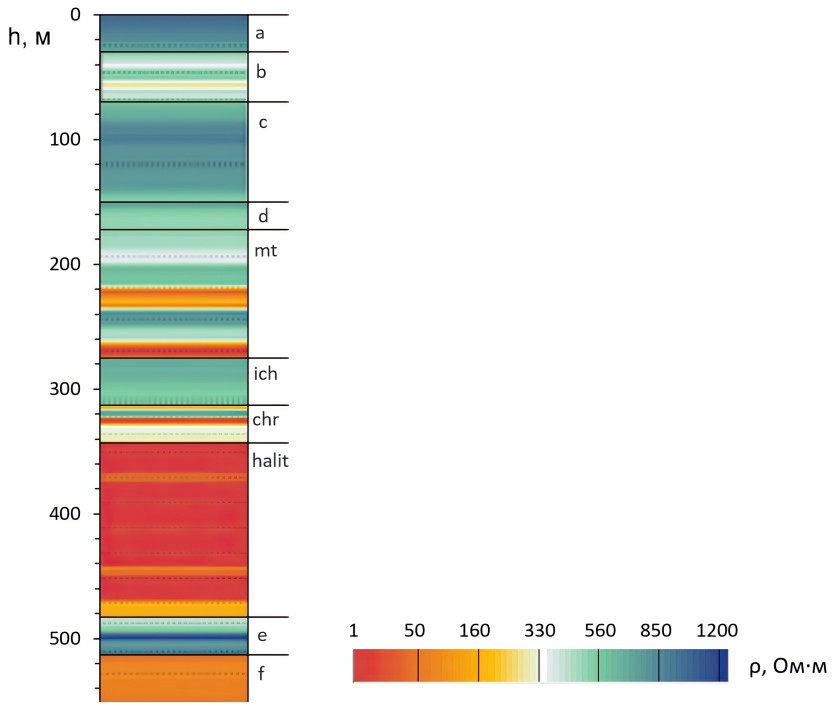


Рис. 4. Виртуальная скважина по параметру УЭС.

что может быть обусловлено напластованием осадочных горных пород с различными свойствами. Ичерская свита (ich) представлена породами с относительно повышенным средним УЭС (∼ 600 Ом·м).

Отложения Чарской свиты (chr) на всём интервале её распространения (развития) в целом характеризуются повышенными значениями данных методов геофизического исследования скважин (ГИС): нейтронного гамма-каротажа (НГК), кавернометрии (КВ) и пониженными значениями кривой гамма-каротажа по сравнению с отложениями пород, перекрывающими данную свиту. Этот интервал для «виртуальной скважины» по параметру УЭС характеризуется низкими значениями (от 1 до 160 Ом·м). По данным метода МОЭМВ-ОГТ исключение составляет слой на глубине порядка 500 м, в пределах которого фиксируются повышенные значения УЭС для «виртуальной скважины». Примечательно, что и по результатам оперативной обработки материалов ГИС для скважины 2751 – Боурдахская в пределах вышеназванного интервала зарегистрированы повышенные (по сравнению с вмещающими породами) значения УЭС по данным бокового микрокаротажа и бокового каротажа (БК).

Резкое повышение значений кривых НГК и КВ определяют положение границы «halit» (глубина 340 м), которая, предположительно, отделяет нефтенасыщенные коллекторы от водонасыщенных с повышенной электропроводностью. Таким образом, интервал глубин 340–500 м «виртуальной скважины» с минимальными значениями УЭС соответствует породам Чарской свиты (каменная соль, доломиты, известняки), насыщенным водой.

Учитывая широкий диапазон УЭС горных пород, полученный результат скоростного анализа МОЭМВ-ОГТ особенно важен для практических задач по выявлению аномалий и объектов, малоконтрастных по электрическим свойствам ко вмещающим породам.

При построении виртуальной скважины по данным МОЭМВ-ОГТ, в отличие от алгоритмов обработки данных методов электроразведки, не требуется априорная информация о геологическом и структурном строении участка, достаточно данных измерений. Однако, для повышения точности геолого-геофизической модели по данным

МОЭМВ-ОГТ, рекомендуется анализировать полученный результат, сопоставляя его с другими данными о районе исследования.

Выводы

Впервые получено распределение эффективных интервальных скоростей электромагнитного сигнала по результатам скоростного анализа данных МОЭМВ-ОГТ на глубинах свыше 500 метров.

Разработан алгоритм оценки УЭС горных пород на основе скоростного анализа данных МОЭМВ-ОГТ.

Полученная геофизическая модель разреза в точке ОГТ по параметру УЭС («виртуальная скважина») соответствует имеющейся априорной информации о разрезе, данным бурения и ГИС.

Для проведения скоростного анализа в электромагнитных зондированиях необходимо применение специальной аппаратуры, позволяющей производить высокоскоростную линейную регистрацию волновых форм отраженных электромагнитных сигналов с необходимой длительностью записи волновой картины.

Высокое пространственное разрешение МОЭМВ-ОГТ и повышенная за счет усовершенствованного скоростного анализа информативность перспективны для применения метода в практической геофизике.

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН при финансировании и организационной поддержке ООО «Таймер».

Список литературы

Альпин Л. М., Даев Д. С., Каринский А. Д. Теория полей, применяемых в разведочной геофизике. — Москва : Недра, 1985. — 407 с.

Волкомирская Л. Б., Гулевич О. А. Способ глубинной георадиолокации и устройство для его осуществления. Патент на изобретение №RU2816128C1 от 26.03.2024 г. — Москва : ООО «Таймер», 2024.

Волкомирская Л. Б., Гулевич О. А., Ляхов Г. А. и др. Георадиолокация больших глубин // Журнал радиоэлектроники. — 2019. — Т. 2019, № 4. — DOI: 10.30898/1684-1719.2019.4.6.

Кильпио Е. Ю., Щербаков И. А. О научных результатах в области физических наук, полученных в 2020–2021 гг. // Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки. — 2022. — Т. 506, № 2. — С. 3—33. — DOI: 10.31857/S2686740022070069.

Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей / под ред. В. К. Хмелевского, И. Н. Модина, А. Г. Яковлева. — М. : ГЕРС, 2005. — 311 с.

Christensen N. B. Difficulties in determining electrical anisotropy in subsurface investigations // Geophysical Prospecting. — 2000. — Vol. 48, no. 1. — P. 1–19. — DOI: 10.1046/j.1365-2478.2000.00174.x.

Doyoro Y. G., Chang P.-Y., Puntu J. M., et al. A review of open software resources in python for electrical resistivity modelling // Geoscience Letters. — 2022. — Vol. 9, no. 1. — DOI: 10.1186/s40562-022-00214-1.

Gautier M., Gautier S., Cattin R. PyMERRY: A Python solution for an improved interpretation of electrical resistivity tomography images // GEOPHYSICS. — 2023. — Vol. 89, no. 1. — F23–F39. — DOI: 10.1190/geo2023-0105.1.

Hou D., Wang X., Zou J. Inversion of soil resistivity by using CSAMT method // 2020 IEEE International Conference on High Voltage Engineering and Application (ICHVE). — IEEE, 2020. — P. 1–4. — DOI: 10.1109/ICHVE49031.2020.9279948.

Olayinka A. I., Yaramanci U. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data // Geophysical Prospecting. — 2000. — Vol. 48, no. 2. — P. 293–316. — DOI: 10.1046/j.1365-2478.2000.00173.x.

Volkomirskaya L. B., Gulevich O. A., Reznikov A. E., et al. Impact of Signal Registration Technology on GPR Data // Engineering and Mining Geophysics 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — P. 1–9. — DOI: 10.3997/2214-4609.202152005.

Russian Journal of Earth Sciences

Assessment of Electrical Properties of Rocks Based on Velocity Analysis of Electromagnetic CDP Data

O. A. Gulevich[**,1,2], **L. B. Volkomirskaya**[1], **and E. P. Kaygorodov**[3]

[1]Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences (IZMIRAN), Moscow, Russia
[2]Timer LLC, Moscow, Russia
[3]Shpilman Research and Analytical Centre for the Rational Use of the Subsoil, Tyumen, Russia
****Correspondence to:** Oxana Gulevich, o.a.gulevich@gmail.com

An algorithm for estimating the specific electrical resistance of rocks has been developed based on the velocity analysis of data obtained using the method of reflected electromagnetic waves with various offset distance between the receiver and transmitter – electromagnetic CDP (ECDP). Assessment of the interval electrical resistivity at a point ("virtual well") based on ECDP data, in contrast to the algorithms of electrical exploration methods, does not require a priori information; measurement data are sufficient. An example of a virtual well 500 meters deep is given, describing the dependence of electrical resistance on depth, obtained during an experimental study in the cryolithozone.

Keywords: Electromagnetic CDP, deep GPR, electrical resistivity, virtual well.

Recieved: 29 July 2024
Accepted: 29 August 2024
Published: 19 January 2025

© 2025. The Authors.

Citation: Gulevich, O. A., L. B. Volkomirskaya, and E. P. Kaygorodov (2025), Assessment of Electrical Properties of Rocks Based on Velocity Analysis of Electromagnetic CDP Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1003, https://doi.org/10.2205/2025ES000933, EDN: FEVYKC

References

Alpin L. M., Daev D. S., Karinsky A. D. Theory of fields applied in exploration geophysics. — Moscow : Nedra, 1985. — 407 p. — (In Russian).

Christensen N. B. Difficulties in determining electrical anisotropy in subsurface investigations // Geophysical Prospecting. — 2000. — Vol. 48, no. 1. — P. 1–19. — DOI: 10.1046/j.1365-2478.2000.00174.x.

Doyoro Y. G., Chang P.-Y., Puntu J. M., et al. A review of open software resources in python for electrical resistivity modelling // Geoscience Letters. — 2022. — Vol. 9, no. 1. — P. 3. — DOI: 10.1186/s40562-022-00214-1.

Electrical Methods: a Guide for Electric Survey Practice for Students majoring in Geophysics / ed. by V. K. Khmelevsky, I. N. Modin, A. G. Yakovlev. — Moscow : GERS, 2005. — 311 p. — (In Russian).

Gautier M., Gautier S., Cattin R. PyMERRY: A Python solution for an improved interpretation of electrical resistivity tomography images // GEOPHYSICS. — 2023. — Vol. 89, no. 1. — F23–F39. — DOI: 10.1190/geo2023-0105.1.

Hou D., Wang X., Zou J. Inversion of soil resistivity by using CSAMT method // 2020 IEEE International Conference on High Voltage Engineering and Application (ICHVE). — IEEE, 2020. — P. 1–4. — DOI: 10.1109/ICHVE49031.2020.9279948.

Kilpio E. Yu., Shcherbakov I. A. On the results in physics obtained in 2020–2021 // Doklady Rossijskoj Akademii nauk. Fizika, tekhnicheskie nauki. — 2022. — Vol. 506, no. 2. — P. 3–33. — DOI: 10.31857/S2686740022070069. — (In Russian).

Olayinka A. I., Yaramanci U. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data // Geophysical Prospecting. — 2000. — Vol. 48, no. 2. — P. 293–316. — DOI: 10.1046/j.1365-2478.2000.00173.x.

Volkomirskaya L. B., Gulevich O. A. Method for deep georadar and device for implementation thereof. Russian patent published in 2024 №RU2816128C1. — Moscow : LLC "Taymer", 2024. — (In Russian).

Volkomirskaya L. B., Gulevich O. A., Lyakhov G. A., et al. Deep georadiolocation // Journal of Radio Electronics. — 2019. — Vol. 2019, no. 4. — DOI: 10.30898/1684-1719.2019.4.6. — (In Russian).

Volkomirskaya L. B., Gulevich O. A., Reznikov A. E., et al. Impact of Signal Registration Technology on GPR Data // Engineering and Mining Geophysics 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — P. 1–9. — DOI: 10.3997/2214-4609.202152005.

Russian Journal of Earth Sciences

Сейсмичность и оценки сейсмической опасности Осетинского сектора Большого Кавказа. Обзор

Б. В. Дзеранов[*,1,2], А. Д. Гвишиани[1,3], Б. А. Дзебоев[1,2,3], В. Б. Заалишвили[1,2], А. А. Саяпина[4], Д. А. Мельков[2], А. Ф. Габараев[2] и Н. А. Фоменко[1]

[1]Геофизический центр Российской академии наук, г. Москва, Россия
[2]Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук, г. Владикавказ, Россия
[3]Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия
[4]Северо-Осетинский филиал Единой геофизической службы Российской академии наук, г. Владикавказ, Россия
* **Контакт:** Борис Виталиевич Дзеранов, b.dzeranov@gcras.ru

В статье рассмотрен Осетинский сектор Большого Кавказа с точки зрения изучения его сейсмичности и анализа оценок сейсмической опасности, построенных ранее на всех уровнях сейсмического районирования (общего сейсмического районирования (ОСР), детального сейсмического районирования (ДСР) и сейсмического микрорайонирования (СМР)). Обсуждены места возможного возникновения сильных землетрясений, идентифицированные методами распознавания образов. Результаты проведенного анализа подчеркнули высокий уровень сейсмической опасности предгорных и горных территорий региона. Приведено описание сейсмических сетей, осуществляющих непрерывный мониторинг региона. Анализ ранее созданного авторами наиболее представительного каталога землетрясений с унифицированной магнитудной шкалой и пространственных вариаций магнитуды полной регистрации показали, что уровень регистрации сейсмических событий на востоке Осетинского сектора Большого Кавказа все еще хуже, чем в его центральной и западной частях.

Ключевые слова: Осетинский сектор Большого Кавказа, сейсмичность, сейсмическая опасность, ОСР, ДСР, СМР, сейсмические сети, каталоги землетрясений, представительность каталога.

Цитирование: Дзеранов, Б. В., А. Д. Гвишиани, Б. А. Дзебоев, В. Б. Заалишвили, А. А. Саяпина, Д. А. Мельков, А. Ф. Габараев и Н. А. Фоменко Сейсмичность и оценки сейсмической опасности Осетинского сектора Большого Кавказа. Обзор // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1004. — DOI: 10.2205/2025es000959 — EDN: ORHUOZ

https://elibrary.ru/orhuoz

Получено: 22 сентября 2024 г.
Принято: 21 ноября 2024 г.
Опубликовано: 21 февраля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

1. Введение

В настоящей работе рассматривается Осетинский сектор Большого Кавказа, включающий территорию Республики Северная Осетия – Алания (РСО – Алания), являющуюся основным объектом изучения, и прилегающие к ней районы (рис. 1). РСО – Алания расположена на северных склонах Главного Кавказского хребта и ее территория является частью Центрального сегмента Большого Кавказа, характеризующегося высоким уровнем сейсмической активности. Отметим, что Северный Кавказ в сейсмогеодинамическом отношении является частью Иран–Кавказ–Анатолийского региона, в пределах которого известны разрушительные землетрясения. В статье [*Уломов и др., 2007*] описываются Кипр–Кавказская и Крым–Копетдагская линеаментные структуры, представляющие сейсмическую опасность для Северного Кавказа и Предкавказья.

Согласно [*Рогожин и др., 2004*] повторяемость сильных землетрясений в Осетинском секторе составляет 500–1000 лет. В результате палеосейсмологических исследований на основе метода радиоуглеродного датирования сеймогенных нарушений в горной части РСО – Алания для периода 9 тысяч лет выявлены следы 7 сильных землетрясений с периодом повторяемости от 500 до 3000 лет [*Овсюченко и др., 2008*].

В рамках реализации Международного проекта «Глобальная программа оценки сейсмической опасности» (Global Seismic Hazard Assessment Program, GSHAP) [*Giardini, 1999*] для всей территории Кавказа были проведены работы по оценке сейсмической опасности [*Balassanian et al., 1999*]. Согласно их результатам, в пределах Осетинского сектора возможны сейсмические события с интенсивностью 8–9 баллов.

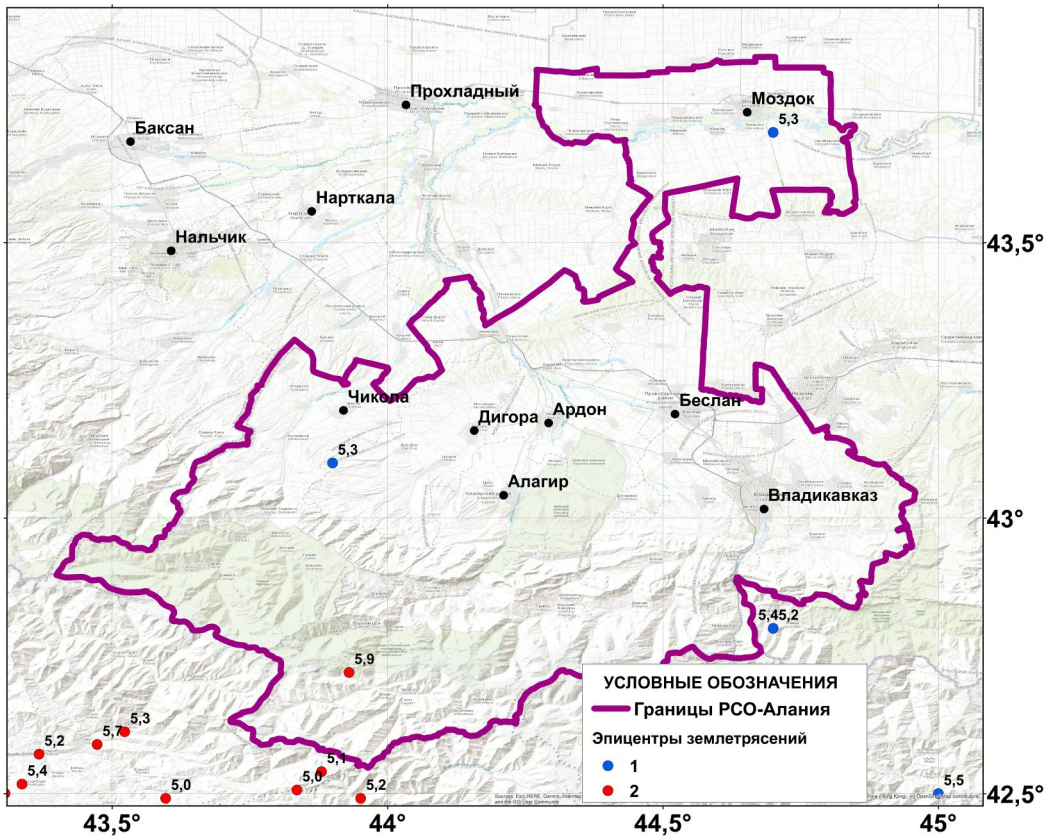


Рис. 1. Осетинский сектор Большого Кавказа и эпицентры землетрясений с $M \geq 5{,}0$: 1 – землетрясения из [Новый..., *1977*]; 2 – землетрясения из современных инструментальных каталогов. Цифрами указана магнитуда событий. Черными точками обозначены наиболее крупные города и населенные пункты региона.

Кавказ характеризуется блоковой тектонической структурой с интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями и образованием линейных тектонических депрессий, вытянутых вдоль Главного Кавказского хребта. В работах [*Татаринов и др., 2024; Kaftan et al., 2024*] показана пространственно-временная взаимосвязь подъемов Большого и Малого Кавказа с сильными землетрясениями, очаги которых находятся преимущественно в зонах высоких градиентов скоростей вертикальных движений. С целью детальной идентификации зон градиентов современных движений земной коры Геофизическим центром РАН на территории РСО – Алания в 2023 г. сформирована сеть деформационного ГНСС-мониторинга [*Маневич и др., 2024*].

Задача адекватной оценки сейсмической опасности РСО – Алания и прилегающих к ней районов заключается в анализе и прогнозе параметров сейсмического воздействия от будущих сильных землетрясений. Настоящая статья посвящена анализу сейсмичности и обзору существующих сегодня оценок сейсмической опасности Осетинского сектора Большого Кавказа.

2. Сильные землетрясения

В каталоге [Новый..., *1977*] имеется информация о пяти землетрясениях с $M \geq 5{,}0$, произошедших в пределах рассматриваемого нами Осетинского сектора Большого Кавказа (рис. 1). Эпицентры двух событий расположены на территории РСО – Алания – это Терское землетрясение с $M = 5{,}3$, произошедшее в 1688 г. юго-восточнее с. Киевское Моздокского района и Садонское землетрясение 10.02.1929 с $M = 5{,}3$. Эпицентры Дарьяльского землетрясения 14.01.1915 с $M = 5{,}4$ и его афтершока 21.01.1915 с $M = 5{,}2$ находятся на территории Республики Ингушетия возле села Джейрах. К рассматриваемому нами региону можно отнести и эпицентр Гудамакарского землетрясения 15.08.1947 с $M = 5{,}5$ на территории Республики Грузия.

Из инструментально зарегистрированных, начиная с 1962 г., землетрясений с $M \geq 5{,}0$ на территории РСО – Алания расположен эпицентр события, произошедшего 29 апреля 1991 г. с $M = 5{,}9$ и являющегося афтершоком Рача-Джавского землетрясения [*Арефьев и др., 2006*]. При этом необходимо отметить, что южнее и юго-западнее РСО – Алания расположены эпицентры нескольких десятков землетрясений с $M \geq 5{,}0$, в большинстве представляющих собой афтершоки Рача-Джавского землетрясения (рис. 1).

Говоря о сильных землетрясениях, произошедших за пределами рассматриваемого (рис. 1) Осетинского сектора, однако оказывающих существенное влияние на его сотрясения, необходимо отметить два события, эпицентры которых расположены на южных склонах Большого Кавказа – само Рача–Джавское землетрясение 1991 г. с $M = 7{,}0$, сопровождавшееся большим количеством афтершоков [*Арефьев и др., 2006; Овсюченко и др., 2023; Папалашвили и др., 1997*] и Барисахское землетрясение 1992 г. с $M = 6{,}4$ [*Овсюченко и др., 2023; Gómez et al., 1997*]. Заметим, что Рача–Джавское землетрясение является сильнейшим инструментально зарегистрированным сейсмическим событием на территории всего Кавказа [*Овсюченко и др., 2023*]. В 2009 г. к юго-востоку от границы РСО – Алания произошло Онийское землетрясение с $M_S = 5{,}8$, сопровождавшееся мощным афтершоковым процессом, продолжившимся и в 2010–2011 гг. [*Габсатарова и др., 2015*]. К востоку от рассматриваемого региона (рис. 1) на территории современной Чеченской Республики в 1976 г. произошло Черногорское землетрясение с $M = 6{,}2$ [*Керимов и др., 2017*] и в 2008 г. Курчалойское землетрясение с $M_w = 5{,}8$ [*Габсатарова, 2014*]. В 1970 г. произошло разрушительное Дагестанское землетрясение с $M = 6{,}6$ [*Уломов и др., 2007*].

3. Зоны возникновения очагов землетрясений

В 2006 г. под руководством Е. А. Рогожина была построена детальная карта активных разломов и зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) для территории РСО – Алания [*Рогожин, 2007*]. Позже она была обновлена путем сбора новых и уточнения ранее полученных данных о положениях разломов [*Рогожин, 2009*]. На ней картирован Кармадонский разлом субширотного направления, расположенный южнее г. Владикавказа и имеющий сейсмический потенциал $M_{\max} = 6{,}5$. Кроме этого, уточнено положение западной и восточной ветвей Владикавказского разлома с $M_{\max} = 6{,}5$ и $M_{\max} = 7{,}1$ соответственно (рис. 2).

Отметим, что при построении карт использовались данные, полученные в 2006–2008 гг. при проведении полевых палеосейсмогеологических работ. Они позволили выявить очевидные следы древних сейсмических катастроф – палеосейсмодислокации. Последние представлены, прежде всего, грандиозными обвалами, оползнями и древними сейсмическими разрывами, структурно приуроченными к зонам разломов, демонстрирующих признаки молодой геологической активности. Сейсмические сотрясения в прошлом были локализованы в достаточно узких зонах на активизированных участках известных разломов, образующих Владикавказскую и Кармадонскую зоны ВОЗ. Датирование сейсмогенных нарушений рельефа радиоуглеродным методом позволило восстановить возраст древних сейсмических катастроф [*Рогожин, 2009*].

Перечень выделенных зон ВОЗ, их глубина и кинематика приведены в табл. 1 [*Рогожин, 2009*]. Максимальная магнитуда ожидаемых землетрясений (сейсмический потенциал, M_{max}) оценивалась на основе внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмической опасности, предложенного Г. И. Рейснером [*Рейснер и Иогансон, 1997; Рогожин и др., 2001*]. Заметим, что для выделенных зон ВОЗ наблюдается общее увеличение сейсмического потенциала с севера на юг. Здесь необходимо особо подчеркнуть, что наибольшую опасность для урбанизированных территорий РСО – Алания представляют Владикавказская, Терская, Сунженская и Моздокская зоны ВОЗ (рис. 2, табл. 1).

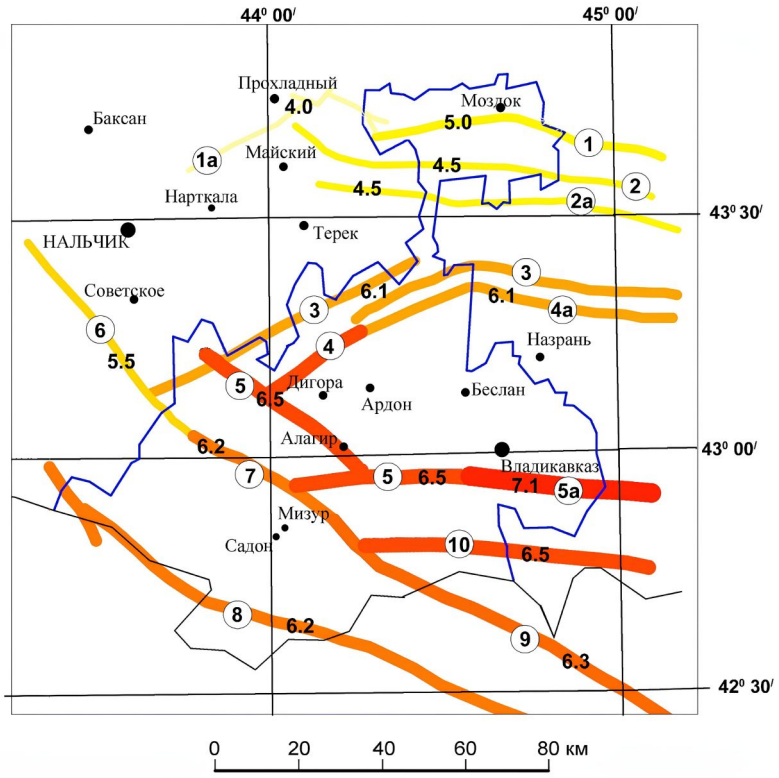


Рис. 2. Карта зон зон возникновения очагов землетрясений по [*Рогожин, 2009*].

Таблица 1. Зоны ВОЗ по [*Рогожин, 2009*]

№	Зона ВОЗ	M_{max}	H, км	Кинематика
1	Моздокская восточная	5,0	10	взброс
1а	Моздокская западная	4,0	5	сдвиг
2	Терская северная	4,5	5	взброс
2а	Терская южная	4,5	5	взброс
3	Сунженская северная	6,1	15	взброс
4	Сунженская южная (западная ветвь)	6,5	15	сдвиг
4а	Сунженская южная (восточная ветвь)	6,1	15	взброс
5	Владикавказская (западная ветвь)	6,5	15	взброс
5а	Владикавказская (восточная ветвь)	7,1	20	взброс
6	Нальчикская	5,5	10	сдвиг
7	Мизурская	6,2	15	сдвиг
8	Главного хребта	6,2	15	взброс
9	Бокового хребта	6,3	15	взброс
10	Кармадонская	6,5	15	взброс

4. Общее сейсмическое районирование

Карты Общего сейсмического районирования (ОСР) территории Российской Федерации являются базовой основой градостроительной деятельности в нашей стране [*СП 14.13330.2018, 2018*]. Современные карты ОСР (ОСР-97, ОСР-2012, ОСР-2014, ОСР-2015, ОСР-2016) построены на основе вероятностной методики PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment) [*Cornell, 1968; Ulomov, 1999*]. Отметим, что комплекты карт ОСР-97, ОСР-2015 и ОСР-2016 в разные периоды были приняты в качестве нормативных. В работе [*Шебалин и др., 2022*] показано, что карты ОСР-2015 и ОСР-2016 в значительной мере повторяют ОСР-97 и фактически лишь учитывают те пропуски сильных землетрясений, которые допущены в ОСР-97. При этом, в процессе развития карт ОСР, несмотря на снижение балльности отдельных территорий, в целом площади зон соответствующей балльности менялись незначительно.

На рис. 3 показаны фрагменты карт ОСР-97A, ОСР-2015A и ОСР-2016A, предназначенных для массового строительства, в Осетинском секторе Кавказа. Изучаемый регион расположен в 8–9-балльных зонах. При этом на картах ОСР-97A и ОСР-2015A вся горная и предгорная части отнесены к 9 баллам. В свою очередь, на карте ОСР-2016A 9-балльная зона сокращается примерно вдвое, и южная оконечность РСО – Алания становится 8-балльной. Подчеркнем, что наиболее крупные населенные пункты и города расположены в пределах 8-балльных зон. Важно отметить, что столица РСО – Алания г. Владикавказ на картах ОСР-97A и ОСР-2015A расположен в непосредственной близости от 9-балльной зоны.

Отметим, что на картах ОСР-97B, ОСР-2015B и ОСР-2016B регион также относится к 8–9-балльным зонам, но уже с существенным преобладанием 9-балльных (в меньшей мере на ОСР-2016B). На картах ОСР-97C, ОСР-2015C и ОСР-2016C рассматриваемый регион Кавказа относится к 9–10-баллам. При этом города Владикавказ и Алагир расположены на границе 9- и 10-балльных зон.

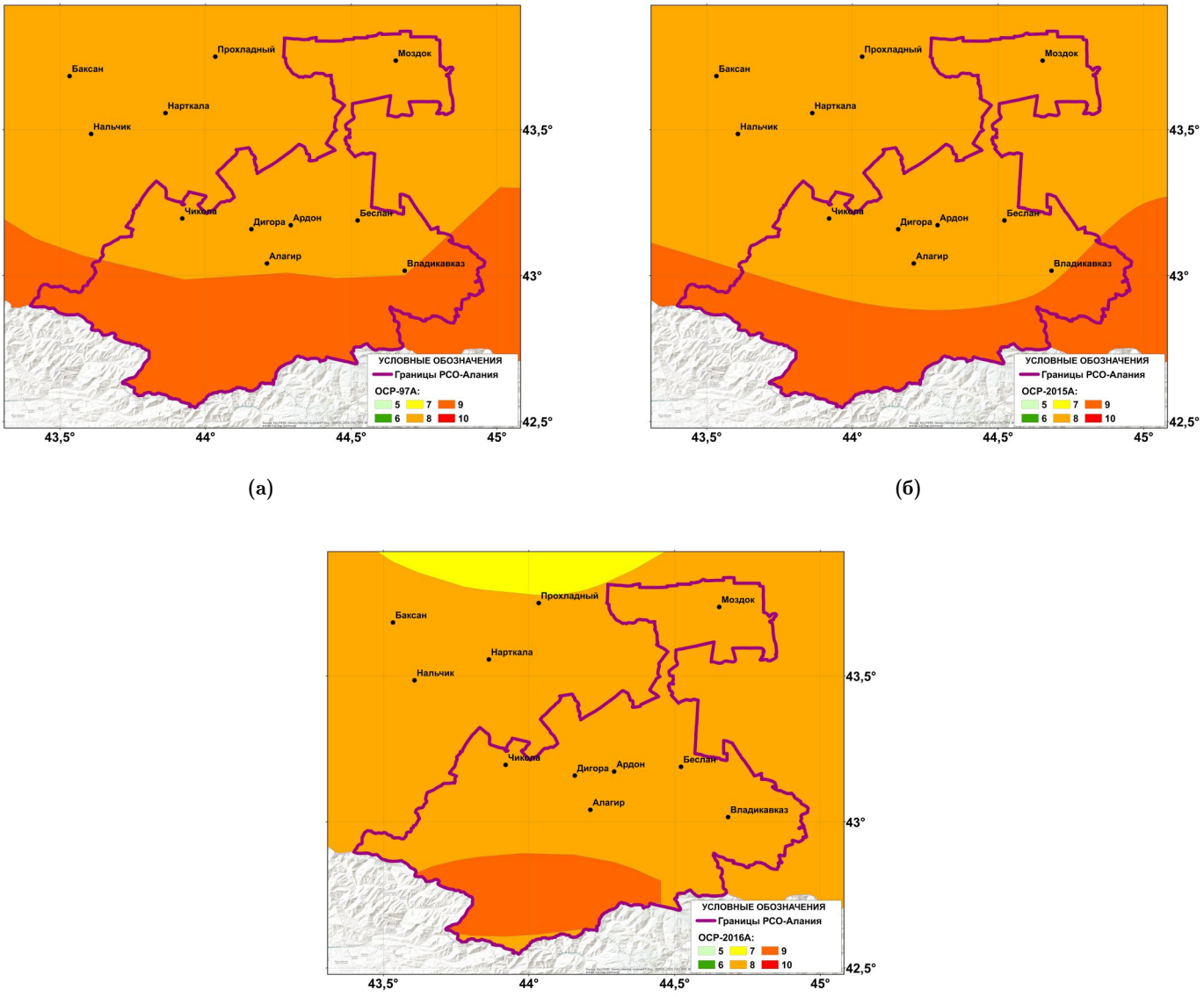
В работе [*Шебалин и др., 2022*] проведено сравнение площади зон ожидаемой балльности на карте ОСР-97A с площадью изосейст от землетрясений, произошедших после публикации карты. На фоне отмеченного выше значительного сходства комплектов карт ОСР-97, ОСР-2015 и ОСР-2016 было показано, что на Северном Кавказе оценка сейсмической опасности, отраженная на карте ОСР-97A, в среднем завышена как минимум на один порядок.

5. Детальное сейсмическое районирование

В работе [*Заалишвили и др., 2011*] на основе анализа сейсмологических, геологических и геофизических данных для территории РСО – Алания построен комплект карт детального сейсмического районирования (ДСР). Комплект представляет собой набор вероятностных карт сейсмической опасности, отражающих ожидаемые превышения пиковых горизонтальных ускорений и макросейсмической интенсивности с вероятностью 1%, 2%, 5% и 10% и повторяемостью 50 лет.

При построении карт авторами использовалась методология вероятностной оценки сейсмической опасности, предложенная Корнеллом в 1968 году и опирающаяся на предположение, что сейсмичность подчиняется Пуассоновскому распределению [*Cornell, 1968; McGuire, 2004*]. Другими словами, используемый каталог землетрясений не должен содержать зависимые (форшоки, афтершоки и рои землетрясений) события [*Musson, 1999*]. Параметры зон ВОЗ брались из [*Рогожин, 2002, 2009*]. Использовались данные по значимым землетрясениям Кавказа, а также горизонтальные ускорения и спектры реакции, полученные на основе записей сильных движений (ускорений). При расчетах использовалась компьютерная программа SEISRisk-3 [*Bender and Perkins, 1987*].

В статье [*Заалишвили и др., 2011*] обоснована необходимость использования карт 5%-й вероятности для массового (основного строительства), а карт 2%-й вероятности – для строительства объектов повышенной ответственности (рис. 4). Так, согласно им, большая часть территории РСО – Алания расположена в 7 и 8-балльных зонах (рис. 4a). Небольшие 6-балльные области расположены на севере и западе Республики.



(а) **(б)**

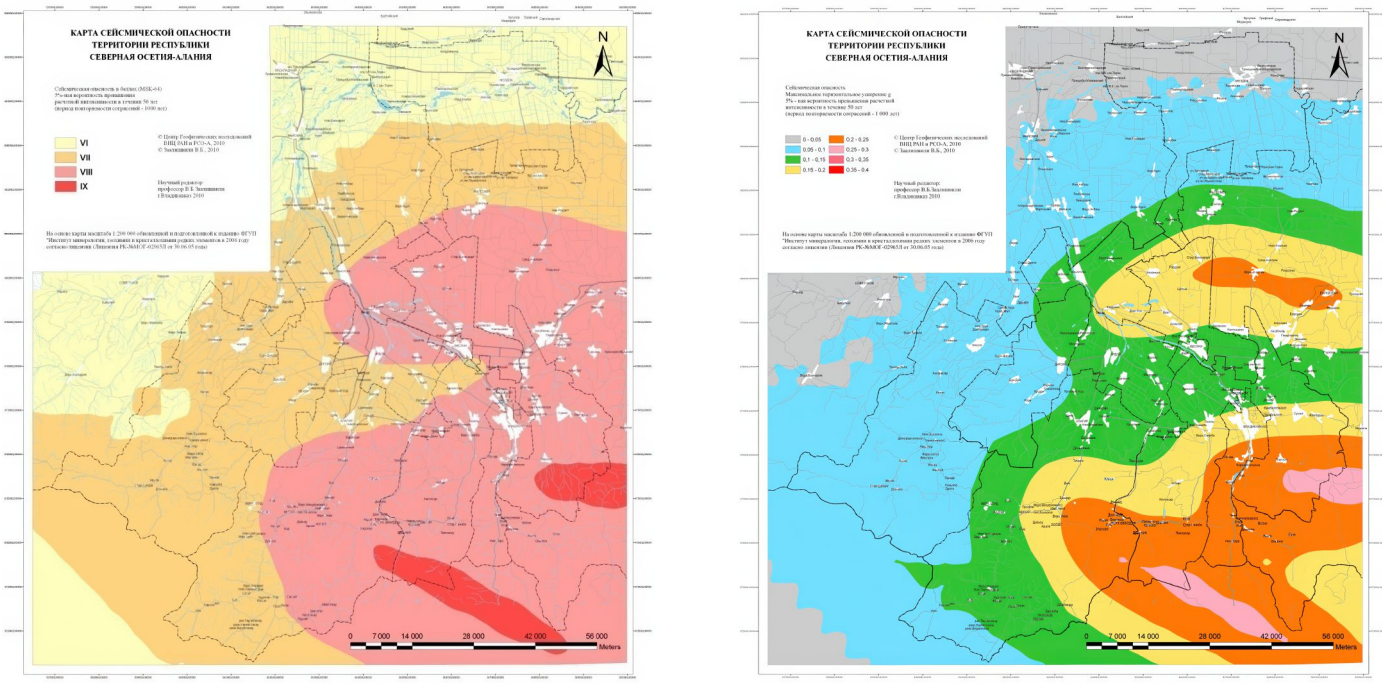
(в)

Рис. 3. Карты Общего сейсмического районирования: а) ОСР-97А; б) ОСР-2015А; в) ОСР-2016А.

Южнее г. Владикавказа имеются две 9-балльные зоны, приуроченные к восточной ветви Владикавказской зоны ВОЗ и Бокового хребта.

В работе [*Рогожин и др., 2013*] для территории всего Северного Кавказа построен комплект карт ДСР (А – 10%, В – 5%, С – 1%) в единицах макросейсмической интенсивности с шагом 0,5 балла. На карте ДСР-А более половины территории РСО – Алания расположено в пределах зон интенсивностью 7,5–8,0 баллов (рис. 5а). При этом почти все города и наиболее крупные населенные пункты всего рассматриваемого сектора Большого Кавказа расположены в зонах 8,0–8,5-балльности или в непосредственной близости от них.

На карте ДСР-В (рис. 5б) почти вся территория РСО – Алания представлена зоной 8,0–8,5 баллов. Здесь необходимо особо отметить, что при существующих различиях с 5%-й картой из [*Заалишвили и др., 2011*] (рис. 4а) г. Владикавказ в обоих случаях был отнесен к зоне, где возможно проявление сейсмических событий интенсивностью более 8 баллов. На карте ДСР-С (рис. 5в) почти весь рассматриваемый регион отнесен к зоне с ожидаемой интенсивностью 8,5–9,0 баллов.



(а) **(б)**

Рис. 4. Карты ДСР территории РСО – Алания с 5% вероятностью превышения: а) в единицах макросейсмической интенсивности; б) в единицах пиковых горизонтальных ускорений.

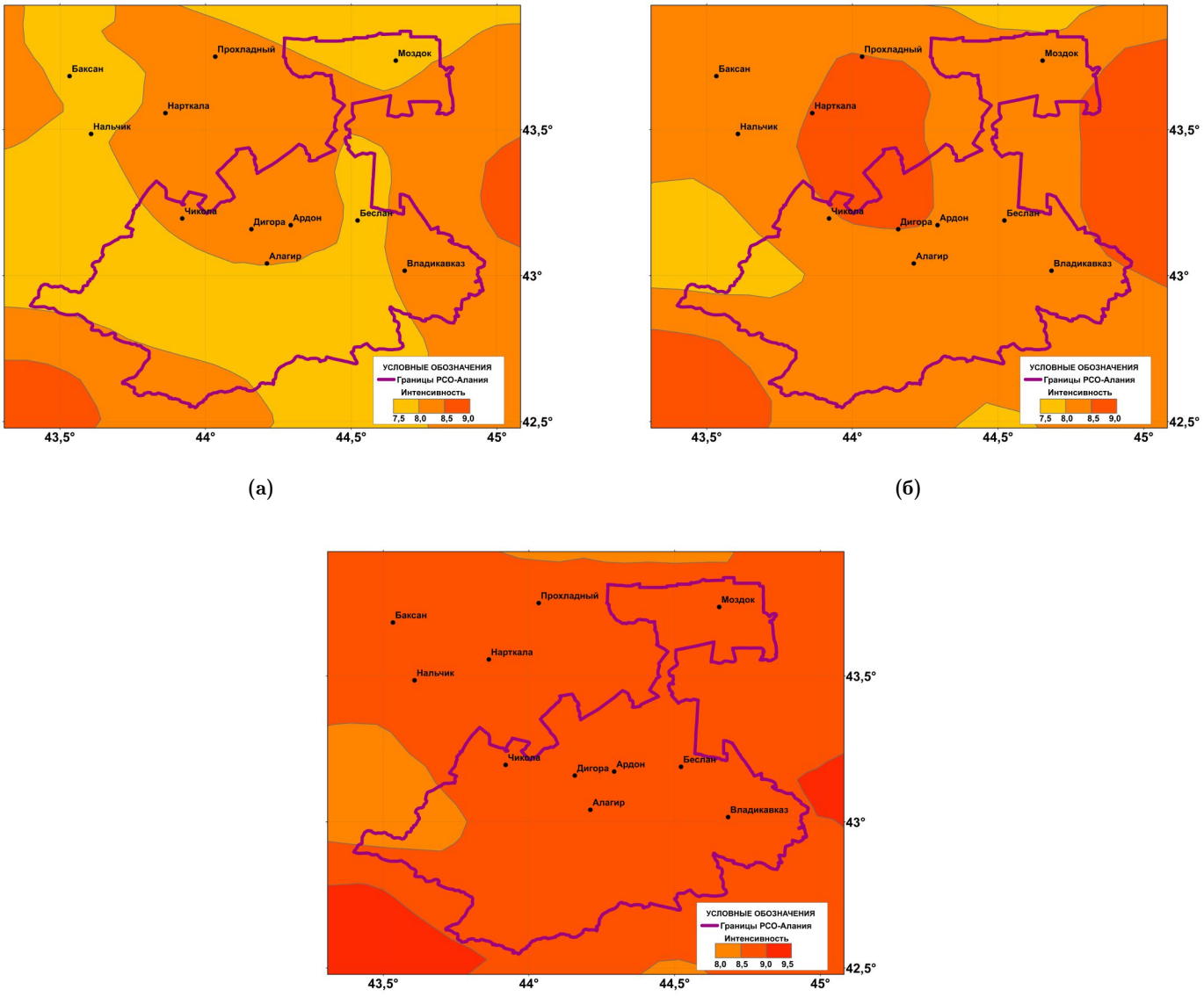
Некоторые оценки сейсмической опасности уровня ДСР для территории Кавказа можно найти и в работах В. И. Уломова, в которых рассматриваемый нами Осетинский сектор отнесен к зонам с возможностью проявления сейсмических событий интенсивностью 8–9 баллов [*Уломов и др., 2007*].

6. Сейсмическое микрорайонирование

В работах сотрудников Геофизического института Владикавказского научного центра Российской академии наук (ГФИ ВНЦ РАН) созданы карты сейсмического микрорайонирования (СМР) [*Алешин, 2010; Заалишвили, 2000; Salsabili et al., 2021; Yamin et al., 2018*] территорий городов и наиболее крупных населенных пунктов РСО – Алания [*Заалишвили и др., 2012*]. При расчете ожидаемой интенсивности сотрясений учитывались инженерно-геологические, гидрогеологические и геоморфологические условия. При этом для целей уточнения параметров грунтовой толщи был проведен комплекс полевых работ, включающий сейсморазведочные [*Верпаховская и Пилипенко, 2018; Гамбурцев, 1959; Шнеерсон, 2019*], электроразведочные и георадарные исследования [*Замятин, 2006*]. Отметим, что комплекс исследований по построению карт сейсмической опасности населенных пунктов РСО – Алания базировался на использовании инструментального и инструментально-расчетного методов СМР [*Заалишвили, 2009*].

Карты СМР городов и населенных пунктов построены в масштабе 1:10 000. Отметим, что центральная часть столицы РСО – Алания города Владикавказа расположена в пределах зон, отнесенных к 7 и 8-балльной интенсивности (рис. 6а). При этом вдоль западной и восточной окраин города выделены 9-балльные зоны. В пределах последних картированы границы распространения глинистых грунтов текучей консистенции, которые могут быть подвержены просадочности при сильных сейсмических воздействиях.

Территории городов Алагир (рис. 6б) и Беслан (рис. 6в) представлены зонами с интенсивностью 7, 8 и 9 баллов, а г. Дигора 8–9 баллов (рис. 6г). Вся территория г. Моздок отнесена к 9-бальной зоне.



(а) **(б)**

(в)

Рис. 5. Карты ДСР Северного Кавказа [*Рогожин и др., 2013*]: а) 10%, б) 5%, в) 1%.

7. Места возможного возникновения землетрясений с M ≥ 6,0

Одной из основополагающих компонент сейсмического районирования является определение районов, в пределах которых могут возникать сильные землетрясения. Начиная с 1970-х эффективным инструментом их идентификации являются методы распознавания образов [*Гвишиани и др., 2020; Гельфанд и др., 1972, 1973; Dzeboev et al., 2020*]. В работах академиков СССР И. М. Гельфанда и В. И. Кейлис-Борока, академика РАН А. Д. Гвишиани и чл.-корр. РАН А. А. Соловьева создан и развит подход, получивший название EPA (Earthquake-Prone Areas) [*Гвишиани и др., 1988, 2020; Gorshkov and Soloviev, 2021*]. Он позволяет, используя в качестве объектов распознавания морфоструктурные узлы или пересечения осей морфоструктурных линеаментов [*Алексеевская и др., 1977; Гвишиани и др., 1986; Горшков, 2010; Alekseevskaya et al., 1977*], определять места возможного возникновения сильных ($M \geq M_0$) землетрясений. История более полувекового применения EPA в целом ряде горных стран мира показала его высокую эффективность. Около 90% эпицентров сильных землетрясений, произошедших после выполнения распознавания, расположены в районах, идентифицированных EPA как высокосейсмичные [*Соловьев и др., 2014; Gorshkov and Novikova, 2018*].

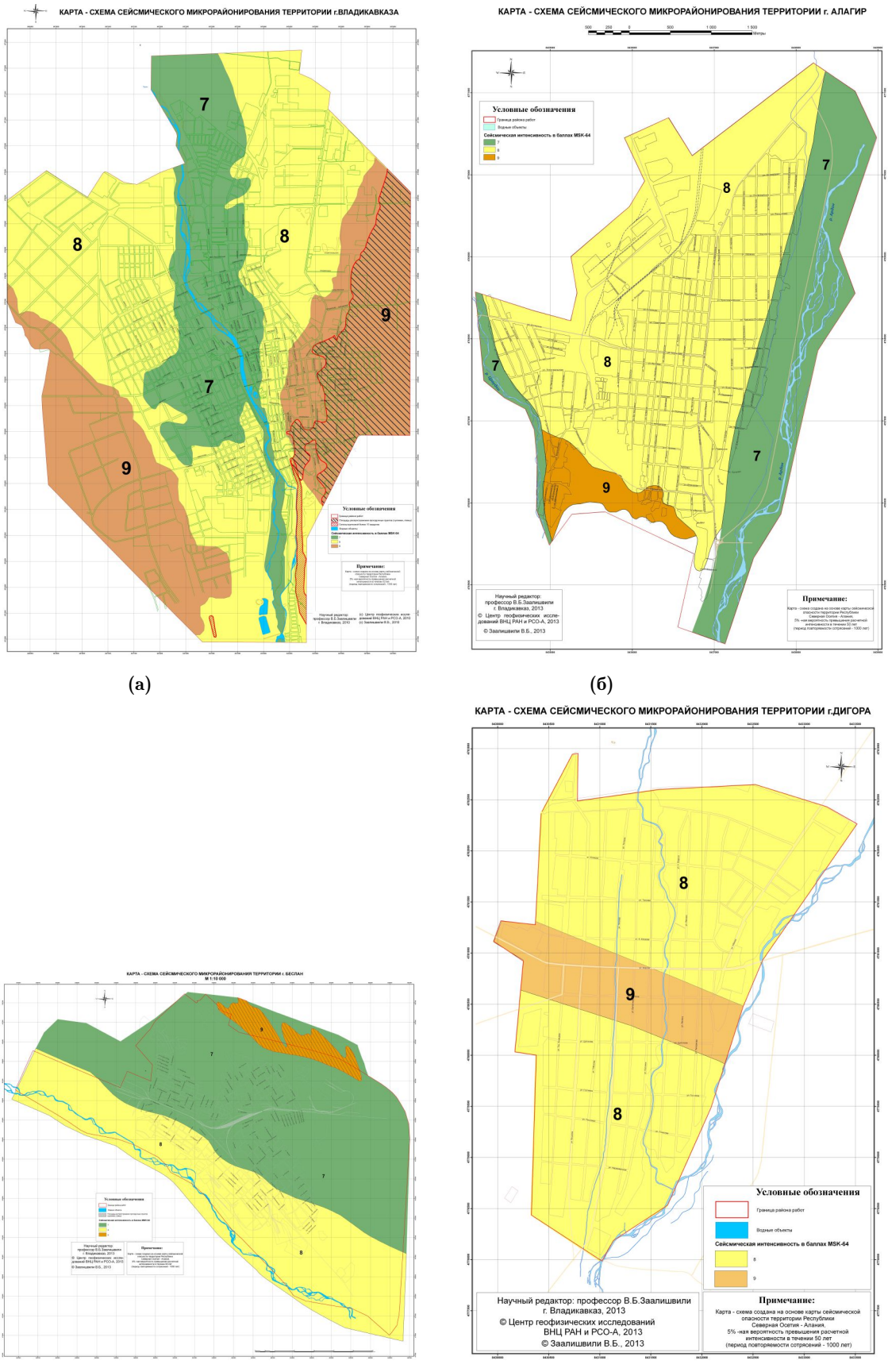


Рис. 6. Карты СМР: а) г. Владикавказ; б) г. Алагир; в) г. Беслан; г) г. Дигора [*Заалишвили и др., 2012*].

В EPA для классификации объектов распознавания на те, в окрестности которых могут или не могут возникать сильные землетрясения, в подавляющем большинстве случаев используется алгоритм «Кора-3». В его основе лежит формирование двух обучающих выборок – высоко- и низкосеймичного классов. Результатом работы алгоритма «Кора-3» является разбиение множества объектов распознавания на два непересекающихся класса и решающее правило, на основании которого это разбиение реализовано [*Гвишиани и др., 1988, 2020*].

В середине 2010-х в работах академика РАН А. Д. Гвишиани, С. М. Агаяна и Б. А. Дзебоева с целью повышения достоверности результатов распознавания мест возможного возникновения землетрясений предложен принципиально новый алгоритм «Барьер-3». Обучение в последнем осуществляется по единственному высокосейсмичному классу, что позволяет избегать асимметричности обучения, связанного с потенциальными ошибками в обучающей выборке низкосейсмичного класса [*Dzeboev et al., 2021*]. Сегодня «Барьер-3» может эффективно использоваться в EPA [*Гвишиани и др., 2017; Дзебоев и др., 2019*].

На рис. 7 показаны места возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6{,}0$ в Осетинском секторе Большого Кавказа, идентифицированные методом EPA с использованием в качестве блока распознавания алгоритмов «Кора-3» (эллипсы с красной штриховкой) [*Соловьев и др., 2016*] и «Барьер-3» (эллипсы с синими границами) [*Dzeboev et al., 2019*]. Результаты, полученные двумя алгоритмами, почти идентичны. Заметим, что города Владикавказ и Алагир расположены на линеаменте I-го ранга, являющемся границей горной страны.

Восточная (включая г. Владикавказ), юго-восточная, западная и юго-западная части изучаемого региона (почти вся территория, попадающая внутрь схемы морфоструктурного районирования (МСР), за исключением центральной части) расположены в районах, где согласно результатам распознавания могут возникать землетрясения с $M \geq 6{,}0$. За исключением события в районе г. Моздок, произошедшего за пределами схемы МСР, эпицентры всех землетрясений с $M \geq 5{,}0$ расположены внутри идентифицированных зон. Отметим, что совокупность распознанных высокосейсмичных зон, расположенных на поперечном линеаменте II-го ранга (западная часть рассматриваемого региона), образует в пределах Транскавказского поперечного поднятия субмеридиональную зону, соединяющую места возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6{,}0$ на Большом и Малом Кавказе.

8. Сейсмический мониторинг

Сейсмический мониторинг Осетинского сектора Большого Кавказа осуществляют Федеральный исследовательский центр Единая геофизическая служба Российской академии наук (ФИЦ ЕГС РАН) и Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук (ГФИ ВНЦ РАН).

На территории изучаемого региона в настоящее время функционируют 14 пунктов непрерывного сейсмологического мониторинга (рис. 8), находящихся под управлением Северо-Осетинского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (СОФ ФИЦ ЕГС РАН). Три из них представляют собой телесейсмические станции, оборудованные высокочувствительными широкополосными велосиметрами, тогда как остальные 11 являются региональными станциями с короткопериодной аппаратурой [*Саяпина и др., 2023*]. Кроме того, в рассматриваемом Осетинском секторе расположена телесейсмическая станция «Нальчик», находящаяся в ведении Центрального отделения ФИЦ ЕГС РАН.

Все указанные пункты оснащены современными цифровыми системами регистрации и защищены надежными каналами передачи данных в региональный информационно-обрабатывающий центр во Владикавказе. Это позволяет осуществлять сейсмический мониторинг в условиях, приближенных к режиму реального времени. Сейсмическая сеть СОФ ФИЦ ЕГС РАН позволяет регистрировать сейсмические события, происходящие на территории РСО – Алания и в прилегающих районах, а также

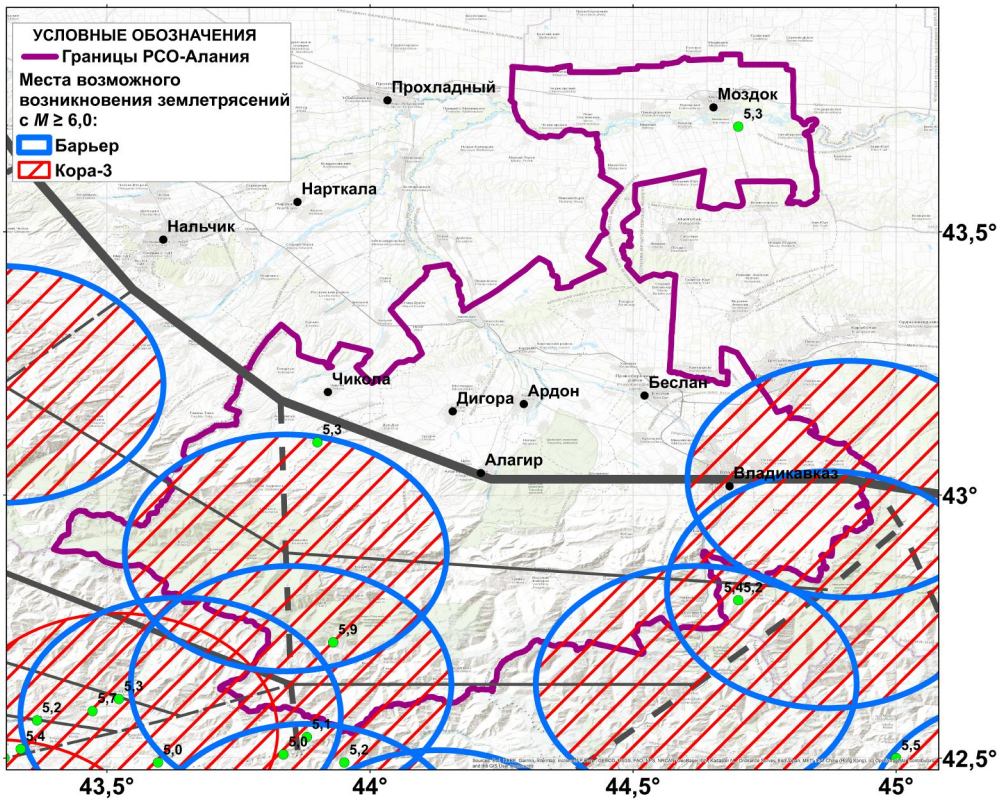


Рис. 7. Схема морфоструктурного районирования [*Соловьев и др., 2013*] и места возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6{,}0$ в Осетинском секторе Большого Кавказа. Темно серые линии – морфоструктурные линеаменты: толстые – I-го ранга, средние – II-го ранга, тонкие – III-го ранга, сплошными линиями показаны продольные линеаменты, пунктирными – поперечные. Зеленые точки – эпицентры землетрясений с $M \geq 5{,}0$ [Новый..., *1977; Vorobieva et al., 2023*].

Южной Осетии и приграничной полосы Грузии. На рис. 8 приведены регистрационные возможности системы наблюдений с учётом геометрической конфигурации сети и среднего уровня микросейсмического шума на её станциях [*Багаева и др., 2022*]. Оконтуренные изолиниями области соответствуют минимальной величине магнитуд надёжно регистрируемых землетрясений со средней глубиной гипоцентра 10 км, при условии их фиксации не менее чем тремя сейсмическими станциями одновременно. Область наибольшей чувствительности сети приходится на центральную часть РСО – Алания с наибольшей плотностью сейсмических станций; ее окаймляет изолиния $M_{\min} = 1{,}2$. Практически для всей территории Осетинского сектора Большого Кавказа сеть обеспечивает уверенную регистрацию событий с $M_{\min} = 1{,}6$.

Необходимо отметить, что пять пунктов сейсмологических наблюдений оснащены современными ГНСС-приемниками, формирующими сеть непрерывного геодинамического мониторинга [*Сдельникова и др., 2023*], два из которых эксплуатируются совместно с Владикавказским научным центром Российской академии наук. Последнее позволяет говорить о комплексном геофизическом мониторинге, осуществляемом СОФ ФИЦ ЕГС РАН.

Под управлением ГФИ ВНЦ РАН функционируют две сети сейсмического мониторинга: сеть комплексных наблюдений «Кармадонский параметрический полигон», состоящая из 6 сейсмических станций (рис. 8) и сеть «Владикавказ» (4 станции) [*Заалишвили и др., 2014*]. Станции последней расположены на участках с различными грунтовыми условиями, типичными для территории г. Владикавказа, что позволяет

использовать их данные для оценки влияния грунтовых условий на формирование интенсивности и спектрального состава землетрясений. Сеть «Кармадонский параметрический полигон» создана для целей мониторинга опасных геологических процессов на территории РСО – Алания [*Заалишвили и Мельков, 2017*]. Здесь необходимо отметить станцию «Колка» (KLK, рис. 8), установленную в 2012 году на высоте 2970 метров вблизи ложа ледника Колка, катастрофический сход которого в 2002 году подробно описан в многочисленной литературе [*Котляков и др., 2014*; Ледник..., *2014*; *Панов и др., 2002*].

Как видно из рис. 8 сейсмические сети ФИЦ ЕГС РАН и ГФИ ВНЦ РАН незначительно дублируют друг друга.

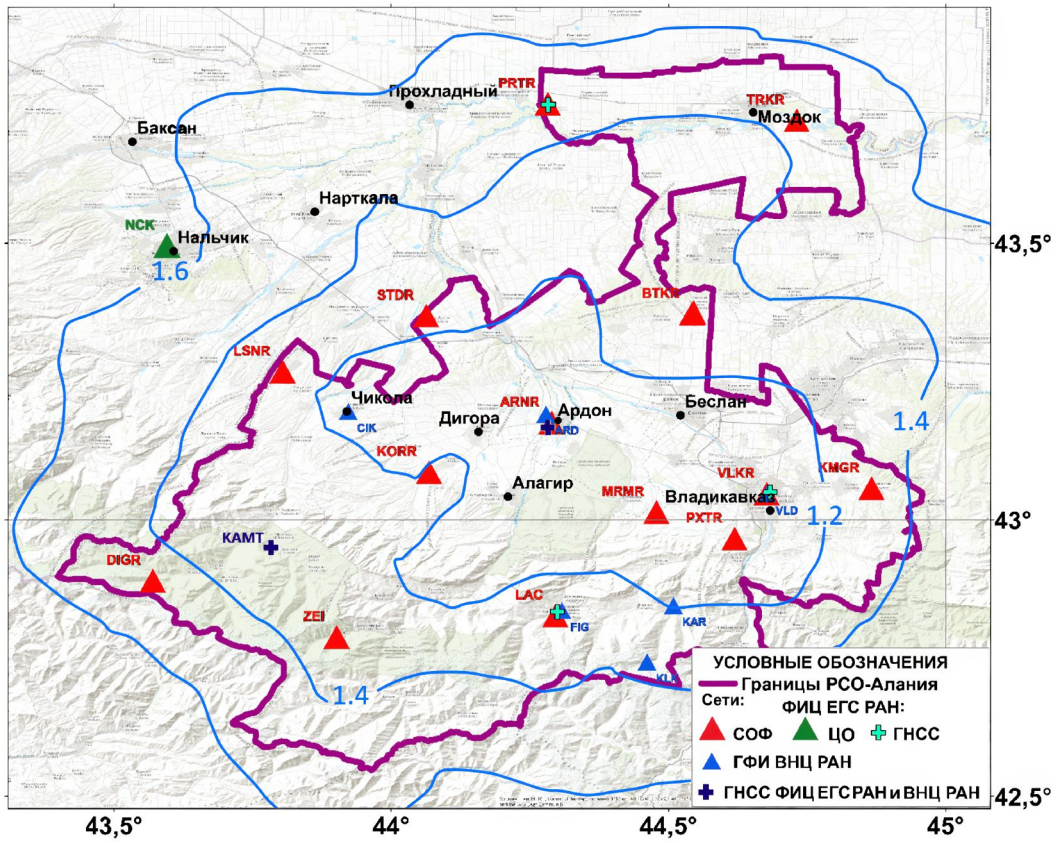


Рис. 8. Мониторинговые сети ФИЦ ЕГС РАН (синими изолиниями показаны регистрационные возможности сети) и ГФИ ВНЦ РАН («Кармадонский параметрический полигон»).

9. Объединенный каталог землетрясений

В работе [*Гвишиани и др., 2024*] показано, что до настоящего времени остается не до конца решенной задача создания, для изучаемого сейсмоактивного региона, наиболее полного представительного каталога землетрясений с однородной магнитудной шкалой. Связано это, в том числе, с тем, что информация о слабых землетрясениях преимущественно содержится в региональных каталогах и не включается в национальные и международные каталоги в которых хорошо отражены сильные события. Так, например, для изучаемого нами Осетинского сектора Большого Кавказа в каталоге Международного сейсмологического центра (ISC) отсутствует значительная часть слабых событий, информация о которых содержится в региональном каталоге ФИЦ ЕГС РАН, подготавливаемом, в первую очередь, Северо-Осетинским филиалом.

В статье [*Vorobieva et al., 2022*] путем модификации классического метода ближайшего соседа [*Zaliapin and Ben-Zion, 2013, 2016*] создан инновационный метод системного

интегрирования каталогов землетрясений. Он позволяет эффективно идентифицировать и удалять образующиеся при объединении каталогов дубли, а также приводить события к единой магнитудной шкале. С его помощью в работе [*Vorobieva et al., 2023*] создан наиболее полный и представительный интегральный каталог землетрясений Осетинского сектора Большого Кавказа с унифицированной магнитудной шкалой. Каталог создан для региона несколько большего, чем рассматриваемый в настоящей работе (рис. 9), и интегрирует данные о землетрясениях из:

- Каталог Кавказа из сборников «Землетрясения в СССР», 1962–1991 гг.
- Каталог Северного Кавказа из сборников «Землетрясения северной Евразии», 1992–2017 гг., и «Землетрясения России», 2018–2021 гг.
- Каталог Грузии из сборников «Землетрясения северной Евразии», 1993–2004 гг.
- Каталог землетрясений Кавказа из сборников «Сейсмический бюллетень Кавказа», 1971–1986 гг., подготавливаемый под научно-методическим руководством Института геофизики АН Грузинской ССР (сегодня Институт геофизики им. М. Нодия).
- Каталог международного сейсмологического центра (ISC), 1962–2022 гг.

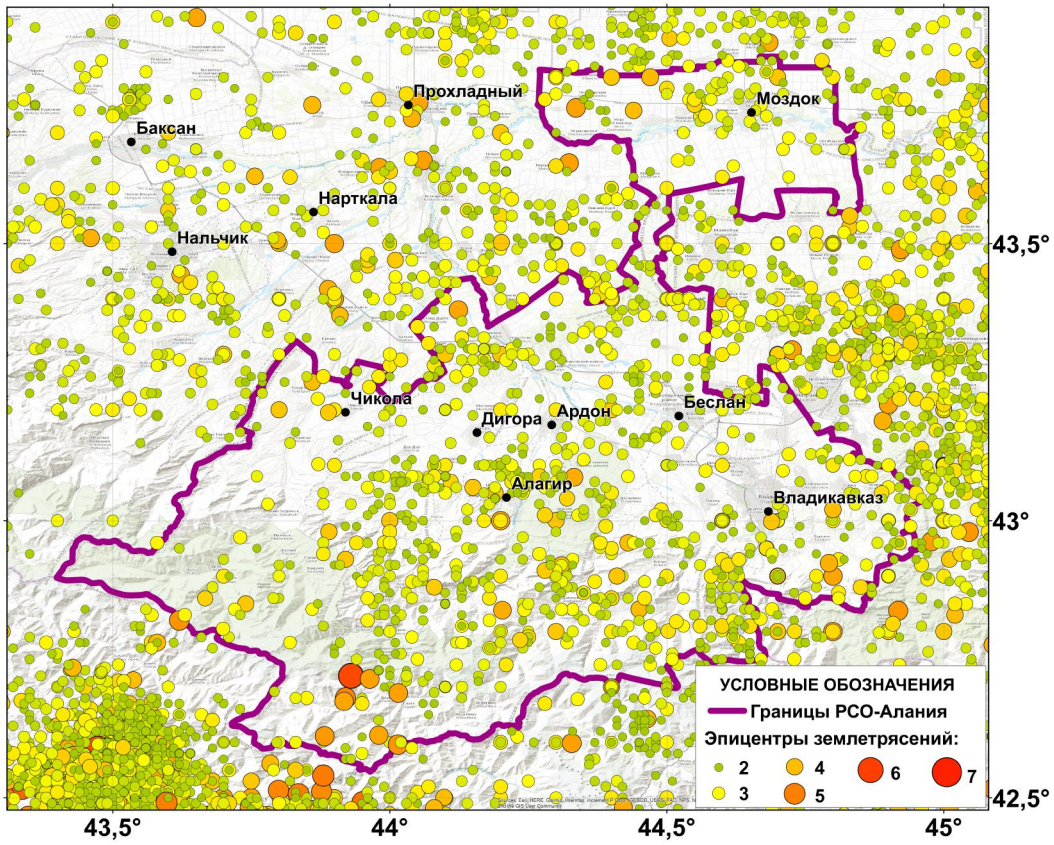
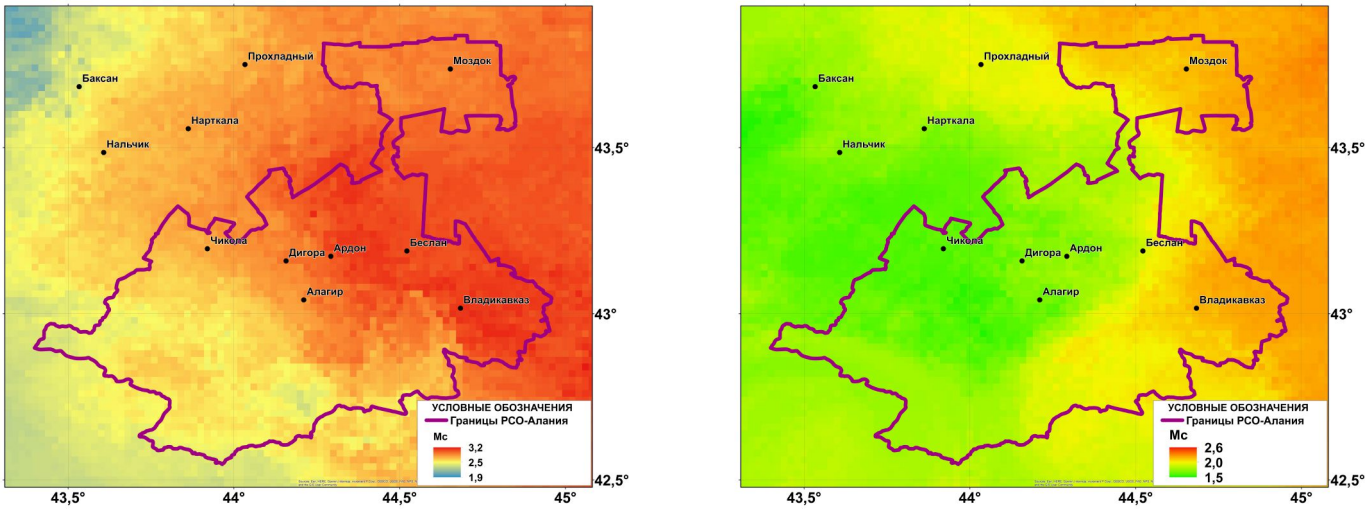


Рис. 9. Интегральный каталог землетрясений ($M \geq 2{,}0$) Осетинского сектора Большого Кавказа.

Интегральный каталог землетрясений содержит 16 285 событий за период 1962–2022 гг. (рис. 9). При этом авторская унифицированная магнитудная шкала, сведенная к proxy-M_w, является однородной. Каталог выложен в открытый доступ на сайте Мирового центра данных по физике твердой Земли (http://www.wdcb.ru/sep/seismology/Ossetia/Ossetia.html, дата обращения: 14.08.2024).

Необходимо отметить, что в ходе создания объединенного каталога Осетинского сектора Большого Кавказа существенно пополнено начало афтершоковой последовательности Рачинского землетрясения [*Овсюченко и др., 2023*]. Анализ каталога показал, что в рассматриваемом регионе уровень регистрации существенно изменялся во времени: значительный недостаток событий в 1967–1970 гг. и 1988–1991 гг. [*Vorobieva*

et al., 2023]. На рис. 10 показана магнитуда полной регистрации M_c в 1995–2004 гг. и 2005–2022 гг., рассчитанная с помощью высококонтрастного метода [*Vorobieva et al., 2024*]. Отметим, что уровень регистрации сейсмических событий на востоке региона все еще хуже, чем в его центральной и западной частях. Вероятно, это связано с малым количеством пунктов сейсмического мониторинга восточнее границ изучаемого нами Осетинского сектора.



(а) **(б)**

Рис. 10. Магнитуда полной регистрации M_c: а) пространственные вариации 1995–2004 гг.; б) пространственные вариации 2005–2022 гг.

10. Обсуждение и выводы

В статье рассмотрен Осетинский сектор Большого Кавказа с точки зрения различных подходов изучения его сейсмичности и оценок сейсмической опасности, в частности – на всех уровнях сейсмического районирования (ОСР, ДСР и СМР). Проведенный совместный анализ подтвердил высокий уровень сейсмической опасности рассматриваемого региона в, первую очередь, его предгорных и горных районов. Последнее подтверждается и результатами определения мест возможного возникновения землетрясения с $M \geq 6{,}0$ (рис. 7).

Комплексный анализ результатов различных подходов демонстрирует наибольшую сейсмическую опасность зоны сочленения Восточной и Западной ветвей Владикавказского разлома (рис. 2). Существенную опасность представляют и сейсмогенерирующие структуры, расположенные южнее границ Осетинского сектора. В пределах последних произошли Рача-Джавское, Барисахское, Онийское и др. сильные землетрясения, существенные сотрясения от которых ощущались на всем Северном Кавказе.

С другой стороны, результаты работы [*Шебалин и др., 2022*] показывают, что несмотря на снижение общей балльности при переходе от ОСР-97 к ОСР-2016 существуют основания считать оценку сейсмической опасности Осетинского сектора Большого Кавказа на картах ОСР завышенной. В этой связи может быть интересным и полезным исследование, направленное на верификацию произошедшими и будущими землетрясениями существующих для рассматриваемого региона карт ДСР.

Впервые созданный наиболее полный и представительный каталог землетрясений региона [*Vorobieva et al., 2023*] (рис. 9) и проанализированные на его основании пространственно-временные вариации полной регистрации M_c (рис. 10) указывают на необходимость существенного развития сетей сейсмического мониторинга как в Осетинском секторе, так и в его сопредельных регионах. Дальнейшее развитие необходимо и сетям постоянно действующих ГНСС-станций. Совершенствование последних в сово-

купности с расширяющимися сетями периодических ГНСС-наблюдений позволит вести систематический долговременный мониторинг за современными движениями земной коры, что необходимо для увеличения точности полевых измерений и разработки модели напряженно-деформированного состояния региона. Последнее важно для оценки сейсмической опасности, но не используется сегодня в должном масштабе.

Отметим, что решение задачи адекватной оценки сейсмической опасности Осетинского сектора Большого Кавказа заключается в ретроспективном анализе и прогнозе параметров сейсмического воздействия от будущих сильных землетрясений. Оценки сейсмической опасности с одной стороны, должны опираться на надежные результаты детальных сейсмологических, геолого-геофизических, геодезических и других исследований. С другой стороны, учитывая многофакторность геодинамических процессов в регионе, неполноту наших знаний о геологической среде и неоднозначность существующих сейсмотектонических моделей решение задачи оценки сейсмической опасности может быть достигнуто только на основе комплексирования геологических, геодезических, геофизических методов и методов численного моделирования. Заключительным шагом процесса интегрирования знаний о сейсмической опасности должен стать системный анализ соответствующих Больших данных.

Результаты настоящего обзора ярко иллюстрируют необходимость создания высокоэффективного системно-аналитического метода оценки сейсмической опасности на основе многофакторного системного анализа сейсмологических, геолого-геофизических, геодезических и других данных [*Гвишиани и др., 2019*]. Отметим, что на сегодняшний день указанный заключительный шаг не реализован. Сегодня у нас нет системного подхода к оценке сейсмической опасности. Современная геофизика сможет ответить на этот вызов привлекая к проблеме Науку о Данных в ее части создания Больших данных как базы системного анализа сейсмической опасности.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект №23-17-00176 «Системная оценка сейсмической опасности центральной части Большого Кавказа (Осетинский сектор)». В работе использовались данные и сервисы, предоставленные ЦКП «Аналитический центр геомагнитных данных» Геофизического центра РАН (http://ckp.gcras.ru).

Список литературы

Алексеевская М. А., Габриэлов А. М., Гвишиани А. Д. и др. Морфоструктурное районирование горных стран по формализованным признакам // Вычислительная сейсмология. Вып. 10. Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии. — Москва : Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, 1977. — С. 33—49.

Алешин А. С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. — Москва : Светоч Плюс, 2010. — EDN: QKJTGJ.

Арефьев С. С., Рогожин А. А., Быкова В. В. и др. Глубинная структура очаговой зоны Рачинского землетрясения по сейсмотомографическим данным // Физика Земли. — 2006. — № 1. — С. 30—44. — EDN: OPKPZP.

Багаева С. С., Чивиева Т. В., Саяпина А. А. и др. О сейсмологическом мониторинге нефтепромысловых районов Чеченской Республики // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: сборник научных трудов. Вып. 5(10). — Пермь : Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2022. — С. 26—33. — EDN: QBLBVK.

Верпаховская А. О., Пилипенко В. Н. Кинематическая миграция для определения скоростной модели среды при решении практических задач сейсморазведки // Геофизический журнал. — 2018. — Т. 40, № 6. — С. 52—67. — DOI: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151007.

Габсатарова И. П. Инструментальные параметры очага Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. с $K_p = 14,5$, $M_w = 5,8$, $I_0 = 7$–8 (Чеченская Республика) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. — Обнинск : ГС РАН, 2014. — С. 433—447. — EDN: UDUBWN.

Габсатарова И. П., Головкова Л. В., Селиванова Е. А. Онийское-II землетрясение 7 сентября 2009 г. с $K_p = 14.2$, $M_S = 5.8$ (Грузия) // Землетрясения Северной Евразии, 2009 год. — Обнинск : ГС РАН, 2015. — С. 325—333. — EDN: WGNFBR.

Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. — Москва : Гостоптехиздат, 1959.

Гвишиани А. Д., Агаян С., Дзебоев Б. и др. Распознавание мест возможного возникновения эпицентров сильных землетрясений с одним классом обучения // Доклады Академии наук. — 2017. — № 1. — С. 86. — DOI: 10.7868/S0869565217130175.

Гвишиани А. Д., Горшков А. И., Кособоков В. Г. и др. Морфоструктуры и места землетрясений Большого Кавказа // Известия АН СССР. Физика Земли. — 1986. — № 9. — С. 54—55. — EDN: RZYRUL.

Гвишиани А. Д., Горшков А. И., Ранцман Е. Я. и др. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности. — Москва : Наука, 1988.

Гвишиани А. Д., Дзеранов Б., Скоркина А. и др. Мировые сейсмические сети и каталоги землетрясений // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — С. 1—22. — DOI: 10.2205/2024es000901.

Гвишиани А. Д., Кафтан В. И., Красноперов Р. И. и др. Геоинформатика и системный анализ в геофизике и геодинамике // Физика Земли. — 2019. — № 1. — С. 42—60. — DOI: 10.31857/S0002-33372019142-60.

Гвишиани А. Д., Соловьев А. А., Дзебоев Б. А. Проблема распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: актуальный обзор // Физика Земли. — 2020. — № 1. — С. 5—29. — DOI: 10.31857/S0002333720010044.

Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Извекова М. Л. и др. О критериях высокой сейсмичности // Доклады Академии наук СССР. — 1972. — Т. 202, № 6. — С. 1317—1320.

Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Извекова М. Л. и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. I. Памир и Тянь-Шань // Вычислительная сейсмология. Вып. 6. Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. — Москва : Наука, 1973. — С. 107—133.

Горшков А. И. Распознавание мест сильных землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе // Вычислительная сейсмология. Вып. 40. Алгоритмы прогноза землетрясений. — Москва : КРАСАНД, 2010.

Дзебоев Б. А., Гвишиани А. Д., Белов И. О. и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений на основе алгоритма с единственным чистым классом обучения: I. Алтай-Саяны-Прибайкалье. $M \geq 6.0$ // Физика Земли. — 2019. — № 4. — С. 33—47. — DOI: 10.31857/S0002-33372019433-47.

Заалишвили В. Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. — Москва : ОИФЗ РАН, 2000. — С. 367. — EDN: RJATBD.

Заалишвили В. Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок. — Москва : Наука, 2009. — EDN: PWRPGJ.

Заалишвили В. Б., Дзеранов Б. В., Габараев А. Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. — 2011. — № 1. — С. 48—58. — EDN: OOFTBB.

Заалишвили В. Б., Мельков Д. А. Особенности процесса схода каменно-ледовой лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным Кармадонского параметрического полигона // Геология и геофизика Юга России. — 2017. — № 4. — С. 39—47. — DOI: 10.23671/vnc.2017.4.9524.

Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Габеева И. Л. и др. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. — 2012. — № 1. — С. 49—58. — EDN: QJGQXJ.

Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Мельков Д. А. Инструментальный геофизический мониторинг на территории Северного Кавказа // Физика земли. — 2014. — Т. 2014, № 2. — С. 114—123. — DOI: 10.7868/s0002333714020124.

Замятин А. Л. Повышение информативности исследования геологической среды на основе георадарного зондирования // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2006. — № 6. — С. 130—132. — EDN: HZOOBN.

Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Бадаев С. В. Сильные землетрясения территории Чечни и Ингушетии в XVIII-XX вв. // Грозненский естественнонаучный бюллетень. — 2017. — 1(5). — С. 41—54. — EDN: YZBAKT.

Котляков В. М., Рототаева О. В., Носенко Г. А. и др. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. — Москва : Кодекс, 2014. — EDN: UHBCSV.

Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / под ред. Ю. Г. Леонов, В. Б. Заалишвили. — Владикавказ : Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, 2014. — EDN: UAKXFB.

Маневич А. И., Дзебоев Б. А., Гвишиани А. Д. и др. Развитие сети деформационного ГНСС-мониторинга Восточных ветвей Владикавказского разлома // Геология и геофизика Юга России. — 2024. — Т. 14, № 3. — DOI: 10.46698/q3386-6383-8155-b.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. — Наука, 1977.

Овсюченко А. Н., Ларьков А. С., Андреева Н. В. и др. Сейсмотектоника очагов сильных землетрясений Кавказа: итоги исследований Евгения Александровича Рогожина // Российский сейсмологический журнал. — 2023. — Т. 5, № 3. — С. 28—44. — DOI: 10.35540/2686-7907.2023.3.02.

Овсюченко А. Н., Мараханов А. В., Новиков С. С. и др. Сейсмотектонические исследования зоны Владикавказского активного разлома на территории Республики Северная Осетия – Алания // Вестник Владикавказского научного центра. — 2008. — Т. 8, № 3. — С. 37—49.

Панов В. Д., Ильичев Ю. Г., Лурье П. М. Ледниковый обвал в горах Северной Осетии в 2002 г. // Метеорология и гидрология. — 2002. — № 12. — С. 94—98. — EDN: SBOFQP.

Папалашвили В. Г., Варазанашвили О. Ш., Гогмачадзе С. А. и др. Рача-Джавское землетрясение 29 апреля 1991 г. // Землетрясения в СССР в 1991г. — Москва : ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 1997. — С. 18—25.

Рейснер Г. И., Иогансон Л. И. Комплексная типизация земной коры как основа для решения фундаментальных и прикладных задач // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. — 1997. — Т. 72, № 3. — С. 5—13.

Рогожин Е. А. Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. — Москва : ОИФЗ РАН, 2002. — С. 244—254.

Рогожин Е. А. Зоны ВОЗ и их характеристики для территории Республики Северная Осетия – Алания // Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий: Материалы VI Международной конференции. 28–30 мая 2007 г. — Владикавказ : Терек, 2007. — С. 238.

Рогожин Е. А. Сейсмотектоника центрального сектора Большого Кавказа как основа для сейсмического мониторинга и оценки сейсмической опасности // Вестник Владикавказского научного центра. — 2009. — Т. 9, № 4. — С. 16—22. — EDN: PZJNJX.

Рогожин Е. А., Гурбанов А. Г., Мараханов А. В. и др. О соотношении проявлений землетрясений, вулканизма и катастрофических пульсаций ледников Северной Осетии в голоцене // Вестник Владикавказского научного центра. — 2004. — Т. 4, № 3. — С. 41—50.

Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Овсюченко А. Н. Оценка сейсмической опасности Северного Кавказа в детальном масштабе // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. — 2013. — № 5. — С. 14—19. — EDN: RDLYOF.

Рогожин Е. А., Рейснер Г. И., Иогансон Л. И. Оценка сейсмического потенциала Большого Кавказа и Апеннин независимыми методами // Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики: Избранные научные труды. — Москва : ОИФЗ РАН, 2001. — С. 279—300.

Саяпина А. А., Чивиева Т. В., Пятунин М. С. О расширении сети сейсмических наблюдений на территории Северной Осетии – Алании // Вестник Владикавказского научного центра. — 2023. — № 4. — С. 81—87. — DOI: 10.46698/VNC.2023.56.33.001.

Сдельникова И. А., Саяпина А. А., Габсатаров Ю. В. и др. Спутниковые геодинамические наблюдения на территории Республики Северная Осетия – Алания // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы XIII Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. — Москва : Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, 2023. — DOI: 10.26200/GSTOU.2023.85.41.048.

Соловьев А. А., Гвишиани А. Д., Горшков А. И. и др. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов // Физика земли. — 2014. — Т. 2014, № 2. — С. 3—20. — DOI: 10.7868/S0002333714020112.

Соловьев А. А., Новикова О. В., Горшков А. И. и др. Распознавание расположения потенциальных очагов сильных землетрясений в Кавказском регионе с использованием ГИС-технологий // Доклады Академии наук. — 2013. — Т. 450. — С. 599—601. — DOI: 10.7868/S0869565213170222.

Соловьев Ал. А., Горшков А. И., Соловьев Ан. А. Применение данных по литосферным магнитным аномалиям в задаче распознавания мест возможного возникновения землетрясений // Физика Земли. — 2016. — № 6. — С. 21—27. — DOI: 10.7868/S0002333716050148.

СП 14.13330.2018. Свод правил. Строительство в сейсмических районах. — Росстандарт, 2018.

Татаринов В. Н., Кафтан В. И., Маневич А. И. и др. Новейшая тектоническая эволюция Кавказа: современные вертикальные движения и механизм деформирования земной коры // Физика земли. — 2024. — № 4. — С. 76—99. — DOI: 10.31857/S0002333724040068.

Уломов В. И., Данилова Т. И., Медведева Н. С. и др. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. — 2007. — № 7. — С. 21—45. — EDN: IBANMP.

Шебалин П. Н., Гвишиани А. Д., Дзебоев Б. А. и др. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2022. — Т. 507, № 1. — С. 91—97. — DOI: 10.31857/S2686739722601466.

Шнеерсон М. Б. Современные полевые технологии наземной сейсморазведки // Экспозиция Нефть Газ. — 2019. — Т. 71, № 4. — С. 39—42. — DOI: 10.24411/2076-6785-2019-10032.

Alekseevskaya M., Gabrielov A., Gelfand I., et al. Formal morphostructural zoning of mountain territories // Geophysics. — 1977. — Vol. 43, no. 1. — P. 227–233. — EDN: RZYSKP.

Balassanian S., Ashirov T., Chelidze T., et al. Seismic hazard assessment for the Caucasus test area // Annali di Geofizica. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — P. 1139–1151. — EDN: XKHETV.

Bender B., Perkins D. M. SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation // US Geological Survey Bulletin. — 1987. — Vol. 1772. — P. 48.

Cornell C. A. Engineering seismic risk analysis // Bulletin of the Seismological Society of America. — 1968. — Vol. 58, no. 5. — P. 1583–1606.

Dzeboev B. A., Gvishiani A. D., Agayan S. M., et al. System-Analytical Method of Earthquake-Prone Areas Recognition // Applied Sciences. — 2021. — Vol. 11, no. 17. — P. 7972. — DOI: 10.3390/app11177972.

Dzeboev B. A., Karapetyan J. K., Aronov G. A., et al. FCAZ-recognition based on declustered earthquake catalogs // Russian Journal of Earth Sciences. — 2020. — Vol. 20, no. 6. — DOI: 10.2205/2020ES000754.

Dzeboev B. A., Soloviev A. A., Dzeranov B. V., et al. Strong earthquake-prone areas recognition based on the algorithm with a single pure training class. II. Caucasus, $M \geq 6.0$. Variable EPA method // Russian Journal of Earth Sciences. — 2019. — Vol. 19, no. 6. — P. 1–12. — DOI: 10.2205/2019ES000691.

Giardini D. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – 1992/1999 // Annals of Geophysics. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — DOI: 10.4401/ag-3780.

Gómez J. M., Bukchin B., Madariaga R., et al. A study of the Barisakho, Georgia, earthquake of 1992 October 23 from broad-band surface and body waves // Geophysical Journal International. — 1997. — Vol. 129, no. 3. — P. 613–623. — DOI: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb04497.x.

Gorshkov A. I., Novikova O. Estimating the validity of the recognition results of earthquake-prone areas using the ArcMap // Acta Geophysica. — 2018. — Vol. 66, no. 5. — P. 843–853. — DOI: 10.1007/s11600-018-0177-3.

Gorshkov A. I., Soloviev A. A. Recognition of earthquake-prone areas in the Altai-Sayan-Baikal region based on the morphostructural zoning // Russian Journal of Earth Sciences. — 2021. — Vol. 21, no. 1. — DOI: 10.2205/2020ES000751.

Kaftan V. I., Gvishiani A. D., Manevich A. I., et al. An Analytical Review of the Recent Crustal Uplifts, Tectonics, and Seismicity of the Caucasus Region // Geosciences. — 2024. — Vol. 14, no. 3. — P. 70. — DOI: 10.3390/geosciences14030070.

McGuire R. K. MNO-10, Seismic hazard and risk analysis. — Earthquake Engineering Research Institute, 2004.

Musson R. M. W. Probabilistic seismic hazard maps for the North Balkan region // Annals of Geophysics. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — DOI: 10.4401/ag-3772.

Salsabili M., Saeidi A., Rouleau A., et al. Seismic microzonation of a region with complex surficial geology based on different site classification approaches // Geoenvironmental Disasters. — 2021. — Vol. 8, no. 1. — DOI: 10.1186/s40677-021-00198-8.

Ulomov V. I. Seismic hazard of Northern Eurasia // Annali di Geofisica. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — P. 1023–1038.

Vorobieva I. A., Dzeboev B. A., Dzeranov B. V., et al. Integrated Earthquake Catalog of the Ossetian Sector of the Greater Caucasus // Applied Sciences. — 2023. — Vol. 14, no. 1. — P. 172. — DOI: 10.3390/app14010172.

Vorobieva I. A., Grekov E., Krushelnitskii K., et al. High Resolution Seismicity Smoothing Method for Seismic Hazard Assessment // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — P. 1–10. — DOI: 10.2205/2024ES000892.

Vorobieva I. A., Gvishiani A. D., Dzeboev B. A., et al. Nearest Neighbor Method for Discriminating Aftershocks and Duplicates When Merging Earthquake Catalogs // Frontiers in Earth Science. — 2022. — Vol. 10. — DOI: 10.3389/feart.2022.820277.

Yamin L. E., Reyes J. C., Rueda R., et al. Practical seismic microzonation in complex geological environments // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. — 2018. — Vol. 114. — P. 480–494. — DOI: 10.1016/j.soildyn.2018.07.030.

Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2013. — Vol. 118, no. 6. — P. 2847–2864. — DOI: 10.1002/jgrb.50179.

Zaliapin I., Ben-Zion Y. A global classification and characterization of earthquake clusters // Geophysical Journal International. — 2016. — Vol. 207, no. 1. — P. 608–634. — DOI: 10.1093/gji/ggw300.

Russian Journal of Earth Sciences

Seismicity and Seismic Hazard Assessments of the Ossetian Sector of the Greater Caucasus. Review

B. V. Dzeranov[**,1,2], **A. D. Gvishiani**[1,3], **B. A. Dzeboev**[1,2,3], **V. B. Zaalishvili**[1,2], **A. A. Sayapina**[4], **D. A. Melkov**[2], **A. F. Gabaraev**[2], **and N. A. Fomenko**[1]

[1]Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center RAS, Vladikavkaz, Russia
[3]Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[4]North Ossetian branch of Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz, Russia
**Correspondence to: Boris Dzeranov, b.dzeranov@gcras.ru

The article considers the Ossetian sector of the Greater Caucasus from the point of view of studying its seismicity and analyzing seismic hazard assessments previously constructed at all levels of seismic zoning (GSZ, DSZ and SMZ). The areas prone to strong earthquakes identified by pattern recognition methods are discussed. The results of the analysis emphasized the high level of seismic hazard of the foothill and mountainous areas of the region. The description of seismic networks that continuously monitor the region is given. The analysis of the most representative earthquake catalog with a unified magnitude scale that was previously created by the authors, and spatial variations of the magnitude of full registration, showed that the level of registration of seismic events in the east of the Ossetian sector of the Greater Caucasus is still worse than in its central and western parts.

Recieved: 22 September 2024
Accepted: 21 November 2025
Published: 21 February 2025

Keywords: Ossetian sector of the Greater Caucasus, seismicity, seismic hazard, GSZ, DSZ, SMZ, seismic networks, earthquake catalogs, catalog representativeness.

Citation: Dzeranov, B. V., A. D. Gvishiani, B. A. Dzeboev, V. B. Zaalishvili, A. A. Sayapina, D. A. Melkov, A. F. Gabaraev, and N. A. Fomenko (2025), Seismicity and Seismic Hazard Assessments of the Ossetian Sector of the Greater Caucasus. Review, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1004, https://doi.org/10.2205/2025ES000959, EDN: ORHUOZ

© 2025. The Authors.

References

Alekseevskaya M. A., Gabrielov A., Gelfand I., et al. Formal morphostructural zoning of mountain territories // Geophysics. — 1977a. — Vol. 43, no. 1. — P. 227–233. — EDN: RZYSKP.

Alekseevskaya M. A., Gabrielov A. M., Gvishiani A. D., et al. Morphostructural Zoning of Mountainous Countries Based on Formalized Features // Computational Seismology. Issue 10. Recognition and Spectral Analysis in Seismology. — Moscow : Institute for Earthquake Prediction Theory, Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, 1977b. — P. 33–49. — (In Russian).

Aleshin A. S. Seismic microzoning of especially important objects. — Moscow : Svetoch Plus, 2010. — EDN: QKJTGJ ; (in Russian).

Arefiev S. S., Rogozhin E. A., Bykova V. V., et al. Deep structure of the Racha earthquake source zone from seismic tomography data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2006. — Vol. 42, no. 1. — P. 27–40. — DOI: 10.1134/s1069351306010034.

Bagaeva S. S., Chivieva T. V., Sayapina A. A., et al. On seismological monitoring of the oil-field regions of the Chechen Republic // Theory and practice of exploration and petroleum geophysics: collection of scientific papers. Issue 5(10). — Perm : Perm State University, 2022. — P. 26–33. — EDN: QBLBVK ; (in Russian).

Balassanian S., Ashirov T., Chelidze T., et al. Seismic hazard assessment for the Caucasus test area // Annali di Geofizica. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — P. 1139–1151. — EDN: XKHETV.

Bender B., Perkins D. M. SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation // US Geological Survey Bulletin. — 1987. — Vol. 1772. — P. 48.

Cornell C. A. Engineering seismic risk analysis // Bulletin of the Seismological Society of America. — 1968. — Vol. 58, no. 5. — P. 1583–1606.

CR 14.13330.2018. Seismic building design code. — Rosstandart, 2018. — (In Russian).

Dzeboev B. A., Gvishiani A. D., Agayan S. M., et al. System-Analytical Method of Earthquake-Prone Areas Recognition // Applied Sciences. — 2021. — Vol. 11, no. 17. — P. 7972. — DOI: 10.3390/app11177972.

Dzeboev B. A., Gvishiani A. D., Belov I. O., et al. Strong-Earthquake-Prone Areas Recognition Based on an Algorithm with a Single Pure Training Class: I. Altai-Sayan-Baikal Region, $M \geq 6.0$ // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2019a. — Vol. 55, no. 4. — P. 563–575. — DOI: 10.1134/s1069351319040050.

Dzeboev B. A., Karapetyan J. K., Aronov G. A., et al. FCAZ-recognition based on declustered earthquake catalogs // Russian Journal of Earth Sciences. — 2020. — Vol. 20, no. 6. — DOI: 10.2205/2020ES000754.

Dzeboev B. A., Soloviev A. A., Dzeranov B. V., et al. Strong earthquake-prone areas recognition based on the algorithm with a single pure training class. II. Caucasus, $M \geq 6.0$. Variable EPA method // Russian Journal of Earth Sciences. — 2019b. — Vol. 19, no. 6. — P. 1–12. — DOI: 10.2205/2019ES000691.

Gabsatarova I. P. Instrumental parameters of the source of the Kurchaloy earthquake on October 11, 2008 with $K_p = 14.5$, $M_w = 5.8$, $I_0 = 7 - -8$ (Chechen Republic) // Earthquakes of Northern Eurasia, 2008. — Obninsk : GS RAS, 2014. — P. 433–447. — EDN: UDUBWN ; (in Russian).

Gabsatarova I. P., Golovkova L. V., Selivanova E. A. Onii-II earthquake of September 7, 2009 with $K_p = 14.2$, $M_S = 5.8$ (Georgia) // Earthquakes of Northern Eurasia, 2009. — Obninsk : GS RAS, 2015. — P. 325–333. — EDN: WGNFBR ; (in Russian).

Gamburtsev G. A. Fundamentals of Seismic Prospecting. — Moscow : Gostoptekhizdat, 1959. — (In Russian).

Gelfand I. M., Guberman Sh. A., Izvekova M. L., et al. On the criteria of high seismicity // Doklady Akademii nauk SSSR. — 1972. — Vol. 202, no. 6. — P. 1317–1320. — (In Russian).

Gelfand I. M., Guberman Sh. A., Izvekova M. L., et al. Recognition of Locations of Possible Occurrence of Strong Earthquakes. I. Pamir and Tien Shan // Computational Seismology. Vol. 6. Computational and Statistical Methods of Interpreting Seismic Data. — Moscow : Nauka, 1973. — P. 107–133. — (In Russian).

Giardini D. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – 1992/1999 // Annals of Geophysics. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — DOI: 10.4401/ag-3780.

Gómez J. M., Bukchin B., Madariaga R., et al. A study of the Barisakho, Georgia, earthquake of 1992 October 23 from broad-band surface and body waves // Geophysical Journal International. — 1997. — Vol. 129, no. 3. — P. 613–623. — DOI: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb04497.x.

Gorshkov A. I. Recognition of Earthquake Prone Areas in the Alpine-Himalayan Belt // Computational Seismology. Issue 40. Earthquake Prediction Algorithms. — Moscow : KRASAND, 2010. — (In Russian).

Gorshkov A. I., Novikova O. Estimating the validity of the recognition results of earthquake-prone areas using the ArcMap // Acta Geophysica. — 2018. — Vol. 66, no. 5. — P. 843–853. — DOI: 10.1007/s11600-018-0177-3.

Gorshkov A. I., Soloviev A. A. Recognition of earthquake-prone areas in the Altai-Sayan-Baikal region based on the morphostructural zoning // Russian Journal of Earth Sciences. — 2021. — Vol. 21, no. 1. — DOI: 10.2205/2020ES000751.

Gvishiani A. D., Agayan S. M., Dzeboev B. A., et al. Recognition of strong earthquake-prone areas with a single learning class // Doklady Earth Sciences. — 2017. — Vol. 474, no. 1. — P. 546–551. — DOI: 10.1134/S1028334X17050038.

Gvishiani A. D., Dzeranov B., Skorkina A., et al. World Seismic Networks and Earthquake Catalogs // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — P. 1–22. — DOI: 10.2205/2024es000901. — (In Russian).

Gvishiani A. D., Gorshkov A. I., Kosobokov V. G., et al. Morphostructures and earthquake sites of the Greater Caucasus // Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli. — 1986. — No. 9. — P. 54–55. — EDN: RZYRUL ; (in Russian).

Gvishiani A. D., Gorshkov A. I., Rantsman E. Ya., et al. Prediction of earthquake locations in regions of moderate seismicity. — Moscow : Nauka, 1988. — (In Russian).

Gvishiani A. D., Kaftan V. I., Krasnoperov R. I., et al. Geoinformatics and Systems Analysis in Geophysics and Geodynamics // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2019. — Vol. 55, no. 1. — P. 33–49. — DOI: 10.1134/s1069351319010038.

Gvishiani A. D., Soloviev A. A., Dzeboev B. A. Problem of Recognition of Strong-Earthquake-Prone Areas: a State-of-the-Art Review // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2020. — Vol. 56, no. 1. — P. 1–23. — DOI: 10.1134/s1069351320010048.

Kaftan V. I., Gvishiani A. D., Manevich A. I., et al. An Analytical Review of the Recent Crustal Uplifts, Tectonics, and Seismicity of the Caucasus Region // Geosciences. — 2024. — Vol. 14, no. 3. — P. 70. — DOI: 10.3390/geosciences14030070.

Kerimov I. A., Gaysumov M. Ya., Badaev S. V. Strong Earthquakes in Chechnya and Ingushetia in the 18th and 20th Centuries // Grozny Natural Science Bulletin. — 2017. — 1(5). — P. 41–54. — EDN: YZBAKT ; (in Russian).

Kotlyakov V. M., Rototaeva O. V., Nosenko G. A., et al. Karmadon Catastrophe: What Happened and What We Should Wait for in Future. — Moscow : Kodeks, 2014. — EDN: UHBCSV ; (in Russian).

Manevich A. I., Dzeboev B. A., Gvishiani A. D., et al. Development of the deformation GNSS monitoring network for the eastern branches of the Vladikavkaz fault // Geology and Geophysics of Russian South. — 2024. — Vol. 14, no. 3. — DOI: 10.46698/q3386-6383-8155-b. — (In Russian).

McGuire R. K. MNO-10, Seismic hazard and risk analysis. — Earthquake Engineering Research Institute, 2004.

Musson R. M. W. Probabilistic seismic hazard maps for the North Balkan region // Annals of Geophysics. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — DOI: 10.4401/ag-3772.

New catalogue of strong earthquakes on the territory of the USSR from ancient times to 1975 / ed. by N. V. Kondorskaya, N. V. Shebalin. — Nauka, 1977. — (In Russian).

Ovsyuchenko A. N., Larkov A. S., Andreeva N. V., et al. Seismotectonics of sources of strong earthquakes in the Caucasus: Results of studies by Evgeny Alexandrovich Rogozhin // Russian Journal of Seismology. — 2023. — Vol. 5, no. 3. — P. 28–44. — DOI: 10.35540/2686-7907.2023.3.02. — (In Russian).

Ovsyuchenko A. N., Marakhanov A. V., Novikov S. S., et al. Seismotectonic studies of the Vladikavkaz active fault zone in the Republic of North Ossetia – Alania // Vestnik Vladikavkaz Scientific Center. — 2008. — Vol. 8, no. 3. — P. 37–49. — (In Russian).

Panov V. D., Il'ichev Yu. G., Lur'e P. M. Ice Avalanche of 2002 in the Mountains of Northern Ossetia // Russian Meteorology and Hydrology. — 2002. — No. 12. — P. 69–72. — EDN: PJKNYX.

Papalashvili V. G., Varazanashvili O. Sh., Gogmachade S. A., et al. Racha-Dzhava earthquake of April 29, 1991 // Earthquakes in the USSR in 1991. — Moscow : O.Yu. Schmidt Institute of Physical Geophysics of the Russian Academy of Sciences, 1997. — P. 18–25. — (In Russian).

Reisner G. I., Ioganson L. I. Complex typification of the earth's crust as a basis for solving fundamental and applied problems // Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. — 1997. — Vol. 72, no. 3. — P. 5–13. — (In Russian).

Rogozhin E. A. Modern Geodynamics and Potential Earthquake Foci of the Caucasus Region // Modern Mathematical and Geological Models of the Natural Environment. — Moscow : OIPE RAS, 2002. — P. 244–254. — (In Russian).

Rogozhin E. A. WHO zones and their characteristics for the territory of the Republic of North Ossetia – Alania // Innovative technologies for sustainable development of mountain territories: Proceedings of the VI International Conference. May 28-30, 2007. — Vladikavkaz : Terek, 2007. — P. 238. — (In Russian).

Rogozhin E. A. Seismotectonics of the Central Sector of the Greater Caucasus as a Basis for Seismic Monitoring and Seismic Hazard Assessment // Vestnik Vladikavkaz Scientific Center. — 2009. — Vol. 9, no. 4. — P. 16–22. — EDN: PZJNJX ; (in Russian).

Rogozhin E. A., Gurbanov A. G., Marakhanov A. V., et al. On the relationship between the manifestations of earthquakes, volcanism and catastrophic pulsations of glaciers in North Ossetia in the Holocene // Vestnik Vladikavkaz Scientific Center. — 2004. — Vol. 4, no. 3. — P. 41–50. — (In Russian).

Rogozhin E. A., Lutikov A. I., Ovsyuchenko A. N. The Detailed Assessment of the Seismic Risk in the Territory of North Caucasus // Earthquake-resistant construction. Safety of structures. — 2013. — No. 5. — P. 14–19. — EDN: RDLYOF ; (in Russian).

Rogozhin E. A., Reisner G. I., Ioganson L. I. Assessment of the Seismic Potential of the Greater Caucasus and the Apennines by Independent Methods // Modern Mathematical and Geological Models in Applied Geophysics Problems: Selected Scientific Works. — Moscow : O.Yu. Schmidt Institute of Physical Geophysics of the Russian Academy of Sciences, 2001. — P. 279–300. — (In Russian).

Salsabili M., Saeidi A., Rouleau A., et al. Seismic microzonation of a region with complex surficial geology based on different site classification approaches // Geoenvironmental Disasters. — 2021. — Vol. 8, no. 1. — DOI: 10.1186/s40677-021-00198-8.

Sayapina A. A., Chivieva T. V., Pyatunin M. S. About the expanding of the seismic observation network on the territory of the Republic of North Ossetia – Alania // Vestnik Vladikavkaz Scientific Center. — 2023. — No. 4. — P. 81–87. — DOI: 10.46698/VNC.2023.56.33.001. — (In Russian).

Sdelnikova I. A., Sayapina A. A., Gabsatarov Yu. V., et al. Satellite Geodynamic Observations on the Territory of the Republic of North Ossetia – Alania // Modern Problems of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus. Proceedings of the XIII All-Russian Scientific and Technical Conference with International Participation. —

Moscow : S.I. Vavilov Institute for the History of Natural Science, Technology, Russian Academy of Sciences, 2023. — DOI: 10.26200/GSTOU.2023.85.41.048. — (In Russian).
Shebalin P. N., Gvishiani A. D., Dzeboev B. A., et al. Why Are New Approaches to Seismic Hazard Assessment Required? // Doklady Earth Sciences. — 2022. — Vol. 507, no. 1. — P. 930–935. — DOI: 10.1134/s1028334x22700362.
Shneerson M. B. Modern onshore seismic acquisition // Oil Gas Exposure. — 2019. — Vol. 71, no. 4. — P. 39–42. — DOI: 10.24411/2076-6785-2019-10032. — (In Russian).
Soloviev A. A., Gvishiani A. D., Gorshkov A. I., et al. Recognition of earthquake-prone areas: Methodology and analysis of the results // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2014. — Vol. 50, no. 2. — P. 151–168. — DOI: 10.1134/s1069351314020116.
Soloviev A. A., Novikova O. V., Gorshkov A. I., et al. Recognition of potential sources of strong earthquakes in the Caucasus region using GIS technologies // Doklady Earth Sciences. — 2013. — Vol. 450, no. 2. — P. 658–660. — DOI: 10.1134/S1028334X13060159.
Soloviev Al. A., Gorshkov A. I., Soloviev An. A. Application of the data on the lithospheric magnetic anomalies in the problem of recognizing the earthquake prone areas // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2016. — Vol. 52, no. 6. — P. 803–809. — DOI: 10.1134/S1069351316050141.
Tatarinov V. N., Kaftan V. I., Manevich A. I., et al. Neotectonic Evolution of the Caucasus: Recent Vertical Movements and Mechanism of Crustal Deformation // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2024. — Vol. 60, no. 4. — P. 585–603. — DOI: 10.1134/S1069351324700630.
The Kolka Glacier: Past, Present, Future / ed. by Yu. G. Leonov, V. B. Zaalishvili. — Vladikavkaz : Center for Geophysical Research of the VSC RAS, the Republic of North Ossetia – Alania, 2014. — EDN: UAKXFB ; (in Russian).
Ulomov V. I. Seismic hazard of Northern Eurasia // Annali di Geofisica. — 1999. — Vol. 42, no. 6. — P. 1023–1038.
Ulomov V. I., Danilova T. I., Medvedeva N. S., et al. Assessment of seismic hazard in the North Caucasus // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2007. — Vol. 43, no. 7. — P. 559–572. — DOI: 10.1134/S1069351307070051.
Verpakhovskaya A. O., Pilipenko V. N. Kinematic migration for determination of velocity model of the medium while solving practical problems of seismic exploration // Geofizicheskiy Zhurnal. — 2018. — Vol. 40, no. 6. — P. 52–67. — DOI: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151007. — (In Russian).
Vorobieva I. A., Dzeboev B. A., Dzeranov B. V., et al. Integrated Earthquake Catalog of the Ossetian Sector of the Greater Caucasus // Applied Sciences. — 2023. — Vol. 14, no. 1. — P. 172. — DOI: 10.3390/app14010172.
Vorobieva I. A., Grekov E., Krushelnitskii K., et al. High Resolution Seismicity Smoothing Method for Seismic Hazard Assessment // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — P. 1–10. — DOI: 10.2205/2024ES000892.
Vorobieva I. A., Gvishiani A. D., Dzeboev B. A., et al. Nearest Neighbor Method for Discriminating Aftershocks and Duplicates When Merging Earthquake Catalogs // Frontiers in Earth Science. — 2022. — Vol. 10. — DOI: 10.3389/feart.2022.820277.
Yamin L. E., Reyes J. C., Rueda R., et al. Practical seismic microzonation in complex geological environments // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. — 2018. — Vol. 114. — P. 480–494. — DOI: 10.1016/j.soildyn.2018.07.030.
Zaalishvili V. B. Physical bases of seismic microzoning. — Moscow : OIPE RAS, 2000. — EDN: RJATBD ; (in Russian).
Zaalishvili V. B. Seismic Microzonation of Urban Territories, Settlements and Large Construction Sites. — Moscow : Nauka, 2009. — EDN: PWRPGJ ; (in Russian).
Zaalishvili V. B., Dzeranov B. V., Gabaraev A. F. Seismic Hazard Assessment of the Territory and Construction of Probability Maps // Geology and Geophysics of the South of Russia. — 2011. — No. 1. — P. 48–58. — (In Russian).
Zaalishvili V. B., Mel'kov D. A. Features of the Stone-Ice Avalanche in the Region of Devdorak Glacer on May 17, 2014 on the Instrumental Data of the Karmadon Parametric Range // Geology and Geophysics of Russian South. — 2017. — No. 4. — P. 39–47. — DOI: 10.23671/vnc.2017.4.9524. — (In Russian).
Zaalishvili V. B., Melkov D. A., Gabeeva I. L., et al. Seismic Microzoning of Vladikavkaz City Territory // Earthquake-resistant construction. Safety of structures. — 2012. — No. 1. — P. 49–58. — EDN: QJGQXJ ; (in Russian).
Zaalishvili V. B., Nevskaya N. I., Mel'kov D. A. Instrumental geophysical monitoring in the territory of northern Caucasus // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2014. — Vol. 50, no. 2. — P. 263–272. — DOI: 10.1134/s1069351314020128.
Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2013. — Vol. 118, no. 6. — P. 2847–2864. — DOI: 10.1002/jgrb.50179.
Zaliapin I., Ben-Zion Y. A global classification and characterization of earthquake clusters // Geophysical Journal International. — 2016. — Vol. 207, no. 1. — P. 608–634. — DOI: 10.1093/gji/ggw300.
Zamyatin A. L. Increasing the information content of geological environment research based on ground penetrating radar sounding // Mining information and analytical bulletin. — 2006. — No. 6. — P. 130–132. — EDN: HZOOBN ; (in Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Geoinformation Analysis of Regional Climatic Changes in the Central and Western Russian Arctic for Railway Development

A. G. Kostianoy[1,2,3], A. D. Gvishiani[1,4], I. N. Rozenberg[5], R. I. Krasnoperov[1], S. A. Gvozdik[*1,6], S. A. Lebedev[1], I. M. Nikitina[1], I. A. Dubchak[5], O. O. Shevaldysheva[1], V. N. Sergeev[1], and G. A. Gvozdik[1]

[1] Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[3] S. Yu. Witte Moscow University, Moscow, Russia
[4] Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[5] Russian University of Transport, Moscow, Russia
[6] Department of Earth and Environmental Sciences, University of Milano-Bicocca, Milan, Italy
* **Correspondence to:** Sofia Gvozdik, s.gvozdik@gcras.ru

Abstract: The Arctic Zone of the Russian Federation is characterized by the rapid growth of the mining industry, aimed at the extraction of oil, gas, coal, and ores, including rare earth metals. Railways are essential in the transportation of these resources to different regions of Russia for processing and export. Part of the cargo delivery is performed via the Arctic ports connected to the railway network. Rapid climate change, including regional climate warming, is among the compromising factors for the operation of the Arctic transport infrastructure. System analysis of climatic processes and assessment of potential hazards that they may induce requires adequate geoinformation support. This paper presents the results of spatio-temporal variability analysis of various hydrometeorological parameters for selected railway mainlines within the Arctic region. For this purpose, a new geoinformation method based on the Hovmöller diagrams was elaborated. This tool is useful for representing climate dynamics along the specified railway mainlines over several decades. It allows us to determine railway sections affected by anomalous climatic conditions on the variable time scale. The presented Hovmöller diagrams proved to be an efficient instrument for the regional climate change representation. It might be quite useful for railway infrastructure maintenance, planning, operation, and adaptation.

Keywords: Climate change, Russian Arctic, railway development, hydrometeorological parameters, GIS, Hovmöller diagrams, railway mainline analysis, transportation.

Citation: Kostianoy, A. G., A. D. Gvishiani, I. N. Rozenberg, R. I. Krasnoperov, S. A. Gvozdik, S. A. Lebedev, I. M. Nikitina, I. A. Dubchak, O. O. Shevaldysheva, V. N. Sergeev, and G. A. Gvozdik (2025), Geoinformation Analysis of Regional Climatic Changes in the Central and Western Russian Arctic for Railway Development, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1005, EDN: OAMXSW, https://doi.org/10.2205/2025es000956

Research Article

Received: 26 November 2024
Accepted: 19 December 2024
Published: 28 February 2025

Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

The Arctic zone of the Russian Federation (AZRF) is an interesting region in terms of its industrial and socio-economic development. Its area is about 4.2 million km^2. Here, indigenous peoples coexist, oriented toward preserving their traditional way of life, alongside rapidly developing modern projects interlinking industrial, tourism, and transportation growth. Severe weather conditions, climate change, and other features in the region impose constraints and demand heightened attention in conducting any activity [*Yagova et al.*, 2023; *Zonn et al.*, 2016, 2017]. The region's economic development is closely associated with the extraction of natural resources (oil, gas, coal, ores).

The Arctic contributes 15–20% to Russia's gross domestic product (GDP) [*Kovalenko and Sibileva*, 2023]. High transportation expenses considerably impede the advancement of remote northern regions, notwithstanding their abundant natural resources. The estimated share of freight traffic through the Northern Sea Route related to transporting these resources is 183.78 million tons by 2035, out of a total volume of 238.11 million tons. These aspects and "north delivery" practically account for 100% of the region's freight traffic through the Northern Sea Route [*Decree..., 2022*]. According to data in Transport of Russia [*Ministry..., 2023*], in 2022, railways accounted for 2639.4 billion ton-kilometers in total in Russia, which is 86.5% of the total cargo turnover by all modes of transport (excluding pipelines).

Many works note the impact of changes in climatic parameters on both planned railways and existing ones. For example, the effects of extreme temperatures on urban railway infrastructure assets are widely described in the work of Garmabaki [*Garmabaki et al.*, 2024]. The study of climate change in railway areas is also considered using various models to create climate characteristics to determine the associated risks. For example, the approach of integrating meteorological parameters and operational factors to predict the degree of impact of various climate parameters on railway infrastructure [*Kasraei et al.*, 2024].

As shown in [*Gvishiani et al.*, 2023b,c], climatic changes in the Western and Central parts of the Russian Arctic are not uniform. Overall, warming in the Arctic region occurs at a rate of 2–3 times faster than the global average. Despite the Earth's general warming by approximately 0.8 °C, the Arctic has experienced a warming of up to 3 °C [*Overland et al.*, 2014]. According to [*Post et al.*, 2019], if the Earth's temperature rises by 2 °C, Arctic warming could reach an average of 4 °C, and during winter periods, it could reach up to 7 °C by 2100.

These changes have implications for the ecological, social, and economic systems of the region. Climate warming widens the scope for industrial activities and extends the available shipping periods by water transport. On the other hand, Arctic warming brings a range of negative consequences. It may lead to an increase in water levels and precipitation, intensification of stormy and wave activity, and permafrost degradation [*Kattsov*, 2022]. This will place greater stress on the existing infrastructure, including transportation networks [*Kostianaia and Kostianoy*, 2023].

The paper considers selected lines of the main railway lines that have access to the promising ports of the Northern Sea Route, forming together a common logistics system (Figure 1). To select and correctly display the railway lines and major ports, the "Atlas of Railway lines" created by the Research and Design Institute of Informatization, Automation and Communications in Railway Transport (Moscow, Russia) and the Decree on Arctic Development Trends [*Decree..., 2014*; *Rozenberg et al., 2019*] were used (see Figure 1).

One significant inference drawn from the investigations conducted by [*Gvishiani et al.*, 2023b,c] is that climate warming, along with alterations in other meteorological factors within the studied region, exhibits substantial irregularity on both temporal (monthly) and spatial scales, including variations along individual railway segments. It became clear that it is necessary to thoroughly study the climatic parameters along each railway section using so-called Hovmöller diagrams. The performed analysis has shown significant spatial and temporal heterogeneity of the considered parameters variability during the past 40 years.

The present study examines the changes in climate parameters (air temperature, atmospheric precipitation, wind speed, soil temperature, soil moisture content, air humidity, and snow thickness for 1980–2021) along the 7 major railway mainlines in the North-Western part of Russia (Table 1). This was done using the Hovmöller diagrams, which proved to be a very useful tool for such analysis.



Figure 1. Physical-geographical scheme of the study region. Dashed lines show the main railways. Yellow and red dashed lines show the location of the existing and planned railways studied in the present paper.

Table 1. Characteristics of the examined mainlines (see Figure 1 for location)

Examined lines	Total length of lines, km	Main railway	Cargo in 2023 by main railway, million tons
St. Petersburg–Murmansk	1385	Oktyabrskaya Railway	101.9 [*Russian Railways*, 2024b]
Yaroslavl–Arkhangelsk	833	Northern Railway	56.8 [*Russian Railways*, 2024a]
Kirov–Vorkuta–Salekhard	1621	Northern Railway	56.8 [*Russian Railways*, 2024a]
Saint Petersburg–Perm	1563	Sverdlovsk Railway / Gorky Railway	143.3 [*Russian Railways*, 2024c]
Tyumen–Novy Urengoy–Yamburg	1596	Sverdlovsk Railway	143.3 [*Russian Railways*, 2024c]
Yekaterinburg–Serov–Priobye	895	Sverdlovsk Railway	143.3 [*Russian Railways*, 2024c]
Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka (under construction)	1269	Northern Latitudinal Railway	–

2. Data and Methods

2.1. MERRA-2 Reanalysis

The research was based on the MERRA-2 reanalysis which was effectively used to analyze regional climate change in the AZRF [*Gvishiani et al.*, 2023b,c]. The following monthly averaged meteorological parameters were considered: air temperature, atmospheric precipitation, wind speed, soil temperature, soil moisture content, air humidity, and snow thickness for 1980–2021.

The MERRA-2 reanalysis is the large catalog of climatic and meteorological data, which was recollected and reprocessed from the previous version – MERRA. Initiated by NASA's Global Modeling and Assimilation Office (GMAO), it aims to obtain and analyze historical meteorological and climatological data that was compiled over the last 40 years. The original MERRA project, starting in 1979, synthesized satellite measurements into a unified climate catalog. Discontinued in 2016 due to limitations, MERRA-2 emerged to ensure continuous near real-time climate monitoring, enhancing sensors and models [*Gelaro et al.*, 2017; *Ma et al.*, 2021]. MERRA-2 reanalysis data is an example of Big Data in Earth Science that is openly accessible to the global community, following the FAIR paradigm [*Gvishiani et al.*, 2021, 2022, 2023a; *Rybkina et al.*, 2018].

MERRA-2, an advanced atmospheric data collection, features upgraded equipment for measuring parameters and offers comprehensive temporal coverage since 1980. It emphasizes integrated methodologies to ensure data precision. The compilation process involves complex steps like data collection, assimilation, and validation [*Ma et al.*, 2021].

Satellite observations, utilizing instruments like CrIS (Cross-Track Infrared Sounder) and ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder), provide insights into air temperature and humidity at various altitudes [*Han et al.*, 2013; *Kim et al.*, 2014]. Modern precipitation measurement, incorporating radar satellite technology, enhances global atmospheric circulation models. MERRA-2 also utilizes surface data from GHCN (Global Historical Climatology Network) and CAMS (Climate Anomaly Monitoring System) [*Bosilovich et al.*, 2016; *Chen et al.*, 2002]. Specialized thermometers and remote sensing methods measure soil temperature, while soil moisture data are obtained through SMAP (Soil Moisture Active Passive Observatory) satellite observations [*Dee and da Silva*, 2003; *Ma et al.*, 2021]. MERRA-2 employs normalized pseudo relative humidity for consistent atmospheric water content depiction. Snow cover thickness measurements consider snow characteristics and are presented with various adjustments [*Bosilovich et al.*, 2016]. A more detailed description of specific observational and processing systems could be found in our previous works [*Gvishiani et al.*, 2023b,c].

2.2. Hovmöller Diagrams

The Hovmöller diagrams are a convenient data representation for simultaneous analysis of spatial and temporal variability of various parameters for linear spatial objects. Such a chart was first described by Ernest Aabo Hovmöller (1912–2008), a Danish meteorologist, in 1949. He introduced a special type of meteorological diagram showing the longitude and intensity of cyclonic and anticyclonic systems in middle latitudes as a function of time [*Hovmöller*, 1949].

For decades the Hovmöller diagrams served for climatologists for the analysis of spatio-temporal variability of meteorological data [*Hovmöller*, 1949]. The original diagrams are plotted as follows. Time is usually recorded along the horizontal axis, while longitude, latitude, depth, height, pressure, etc. are plotted along the vertical axis. The alternate orientation of axes may also be used. The contour values of one of the physical or meteorological parameters may be presented through color or shading on this plot.

Definition 1. Extending the notion [*Hovmöller*, 1949] we can present a Hovmöller diagram as a function of two variables (1):

$$H_p = f(s,t), \tag{1}$$

where s is a parameter that takes values along a certain direction or line on a plane, t is time, and f is a 3D surface, represented by color or shading.

The domain of s is limited by the range of possible values of the plotted parameter (temperature, pressure, precipitation, etc.), and t is limited by the time interval for which the data for the parameter are available. The range of the function f is the space of qualitative or quantitative characteristics of the plotted parameter. The effective interpretation of the range of the function f is a color palette (e.g., from red – "dry" to blue – "wet" for precipitation, Figure 2) or a shading scheme for black and white schemes.

Such diagrams have been used for a long time to analyze climate change. *Jury et al.* [1991] have described wave-organized convective features in the Southwest Indian Ocean using Hovmöller composites of satellite imagery. *Chang and Orlanski* [1993] depicted the eddy vertical mean kinetic energy on Hovmöller diagrams and also showed the meridional component of the wind at 300 hPa. *Astafyeva and Rayev* [2009] have studied the Earth's radio-thermal field and the distribution of moisture and water storage in the troposphere based on similar spatial and temporal diagrams. For this purpose, the authors plotted the displacement of the most intense part of the intertropical convergence zone over the Atlantic for the period 1999–2005 along the 30°W meridian. The years were plotted along the horizontal axis and the latitude in degrees along the vertical axis. *Hocke and Kämpfer* [2009] have used atmospheric and oceanic reanalysis data for the past 60 years for the construction of the time latitude cross sections which inform about temporal and latitudinal variability, changes, and meridional circulation of the climate system on time scales from years to decades. *Shokurov and Germankova* [2015] used the diagrams of spatial and temporal variability to model the propagation of the gravity current in the compressible atmosphere. The diagram allowed them to describe the evolution of the potential temperature perturbation at 100 m in an experiment with an initial height of the cold region of 2 km. The propagation of the gravity current front was represented as a clear boundary separating air masses with different potential temperatures. In [*Prants*, 2021], Hovmöller diagrams were used to study the peculiarities of formation and behavior of synoptic anticyclonic eddies of deep-sea troughs. Hovmöller diagrams were also used by *Rankova et al.* [2022] to study the peculiarities of the temperature regime near the Earth's surface in 2021. In this work, the features of global warming were considered in the form of two-dimensional diagrams, where months were plotted on the horizontal axis and years on the vertical axis. Such a representation facilitated the study in detail of the changes in the surface temperature regime during the selected time interval.

The authors presume that the presented research is the first case of using the Hovmöller diagrams for the analysis of regional climate change along railways, which may have any orientation in space, any form, and any curvature. As a rule, parameters are analyzed either along parallels and meridians or for average values of a parameter over the whole selected study area. For railway construction, elevation profiles are often used, where the horizontal axis shows the kilometers of the selected railway line and the vertical axis shows the elevation. However, according to the results of the scientific literature search, the Hovmöller diagrams showing changes in climate parameters along the railway over time have not been previously constructed for railways. This paper uses the Hovmöller diagrams to study the spatial and temporal variability of hydrometeorological parameters along the selected main railways. The diagrams were compiled for the selected railway mainlines, see Table 1. This provides a more detailed analysis of climate behavior regarding railway stations and an assessment of the influence of climatic parameters on the railway functioning at a particular point. This new methodology can be regarded as our know-how. Hovmöller diagrams in their modern interpretation can be used as an efficient tool in geoinformatics, which is successfully used to solve problems in geophysics, geodynamics, climatology, and other disciplines of the Earth sciences domain [*Gvishiani et al.*, 2019].

The process of preparing the source data for the diagrams can be divided into several main stages: compiling a database for each climatic parameter for each railway line, combining the data into a single file, creating the final image, and subsequent processing. Golden Software Surfer was chosen as the main tool for creating Hovmöller diagrams [*Golden Software LLC*, 2024].

At the initial processing stage, shapefile (.shp) format GIS-compatible files containing coordinates of points along the railway line are generated. A smaller discretization step than the original MERRA-2 resolution was set to enhance field trend detail and consider track curvature. Sampling was performed at intervals of 5–10 km. Each shapefile was then used to sample monthly average hydrometeorological parameter values from a general dataset, resulting in files with discretization for each month. Data sampling was facilitated using a software module developed with Golden Software Surfer's Grid Slice function [*Golden Software LLC*, 2024]. The program automatically extracted values along the specified line from initial raster files, saving the results in .dat format. For each combination of climatic parameters and railway mainlines, were computed 504 files. Subsequent postprocessing was carried out using a specialized Python script. This script combined monthly files for selected railways and selected parameters into a unified database. These databases were subsequently converted through encoding modifications into files suitable for Hovmöller diagrams.

The third step involved constructing a single raster illustrating climatic parameter changes along the railway over time. Notably, the horizontal interval did not always align with the initial data grid, and the interval along the line was measured in kilometers. The minimum curvature gridding method was selected for constructing Hovmöller diagrams [*Surfer Help*, 2024]. This gridding method minimizes distortion in the interpolation area and represents data with maximum accuracy. The spatial resolution of the compiled diagrams is 15 km.

The obtained raster files were processed in the Surfer software package. For each climatic parameter, the color palette was set the same as in the schemes of climatic parameters (Table 2) used in [*Gvishiani et al.*, 2023b,c]. This provides a comprehensive analysis of changes in hydrometeorological parameters for the entire study area, as well as separately for each railway mainline.

Table 2. Description of color palette

#	Parameter	Data limits	Color palette (min–max)
1	Air temperature	−26 to +25 °C	blue–white–red
2	Total precipitation	0 to 270 mm	red– yellow– blue
3	Wind speed	0 to 5 m/s	white–purple–blue
4	Soil temperature	−12 to +22 °C	blue–yellow–red
5	Soil moisture	18 to 44%	yellow–red–purple
6	Air humidity	0 to 14 g/kg	yellow–green–blue
7	Snow cover thickness	0 to 1.2 m	orange–green–purple

At this stage, the diagrams are ready for compilation into a single atlas and further analysis. Depending on the task, the diagram can be made more or less detailed on the vertical axis (t – time). Thus, if it is necessary to assess a parameter monthly variability along the railway track, the diagram is made for the specified year (Figure 2). In addition to analyzing changes in climatic parameters over time along the entire railway line, Hovmöller diagrams are convenient for estimating changes at different points on the railway at the same time. For example, from the beginning of July till August 2017 (Figure 2), low precipitation (10–20 mm) was recorded along almost the entire length of the railway, but the section of the railway from Igarka to Dudinka was more humid (30–40 mm of precipitation). Then, if it is necessary to analyze changes in the parameter over several years, there were diagrams for periods of not only one year but also 5 years. Displaying a longer period, e.g., 40 years, on the vertical axis provides an overall analysis of the change in the climatic parameters along the railway mainline over a long period. Such a graph is an apparent representation of climate warming or cooling, how chosen parameters change in a specified region over several decades, and whether there is a shift of seasons over time.

As a result, the entire Hovmöller diagram construction algorithm can be divided into several main stages:

1. Selecting a database considering the required catalog resolution (both in space and time). Defining the lines of interest along which the diagrams will be constructed.
2. Compiling a catalog, where a separate file is created for each time slice along the profile.
3. Combining files for each time slice into single files for each profile and each climatic parameter into `.grd` format files.
4. Formatting the resulting files into ready-made diagrams.

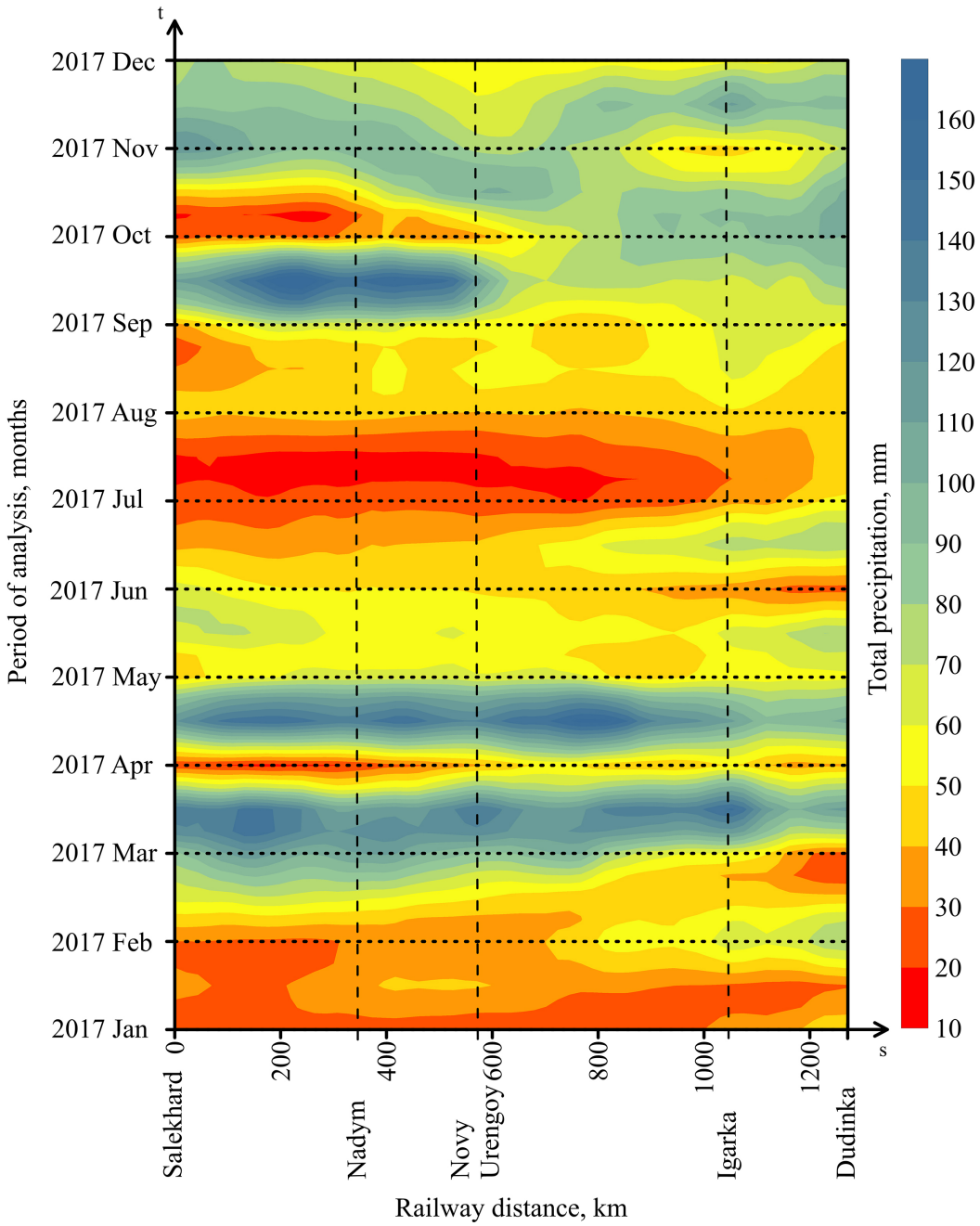


Figure 2. Hovmöller diagram of temporal variability of total atmospheric precipitation along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period January–December 2017.

3. Results

3.1. Hovmöller Diagrams for Railway Sections

In this article, we present the results of the analysis of Hovmöller diagrams of temporal variability of different hydrometeorological parameters along the seven-railway main lines, mentioned in the Introduction. In total, 49 diagrams have been constructed (7 railway lines by 7 meteo parameters), but in the paper, we demonstrate 7 of them which present the St. Petersburg–Murmansk mainline (Figs. 3–9) and additionally provide some interesting findings about other mainlines. To reduce the number of figures in the paper, the appropriate diagrams were presented in the Appendix A.

3.1.1. Air Temperature

At the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline there is an evident increase in air temperature, which is not linear, but from year to year we observe that the Hovmöller diagram becomes redder (Figure 3). It means that at any point of the distance from Saint-Petersburg to Murmansk and in any season all months get to be warmer and warmer. For instance, the summer of 2010 which was the hottest during the previous decades, seems not to be very exceptional in comparison with the next summers in terms of the length of the warm period of the year and its temperature values. In general, air temperature decreases towards the north (Murmansk), and we did not find any exceptional (in terms of air temperature behavior) regions at this line.

So, for example, for the railway mainline Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka, which is under construction (see Figure 1 for location), the Hovmöller diagram of air temperature from 2017 to 2021 (Figure A1, Appendix A) shows that: (1) the winter of 2020–2021 was significantly colder than in previous years; (2) the area to the east of Novy Urengoy is significantly colder in winter than the western section of the railway line; (3) the summer of 2019 was warmer than other years; (4) in the summer of 2020, the air temperature in the section between 700 and 1200 km of the track was higher than in the western section of the track; (5) in the summer of 2021, on the contrary, maximum temperatures were observed on the western section of the route, gradually decreasing from Salekhard to 900 km of the route.

3.1.2. Total Precipitation

The variability of the total precipitations in Figure 4 shows the spatio-temporal variability of monthly mean total atmospheric precipitation along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline. The diagram displays significant heterogeneity in time and along the distance from Saint-Petersburg to Murmansk. We do not observe evident drying or wetting of this region, but during years with significant positive or negative anomalies of precipitation, this occurs very irregularly along the railway and in time. Again, we did not find any exceptional (in terms of precipitation behavior) regions at this line.

Hovmöller diagram of temporal variability of total precipitation along the Kirov–Vorkuta–Salekhard railway mainline displays significant heterogeneity in time and along the distance from Kirov to Vorkuta (Figure A2, Appendix A). This is similar to the same diagram for the railway line between Saint-Petersburg and Murmansk (Figure 4). But we could detect a region between Pechora (1050 km) and about 1300 km where, in general, atmospheric precipitation is more intense. The second specific region is located between about 1500 km and Salekhard where total precipitation is an average low.

Analysis of the spatio-temporal variability of total precipitation Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka (Figure A3, Appendix A) showed that: (1) the spatio-temporal variability of precipitation on a given railway is very heterogeneous both in space and time; (2) minimal precipitation was observed in the winter of 2017/2018 and 2020/2021, and in the latter case from Salekhard to Novy Urengoy this period lasted from October 2020 to April 2021, and between Igarka and Dudinka – from December 2020 to April 2021; (3) the most wet periods (both in magnitude and duration) were observed in 2019, 2020 and 2021, with the highest precipitation values were in the western part of the road, and 2020 –

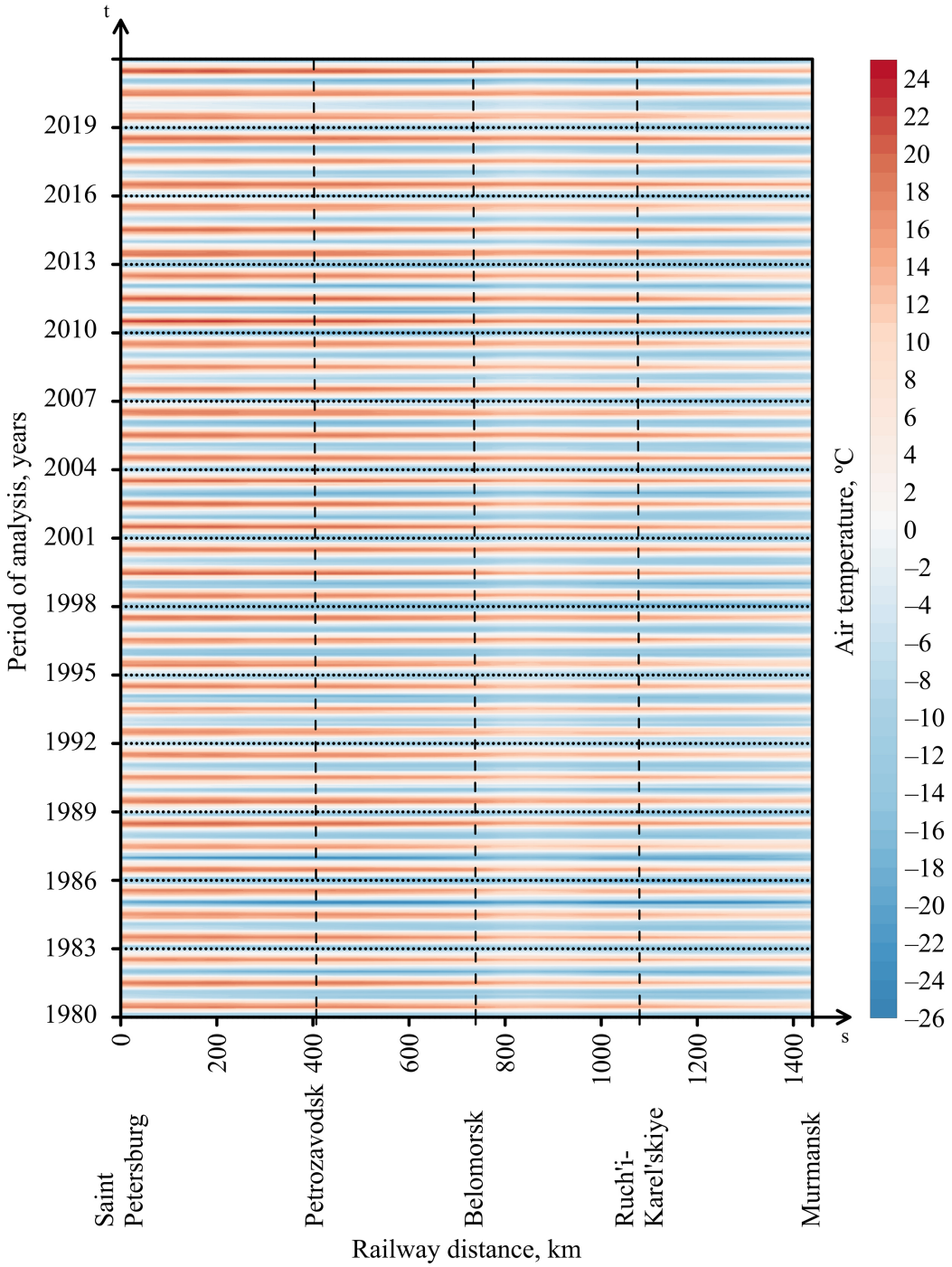


Figure 3. Hovmöller diagram of temporal variability of air temperature along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

in the eastern part; (4) in certain years, the wettest period may be briefly interrupted by a minimum of precipitation, for example, in July 2017 along the entire railway line, in July 2018 only in the section from Salekhard to Novy Urengoy, in July 2019, on the contrary, only from Novy Urengoy to Dudinka, in July 2020, only in the section from Salekhard to approximately 500 km of the track, and in 2021, the wet period was not interrupted at all.

3.1.3. Wind Speed

The spatio-temporal variability of monthly mean wind speed at Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline is presented in Figure 5. There is an evident seasonal variability of wind speed with a maximum in wintertime. The diagram displays significant

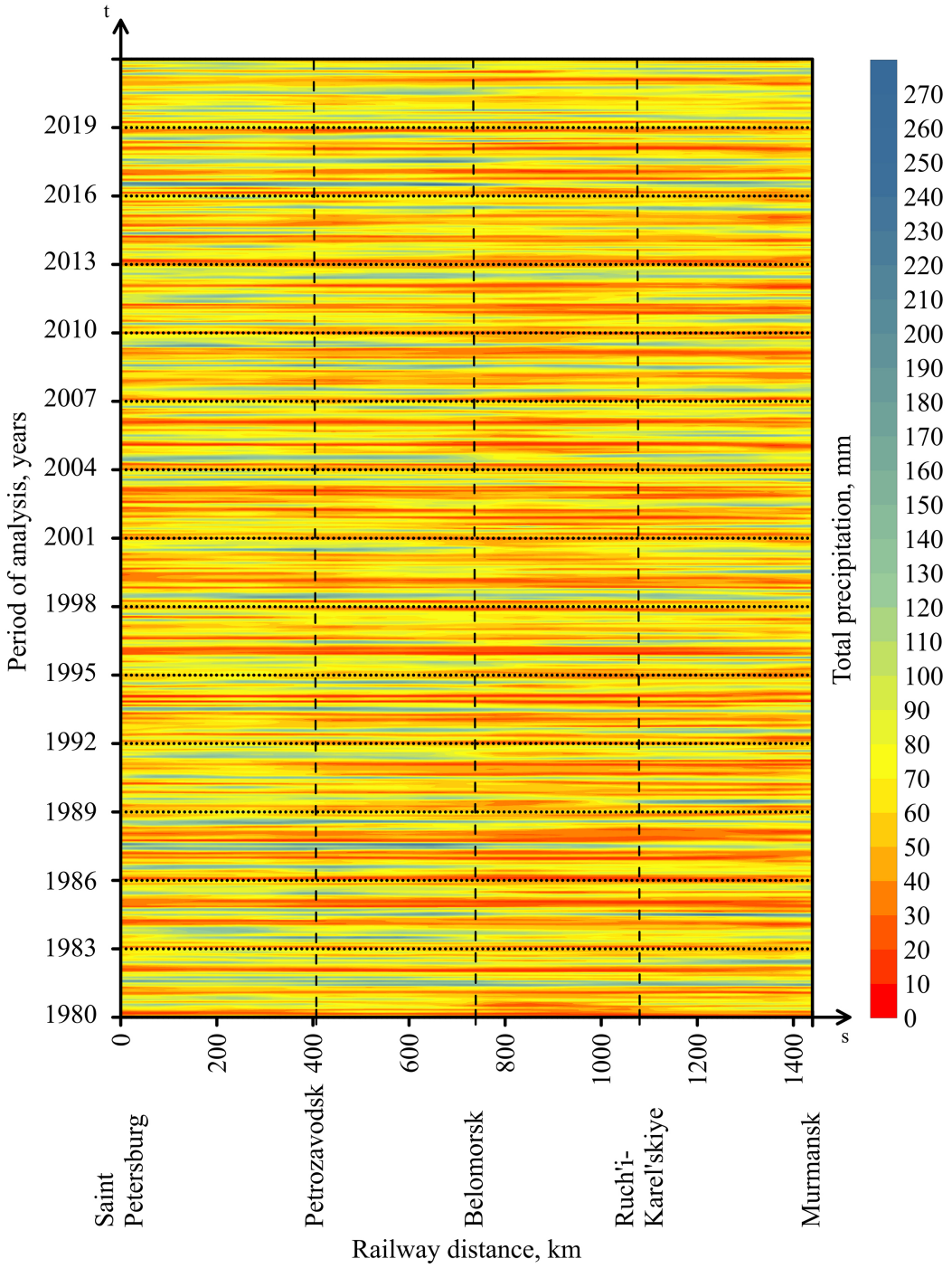


Figure 4. Hovmöller diagram of temporal variability of total atmospheric precipitation along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

heterogeneity along the railway line in the form of vertical bands with relatively higher or lower wind speeds in comparison with neighboring regions. For example, stronger winds are observed between 150 and 250 km, 750 and 950 km, and 1250 and 1450 km of the line. This phenomenon could be explained due to the proximity of the railway main line in these sections to large water bodies, such as Lake Ladoga, the White Sea, Lake Imandra, and Kola Bay.

Hovmöller diagram of temporal variability of wind speed along the Saint-Petersburg–Perm railway (Figure A4, Appendix A) has evident two vertical bands with, in general,

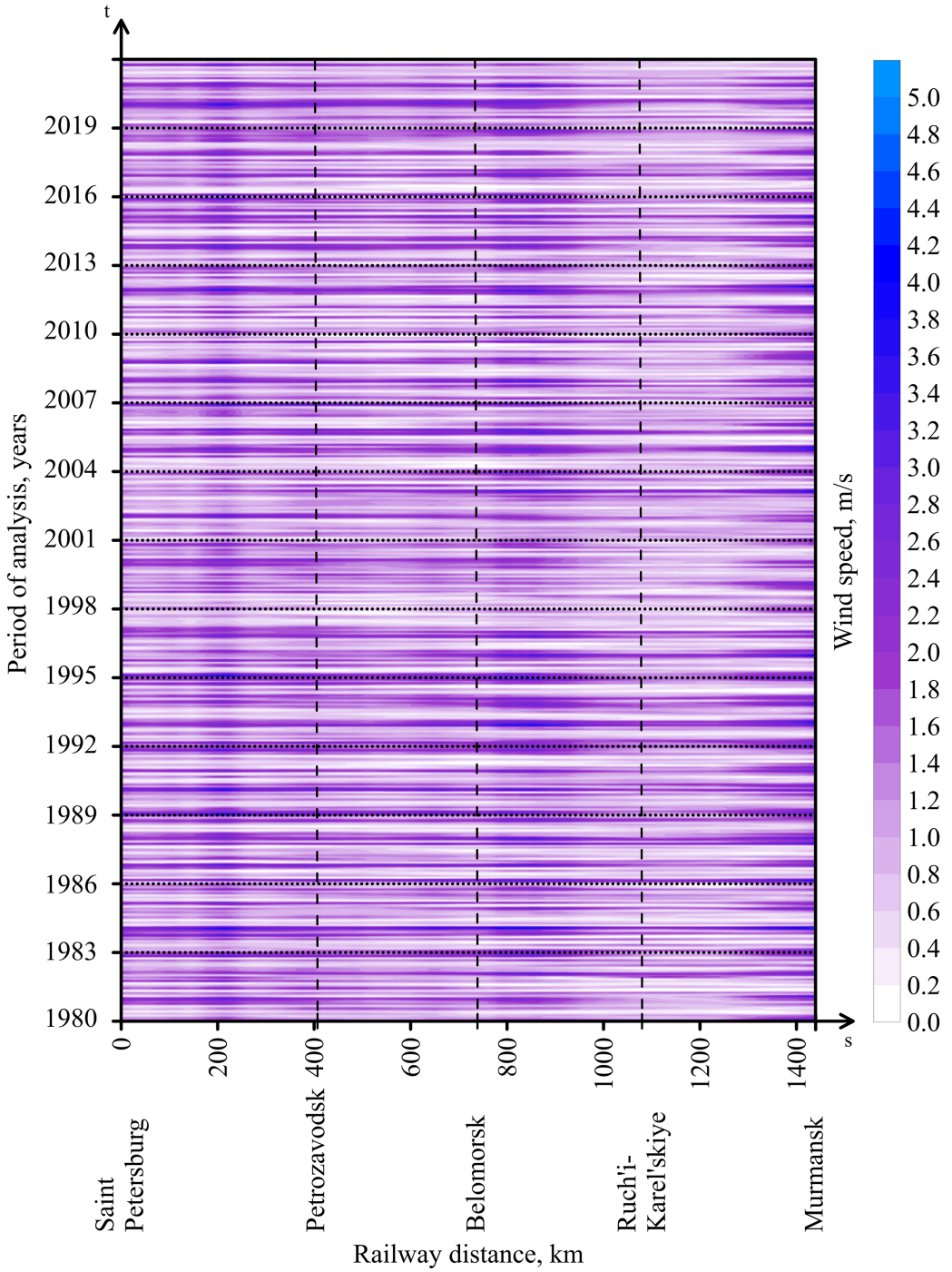


Figure 5. Hovmöller diagram of temporal variability of wind speed along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

higher wind speed values between 400–500 km and 1250–1400 km of the railway mainline. The high wind speeds between 400 and 500 km could be related to the fact that the railway runs along the shore of the Rybinsk Reservoir. Anomalous zone from 1250 to 1400 km could be described by a sharp change in elevation and the border zone with a forest belt. Seasonal variability of wind speed with the highest values in winter and lowest in summer is displayed in the diagram.

Spatial heterogeneity of wind speed along the Tyumen–Novy Urengoy–Yamburg railway mainline (Figure A5, Appendix A) is displayed by a strong difference in wind

regime over the first 250 km from Tyumen, as well as from about 1100 km to the end of the line in Yamburg, where wind speed is much higher than in the central part of the railway mainline. The high wind speed values from 1100 km onwards may be related to the railway approaching the ocean. We can pay attention to a separate band of higher wind speed between about 900–1000 km which confirms that a significant heterogeneity of wind speed does exist on the climatic periods on the scale of the order of 100 km.

3.1.4. Soil Temperature

Changes in soil temperature and its monthly variability at the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline are presented in Figure 6. It is similar to the diagram for air temperature, and, in general, shows progressive warming of soil as well. There are no exceptional locations at this railway line similar to that found for wind speed.

Analysis of the spatio-temporal variability of soil temperature Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka (Figure A6, Appendix A) showed that: (1) soil temperature was maximum in the summer of 2019; (2) in the summer of 2018 and 2021 maximum soil temperatures were observed on the western section of the route, and in the summer of 2020, on the contrary, on the eastern section; (3) the winters of 2017 and 2021 were the coldest over these five years, and in the winter of 2018 a pronounced maximum of negative temperatures was observed only between Igarka and Dudinka.

3.1.5. Soil Moisture

Figure 7 shows the spatiotemporal variability of monthly mean soil moisture at Saint-Petersburg–Murmansk railway line. We do not observe evident drying or wetting of this region with time, but we found evident heterogeneity along the railway line in the form of vertical bands with relatively higher or lower values of soil moisture. High soil moisture occurs between about 100 and 350 km of the line with a sharp boundary with the next track section. This is explained by the close location of Ladoga and Onega Lakes as the railway line passes between them. Other less pronounced two regions are located between about 550 and 750 km and around 900 km. Along these sections, the railway runs along the banks of bodies of water, such as the White Sea-Baltic Canal, or in areas with a large number of lakes.

Hovmöller diagram of temporal variability of soil moisture along the Yaroslavl–Arkhangelsk railway mainline (Figure A7, Appendix A) shows a significant large-scale heterogeneity along the line with many humid soils between about 300 and 550 km and 650–750 km. Year-to-year and seasonal variability modulates the limits of these two regions, this is why there are no strict boundaries for them. The increased soil moisture in these sections of the railway may be related to the large number of wetlands in this area. The diagram displays an interesting event between Yaroslavl (0 km) and about 250 km of the distance when in 2001–2004 there was a period with very dry soils which was not observed before or later, and it was not recorded during the same years at other parts of the railway line.

The spatiotemporal variability of soil moisture along the Ekaterinburg–Serov–Priobye railway mainline (Figure A8, Appendix A) does not observe evident drying or wetting of this region with time, but some years seem to be drier along the whole distance of the railway. For instance, this occurred in 1987, 1988, 2010, and 2013. We found evident heterogeneity along the railway line in the form of vertical irregular bands with relatively higher or lower values of soil moisture. In general, high soil moisture is observed at the first 200 km of the railway and from about 550 km to the end of the line in Priobye.

Analysis of the spatio-temporal variability of soil moisture content Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka (Figure A9, Appendix A) showed that: (1) the minimum soil moisture is located in the area between Nadym and approximately 850 km of the track (apparently, this is due to the physical and geographical features of the local landscape); (2) there is clear seasonal variability in soil moisture with a maximum from April to July each

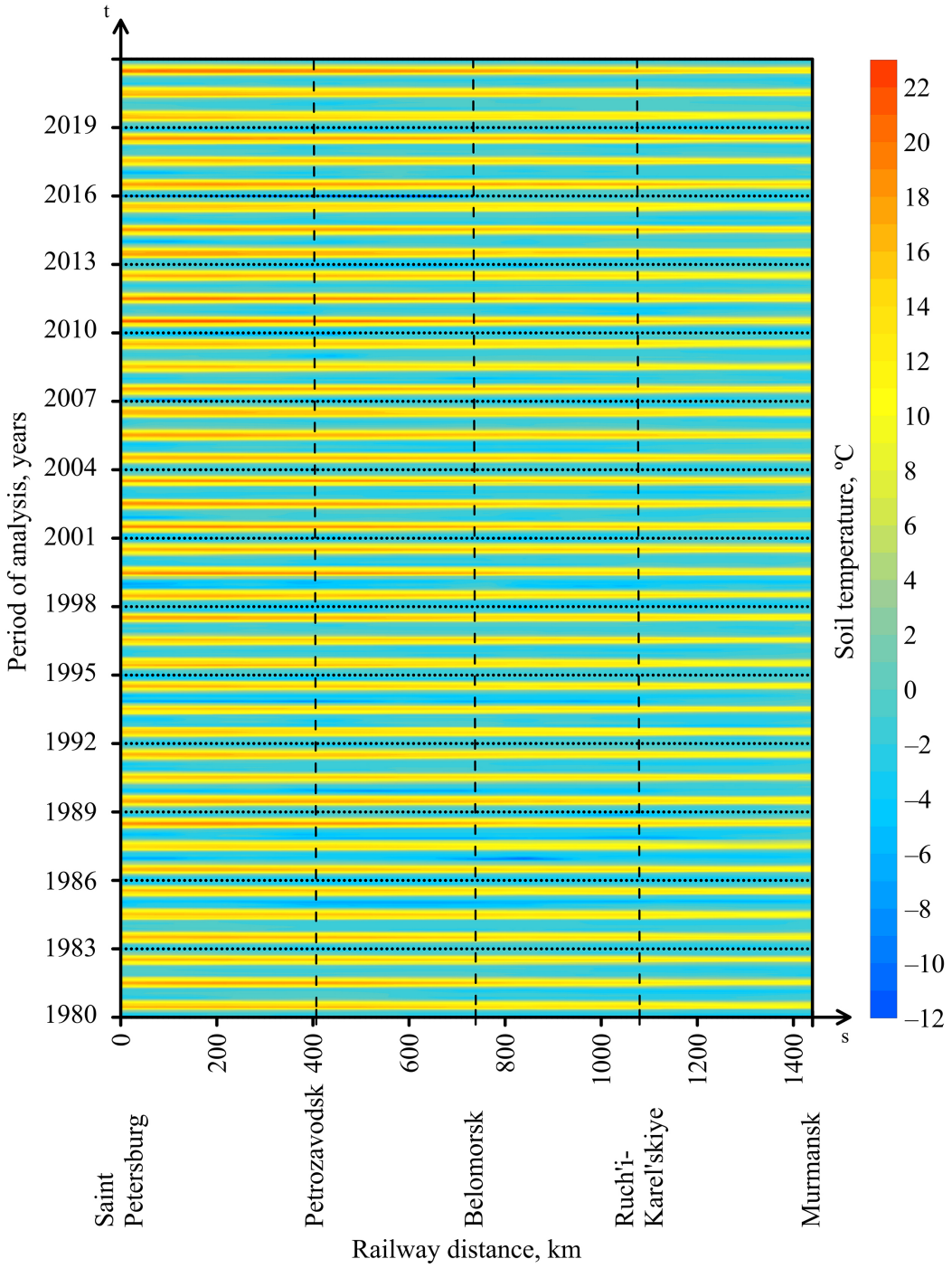


Figure 6. Hovmöller diagram of temporal variability of soil temperature along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

year; (3) in certain years, for example, in winter 2018/2019 and 2019/2020 increased soil moisture was also observed in the area of Salekhard and Dudinka.

3.1.6. Air Humidity

The variability of monthly mean absolute air humidity at the Saint-Petersburg–Murmansk railway line is presented in Figure 8. There is an evident seasonal variability of air humidity with a maximum in the warm period of the year and a minimum in the cold period of the year. The diagram does not display evident humidification or drying along

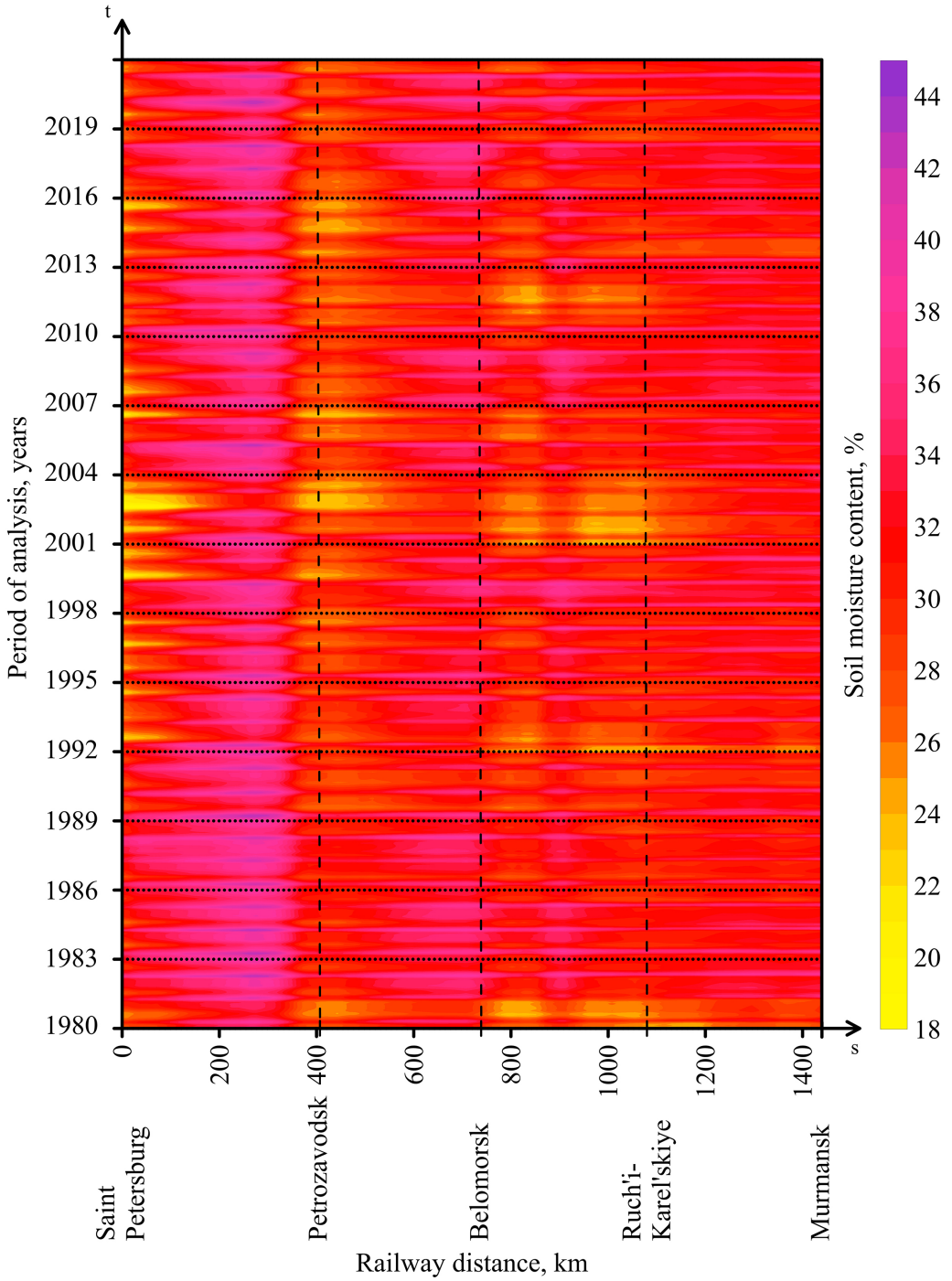


Figure 7. Hovmöller diagram of temporal variability of soil moisture along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

the railway line with time. In general, the southern part of the line is more humid than the northern one, which is explained by the proximity of the Baltic Sea, Ladoga, and Onega Lakes.

Analysis of the spatio-temporal variability of air humidity Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka (Figure A10, Appendix A) showed that: (1) there is a clear seasonal variability of air humidity with a maximum in the warm period of the year and a minimum in the cold period of the year; (2) there is no significant spatial variability of air humidity along the entire section of the track from Salekhard to Dudinka.

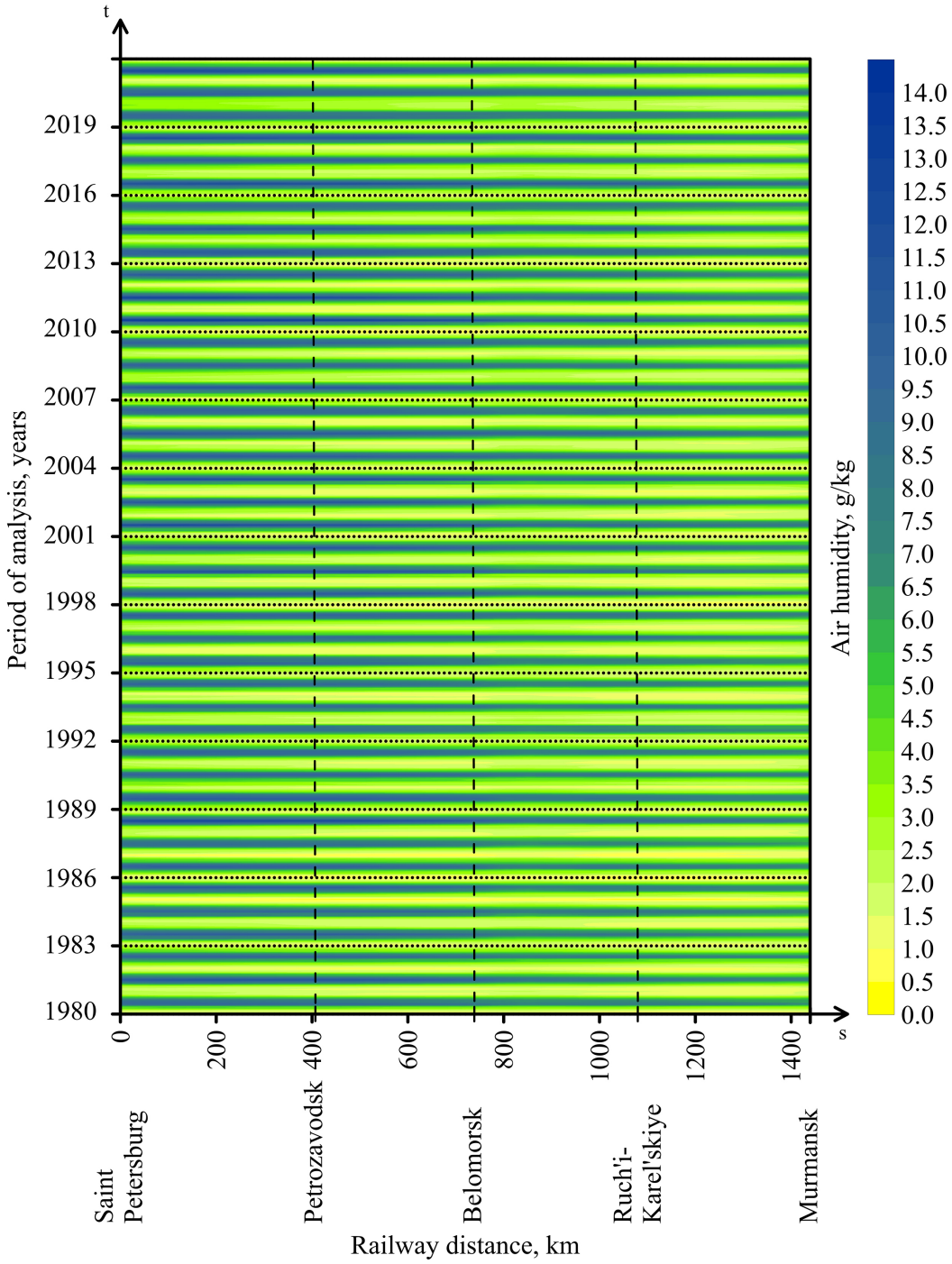


Figure 8. Hovmöller diagram of temporal variability of air humidity along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

3.1.7. Snow Cover Thickness

In Figure 9 we present the spatio-temporal variability of monthly mean snow cover thickness (snow depth) at the Saint-Petersburg–Murmansk railway line. It is evident that snow is observed only in the wintertime, and with decades we have much longer snowless periods and snow depth goes down. It must be stressed, that a serious snow depth was observed in 1980–1984 in the southernmost part of the railway mainline (0–400 km), which we do not record in all subsequent years. On the other hand, significant year-to-year variability of snow depth remains in the northernmost part of the railway mainline (from

1100 km) with the largest snow depth anomaly in winter 2020, which was something exceptional since 1980. This fact confirms that with regional warming of the region anomalies in different meteo parameters may have significant values.

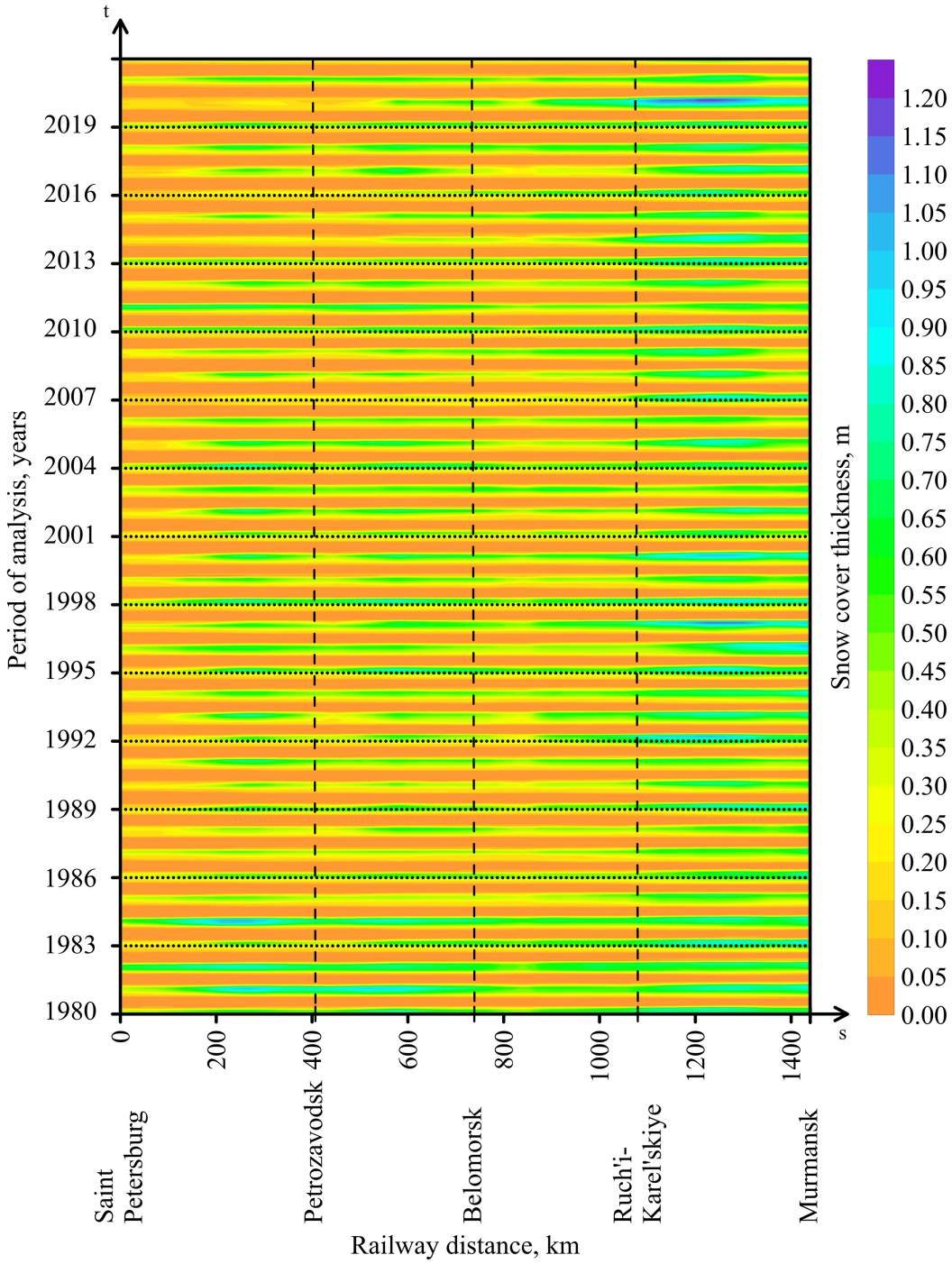


Figure 9. Hovmöller diagram of temporal variability of snow depth along the Saint-Petersburg–Murmansk railway mainline for the period 1980–2021.

Hovmöller diagram of temporal variability of snow depth along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline (Figure A11, Appendix A) for the period 1980–2021) showed that: (1) there is an obvious seasonal variability of snow cover with a maximum in winter; (2) a significant maximum in snow cover is observed only in the area from approximately 900 km to Dudinka, and in the winter of 1985, 1999, 2010, 2013, and

2017 this maximum (blue colors) was not observed at all; (3) very snowy winters occurred in 1989, 1992, 1993, 1995, 1996, from 2002 to 2008, 2014, and from 2018 to 2020. Thus, snow depths of more than one meter can be found in the eastern part of the railway and this may occur very frequently. It seems that this factor will be the most important for the operability of railways in this planning part of the railway.

4. Discussion

The work of Gvishiani, Rozenberg, Soloviev, Kostianoy, et al. [*Gvishiani et al.*, 2023b] has compiled an "Electronic atlas of climatic changes in hydro-meteorological parameters of the western part of the Russian Arctic for 1950–2021 as geoinformatics support of railway development". Then, the improved version of this Atlas was used to study the impact of climatic changes in 1980–2021 on railway infrastructure in the Central and Western Russian Arctic [*Gvishiani et al.*, 2023c]. In this paper, we went further and investigated the regional climate change that occurred during 1980–2021 in the Central and Western Russian Arctic namely along six existing railway mainlines and the one (NLR) that is under construction. All of them are in the northern part of the AZRF which is characterized by the rapid growth of the extractive industry. Railways play a key role in the transportation of these resources to different regions of Russia for processing and export. Part of the cargo delivery is performed via ports located on the Arctic coast of Russia, which are connected to the selected railway mainlines.

49 Hovmöller diagrams for 7 meteorological parameters listed in Table 2 for 7 railway mainlines were built. Being too bulky to provide and describe in this paper, they are presented as supplementary materials. The most distinctive findings after their analysis are the following.

Diagrams of atmospheric precipitation show large heterogeneity in time and space along the chosen railway mainlines.

The diagrams of wind speed and soil moisture display significant heterogeneity along the selected railway mainlines (Saint-Petersburg–Murmansk, Saint-Petersburg–Perm, and Ekaterinburg–Serov–Priobye) in the form of clear vertical bands of the order of 100–250 km with relatively higher or lower values in comparison with the neighboring regions. Sometimes these bands have relatively strict boundaries related to specific landscapes (lakes, mountains, valleys, etc.). In other cases, year-to-year and seasonal variability modulates the limits of these specific regions, which is why there are no strict boundaries for them.

The spatial stability of these bands during decades confirms that a significant heterogeneity of wind speed, soil moisture, and other meteo parameters exists on the climatic periods on the scale of 100 km.

The Hovmöller diagrams of temporal variability of different meteo parameters can be used for railway mainlines under construction or planning. It will allow us to assess the ongoing regional climate change along the future railway lines and to take measures for adaptation to future changes in the environment [*Kostianaia and Kostianoy*, 2023; *Kostianaia et al.*, 2021].

We built Hovmöller diagrams for the railway mainline Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka (the NLR). Some sections of this mainline are under construction, and the other ones are under planning. In the Results, we described in detail the peculiarities of the ongoing changes in the regional climate between 2017–2021. Also, for the same railway mainline we built a graph of spatial variability of linear trends of changes of meteo parameters that occurred in 1980–2021 (Figure 10), which showed that the fastest changes occurred at the section Novy Urengoy–Igarka–Dudinka, which is under planning.

Figure 10 shows linear trends (per 10 years) of temporal variability of air temperature, total precipitation, wind speed, soil temperature, soil moisture, air humidity, and snow depth along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021. This representation of spatial variability of trends in temporal variability of

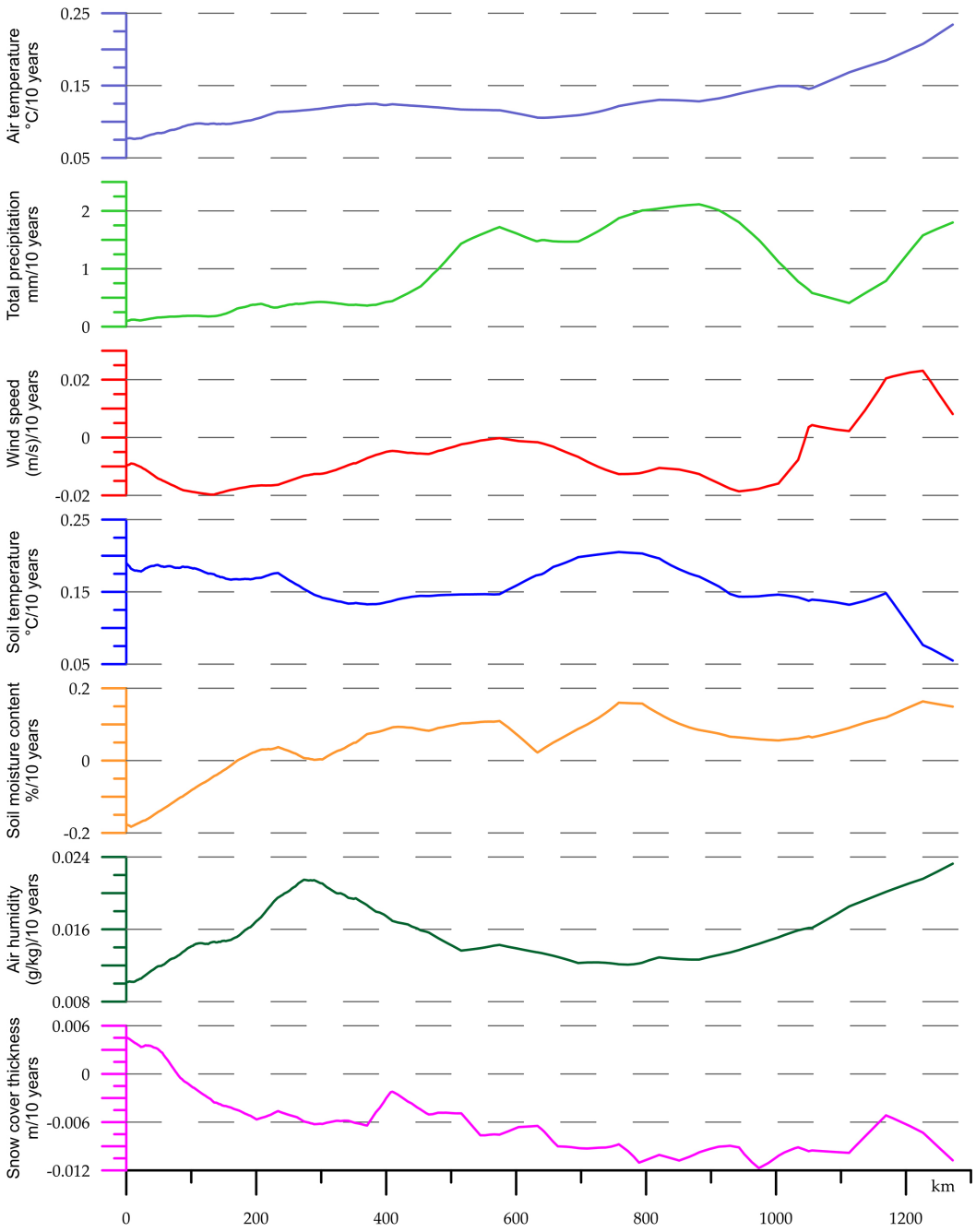


Figure 10. Linear trends (per 10 years) of temporal variability of air temperature, total precipitation, wind speed, soil temperature, soil moisture, air humidity, and snow depth along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

meteo parameters is also very important because it shows in what locations these changes are the strongest.

For instance, we can conclude that air temperature is rising everywhere and the largest growth of air temperature (over 0.25 °C/10 years) is observed eastward of Novy Urengoy. Atmospheric precipitation is increasing everywhere as well, except in a narrow region between approximately 600 and 700 km of the distance. Wind speed is decreasing with time everywhere except in the region between Igarka and Dudinka. Soil temperature is increasing along the whole line with a maximum in the interval between 600 and 950 km of distance and a minimum from 1150 km to Dudinka. Relative soil moisture is increasing everywhere (except for the first 100 km of the line) with two maxima at around 400 km and

750 km of the distance. Absolute air humidity is increasing as well with the highest rates in the eastern parts of the railway. With regional warming, snow depth is decreasing along the whole distance of the railway with the largest rates from Novy Urengoy to Dudinka. This type of plot is a more efficient way of representing regional climate change which might be very useful for railway infrastructure planning and adaptation.

5. Conclusions

The Hovmöller diagrams, introduced in 1949 [*Hovmöller*, 1949], are currently widely used by climatologists to study the variability of meteorological or climatic parameters along specific longitudes or latitudes. The authors presume that in this paper they were the first who proposed to use the Hovmöller diagrams for charting the temporal variability of meteorological parameters along selected railway mainlines which can go in any direction and have any number of bends in space. Thus, on the X-axis of the diagrams we plotted the railway track distance from the starting to the final station of the mainline. We used GIS software elaborated for this task to straighten the railway into a line (along the X-axis) and complete the Hovmöller diagram.

The compiled Hovmöller diagrams have a spatial resolution of 15 km of the railway line. The analysis of these diagrams for 1980–2021 for total atmospheric precipitation (on Kirov–Vorkuta–Salekhard and Saint-Petersburg–Murmansk railways), temporal variability of soil moisture (on Saint-Petersburg–Murmansk and Yaroslavl–Arkhangelsk railways), temporal variability of snow depth (on Saint-Petersburg–Murmansk and Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railways), and others showed significant spatial heterogeneity of the order of 100–250 km in the form of bands (specific parts of the railway) persistent during decades.

A comparison of locations with anomalous meteorological parameters with geographic maps of the region showed that they relate to specific regions in the vicinity of seas, bays, lakes, etc., where the meteo regime of weather is different from the neighboring regions on a climate scale. One of the important conclusions based on this fact is that the spatial resolution of modern climate models often does not fully convey the variability of climate parameters depending on local geographic features. Since the spatial resolution of the models is on average 100–500 km, the detected bands of spatial heterogeneity of meteorological parameters may be lost due to the coarse mesh of the models.

The detected specific (anomalous) locations at the analyzed railway mainline must be taken under special control of railway operators with the establishment of additional weather and technical monitoring systems, especially in regions with higher precipitation and soil humidity, larger snow depth, and stronger wind speed. We believe that these locations will remain unchanged geographically in the future, but, unfortunately, future climate projections will probably not resolve them.

This new geoinformation climate methodology of the analysis of interannual variability of key meteo parameters, important for sustainable operability of railway infrastructure, can be applied to other regions of Russia and other countries where railway lines exist or are planned for construction. In the latter case detection of specific (anomalous) locations at certain segments of railway lines will allow in advance to take additional design decisions and safety measures during the construction of railway lines. It seems that such kind of Hovmöller diagrams must be constructed first for the historical period to detect these specific locations, and only then for future projections. The same geoinformation climate methodology can be applied to automobile roads which are subject to climate change as well.

Further research in this direction should be focused on the construction and analysis of Hovmöller diagrams showing anomalies of meteo parameters relative to the corresponding months. We expect that interesting results can be obtained from the Hovmöller diagrams constructed only for months that are key for certain parameters, for example, when air and soil temperatures pass through zero degrees Celsius or are below or over certain critical values. All this will make it possible to remove all seasonal variability from the Hovmöller

diagrams and leave only the interannual variability of the parameters under study, which will highlight the ongoing climate changes on certain sections of the railways. Finally, the application of such kind of Hovmöller diagrams for future climate change projections, for example, from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) is of vital importance for adaptation of the railway infrastructure to climate change in the Arctic conditions.

Acknowledgments. The research presented in this paper was funded by the Russian Science Foundation (Project No. 21-77-30010) "System analysis of geophysical process dynamics in the Russian Arctic and their impact on the development and operation of the railway infrastructure". The authors wish to thank the faculty staff of the Russian University of Transport (Moscow) and the scientific team of the Research and Design Institute of Informatization, Automation and Communications in Railway Transport (Moscow, Russia) for providing valuable information on the railway infrastructure. The authors are grateful to the scientific teams of the responsible agencies and institutions for the provided climatic and hydrometeorological data.

Appendix A

This section contains additional figures (Hovmöller diagrams) that were not included in the main text of the paper (Figures A1–A11):

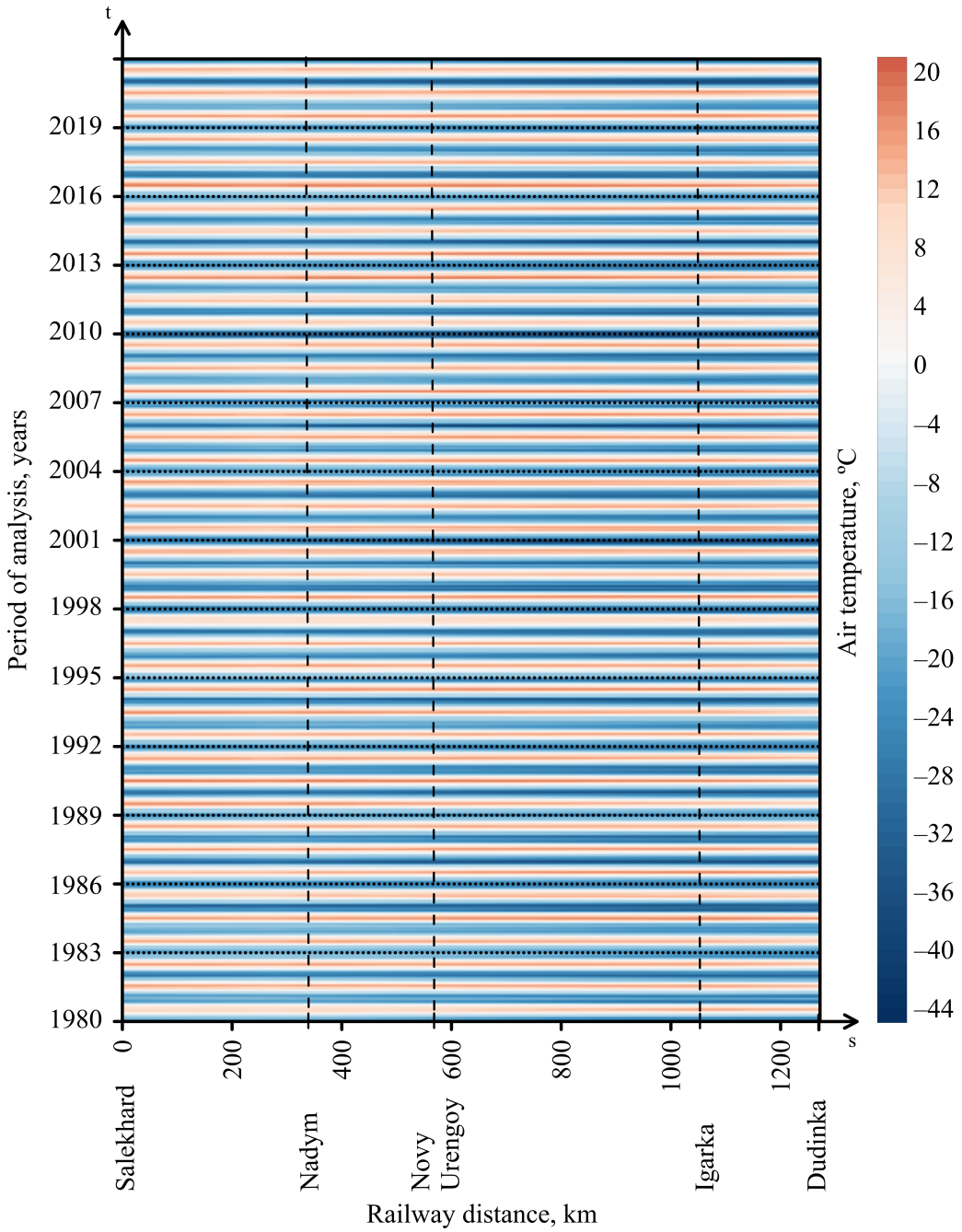


Figure A1. Hovmöller diagram of temporal variability of air temperature along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

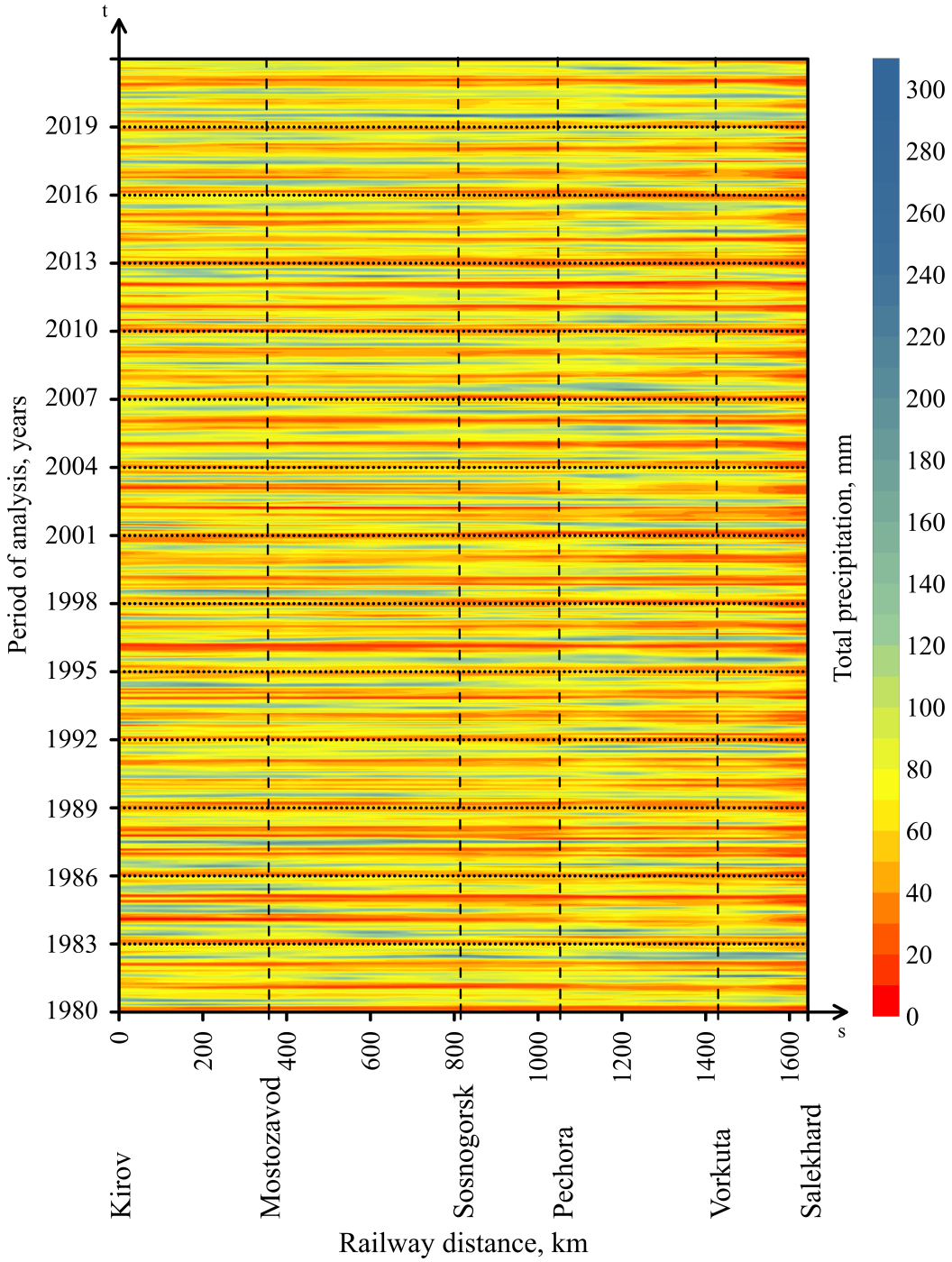


Figure A2. Hovmöller diagram of temporal variability of total atmospheric precipitation along the Kirov–Vorkuta–Salekhard railway mainline for the period 1980–2021.

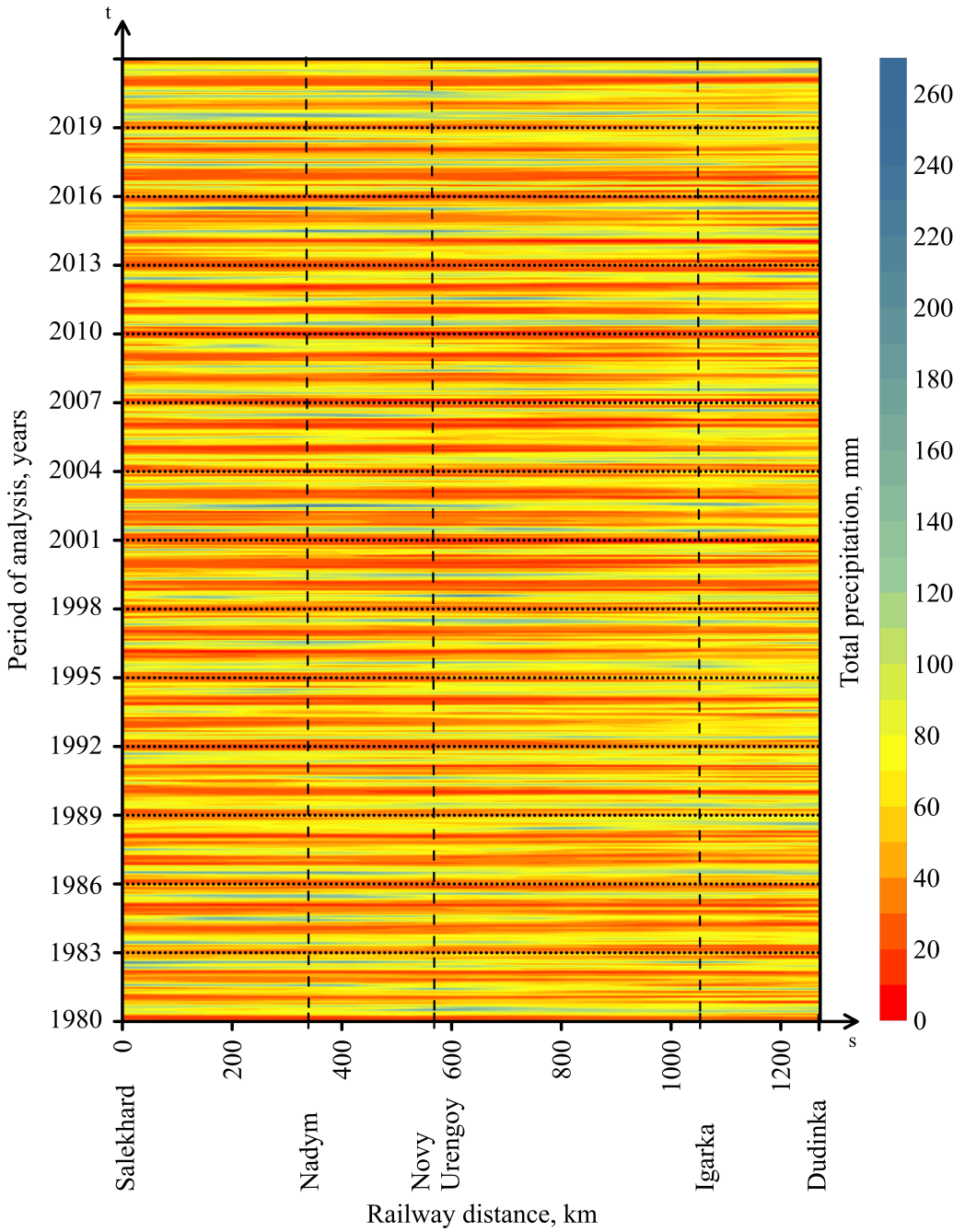


Figure A3. Hovmöller diagram of temporal variability of total atmospheric precipitation along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

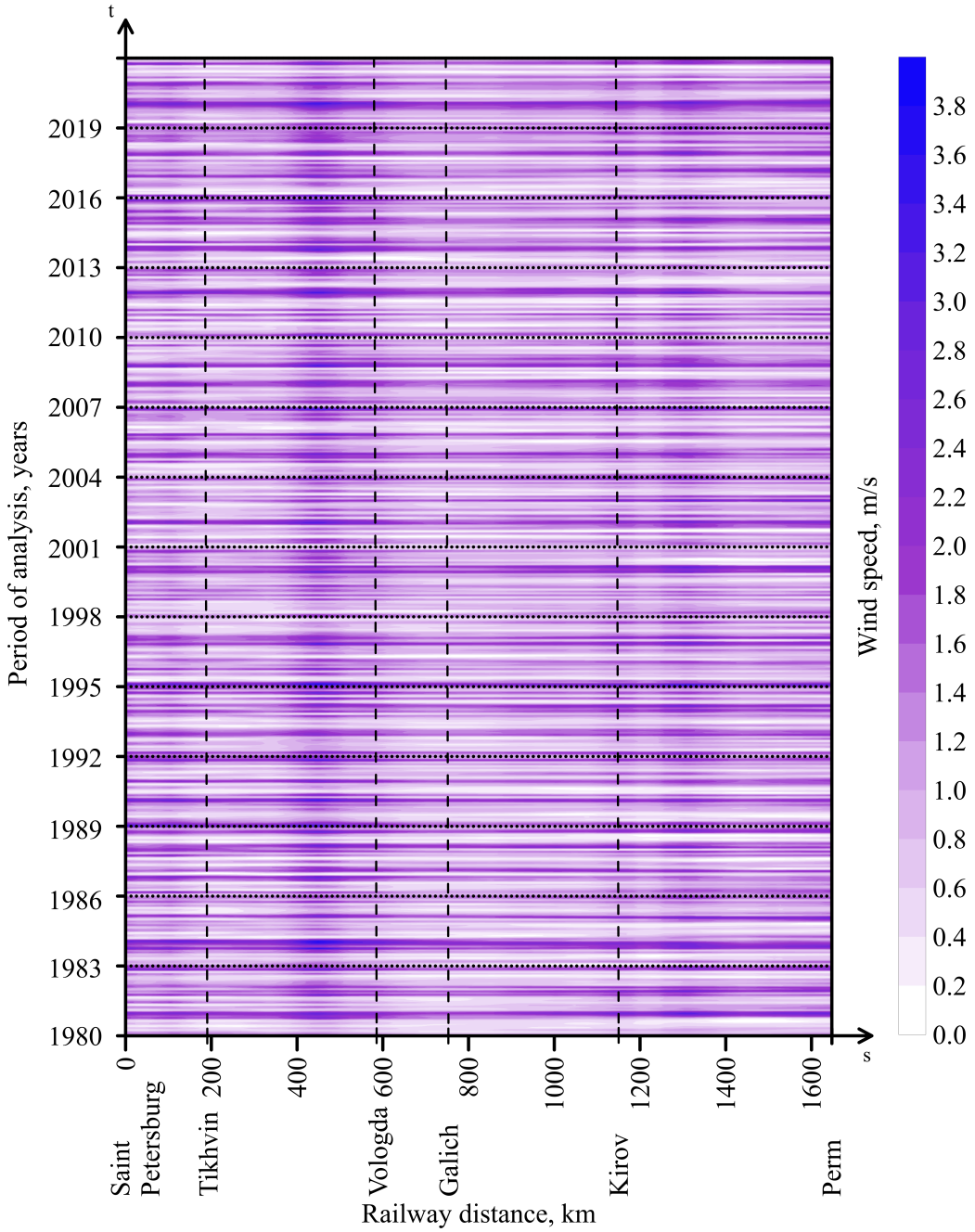


Figure A4. Hovmöller diagram of temporal variability of wind speed along the Saint-Petersburg–Perm railway mainline for the period 1980–2021.

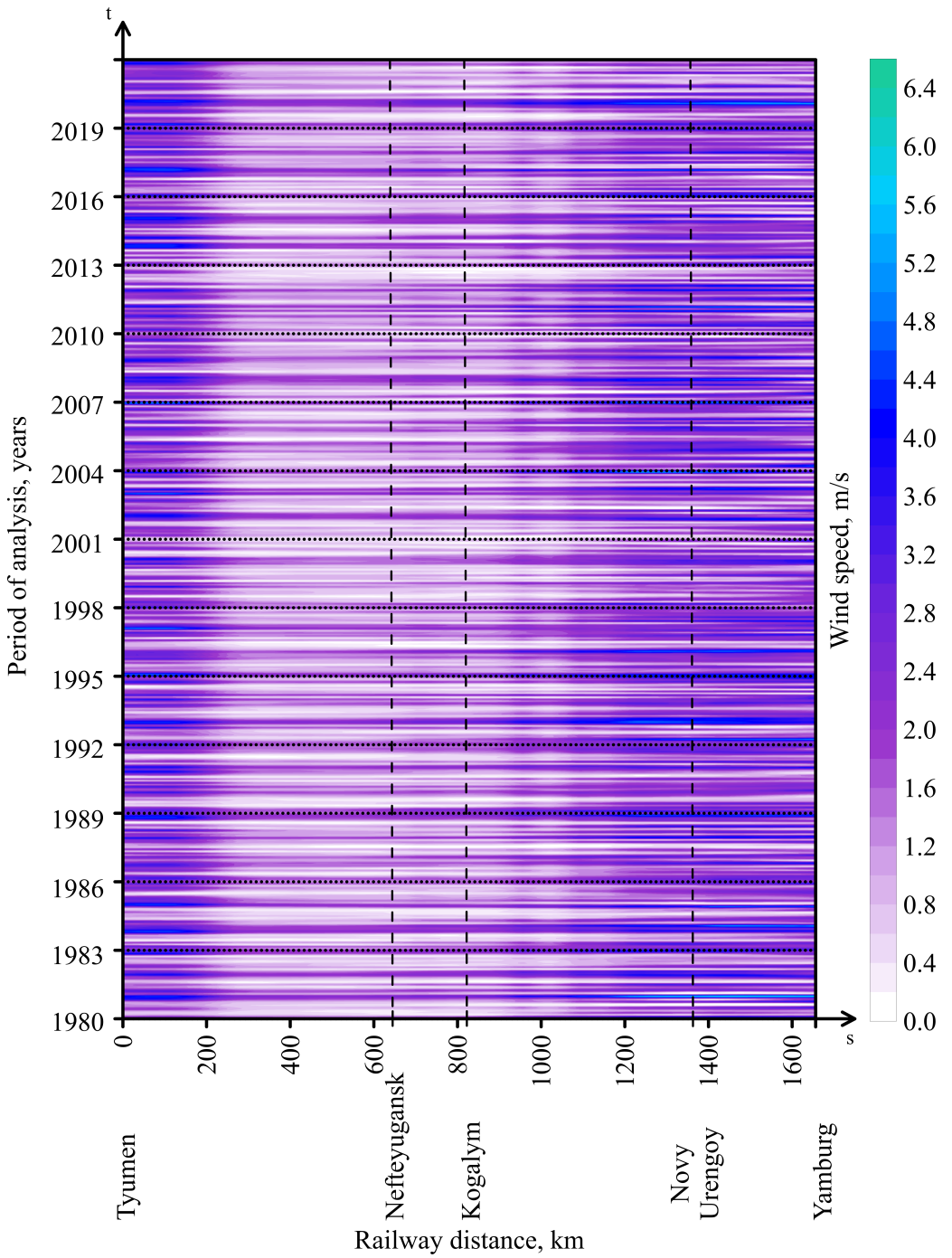


Figure A5. Hovmöller diagram of temporal variability of wind speed along the Tyumen–Novy Urengoy–Yamburg railway mainline for the period 1980–2021.

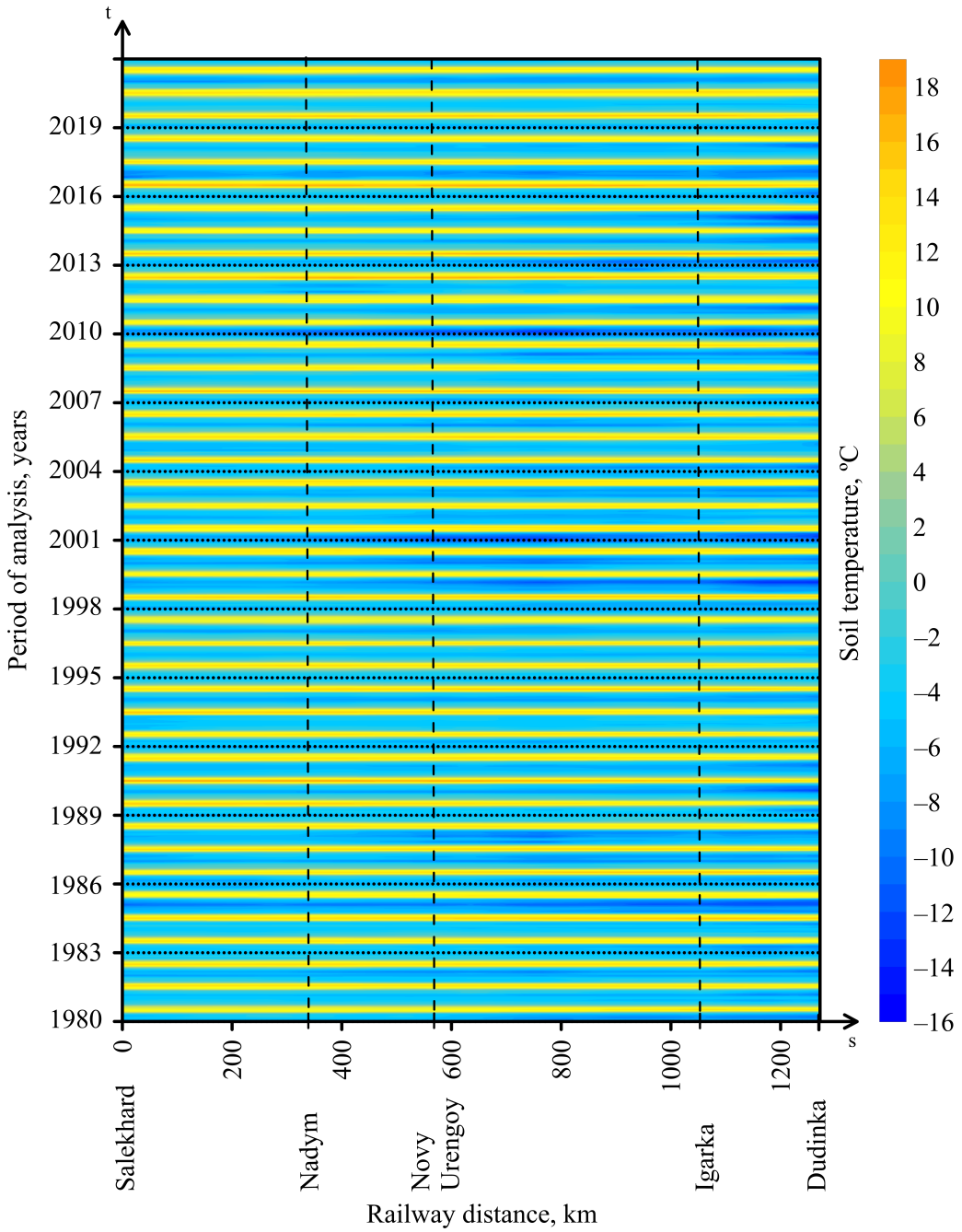


Figure A6. Hovmöller diagram of temporal variability of soil temperature along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

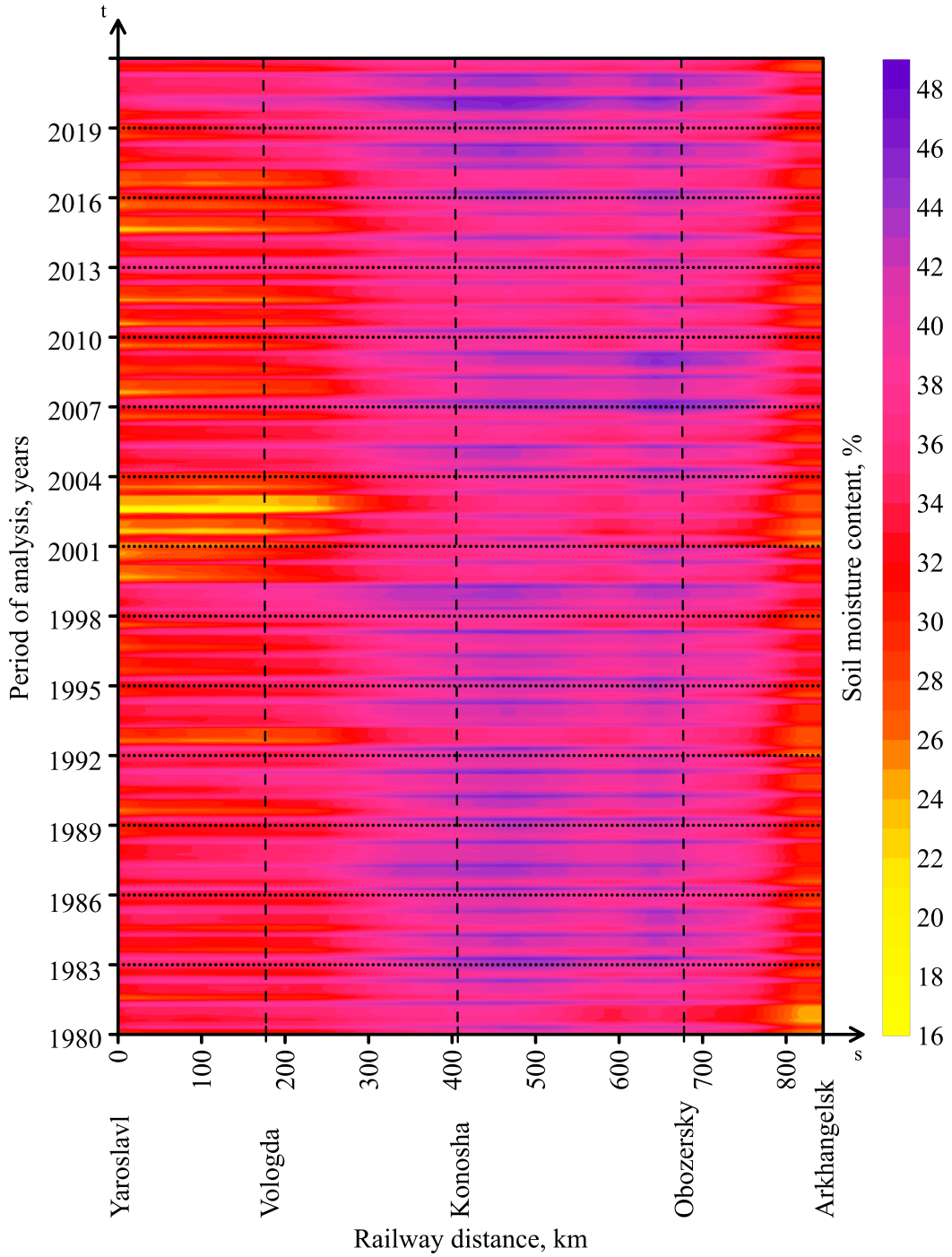


Figure A7. Hovmöller diagram of temporal variability of soil moisture along the Yaroslavl–Arkhangelsk railway mainline for the period 1980–2021.

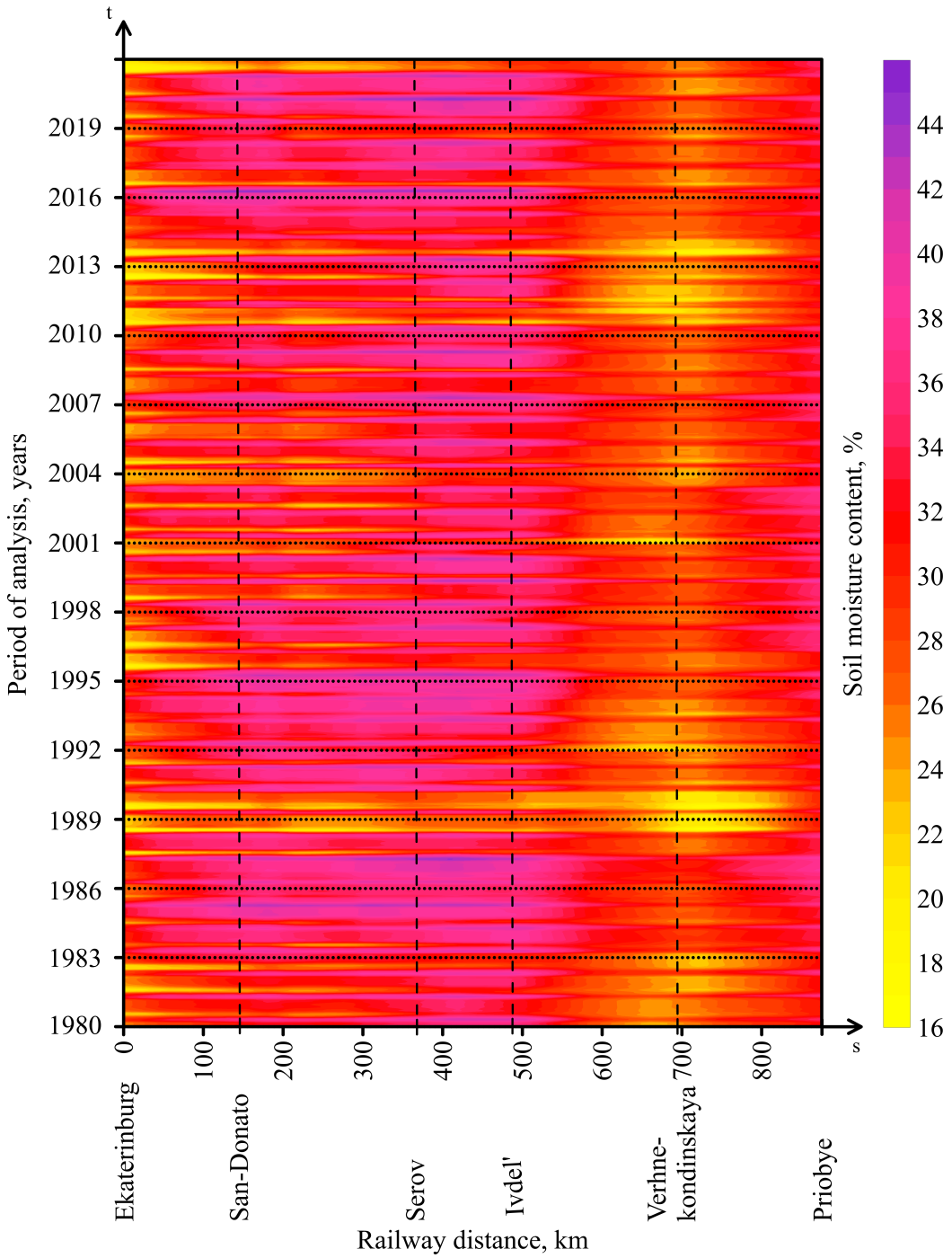


Figure A8. Hovmöller diagram of temporal variability of soil moisture along the Ekaterinburg–Serov–Priobye railway mainline for the period 1980–2021.

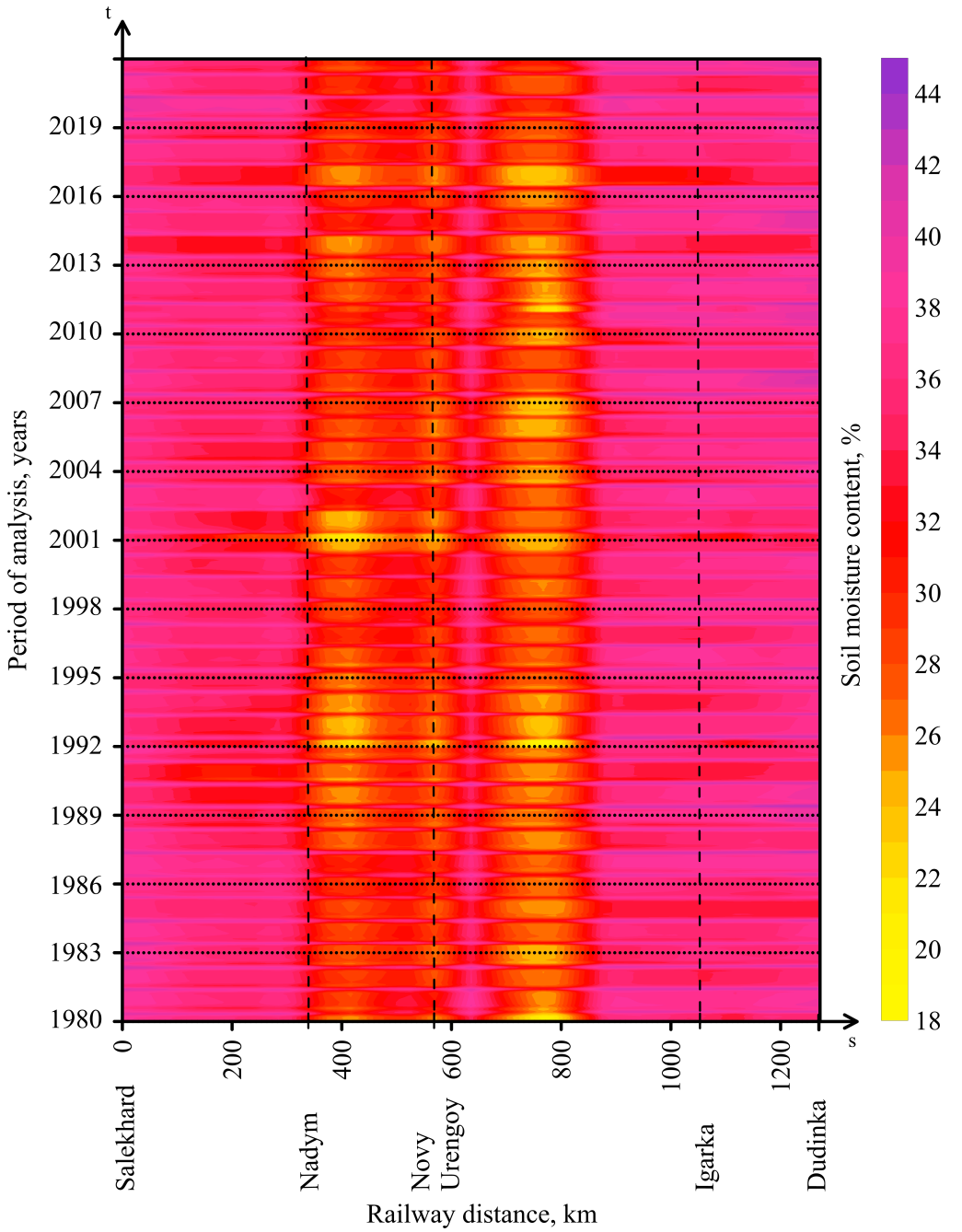


Figure A9. Hovmöller diagram of temporal variability of soil moisture along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

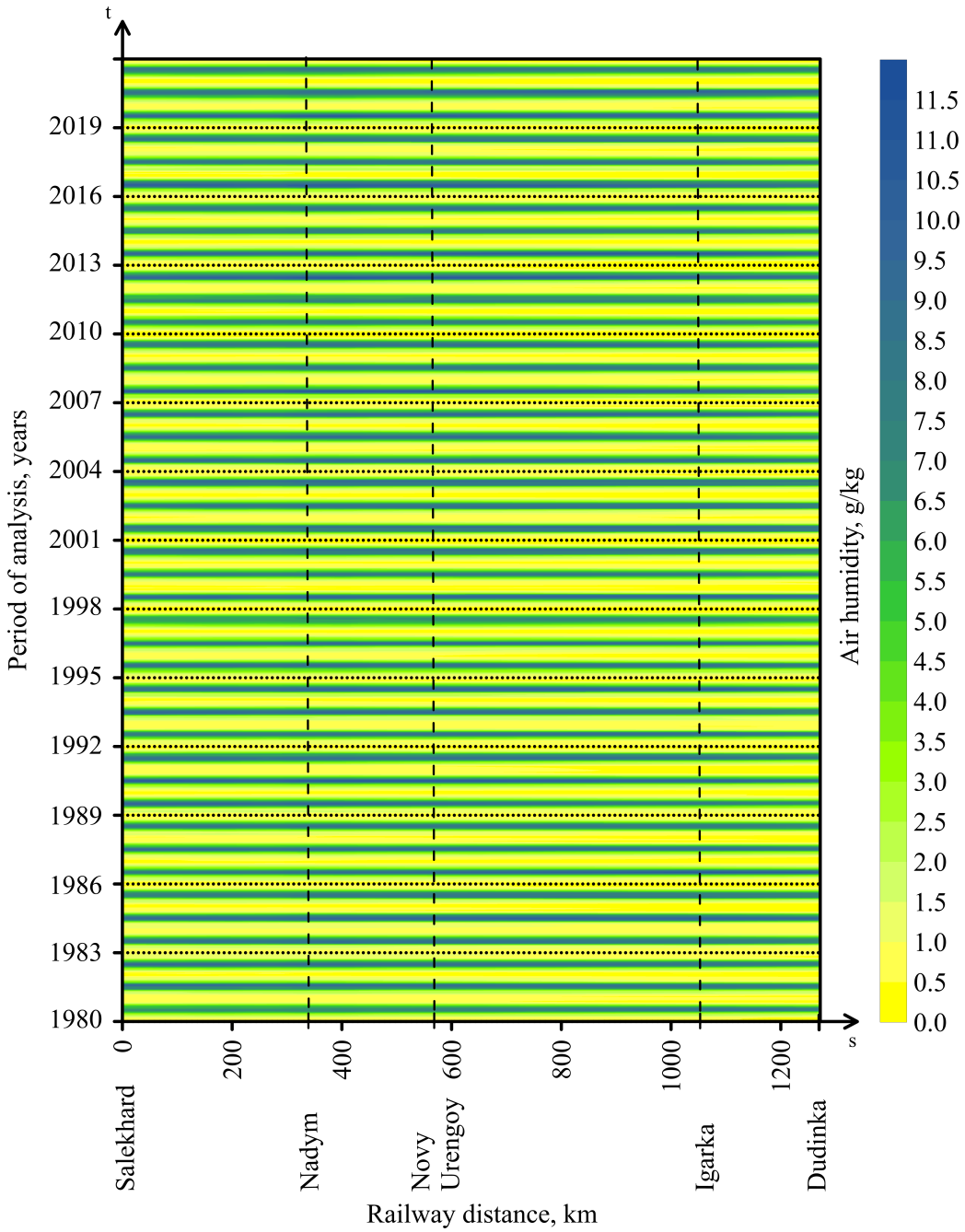


Figure A10. Hovmöller diagram of temporal variability of air humidity along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

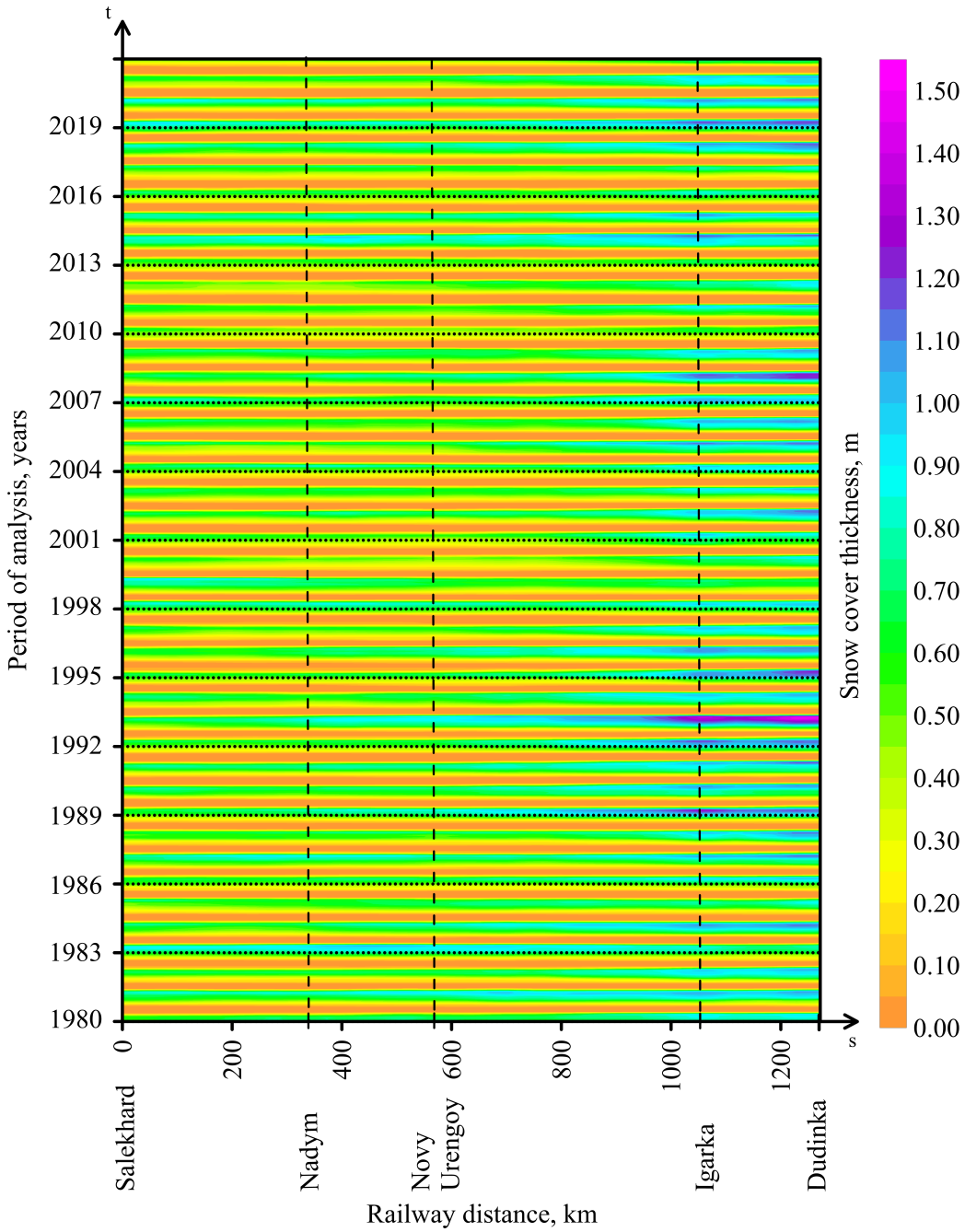


Figure A11. Hovmöller diagram of temporal variability of snow depth along the Salekhard–Novy Urengoy–Igarka–Dudinka railway mainline for the period 1980–2021.

References

Astafyeva, N. M., and M. D. Rayev (2009), Methods of studying the Earth's radio-thermal field and distribution of tropospheric moisture storage, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, (6), 16–23 (in Russian).

Bosilovich, M. G., R. Lucchesi, and M. Suarez (2016), *MERRA-2: File Specification*, GMAOOffice Note No. 9 (Version 1.1).

Chang, E. K. M., and I. Orlanski (1993), On the Dynamics of a Storm Track, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *50*(7), 999–1015, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<0999:OTDOAS>2.0.CO;2.

Chen, M., P. Xie, J. E. Janowiak, and P. A. Arkin (2002), Global Land Precipitation: A 50-yr Monthly Analysis Based on Gauge Observations, *Journal of Hydrometeorology*, *3*(3), 249–266, https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0249:GLPAYM>2.0.CO;2.

Decree of the Government of the Russian Federationof 01.08.2022 No. 2115-r (as amended on 28.04.2023) (2022), On approval of the Development Plan of the Northern Sea Route for the period up to 2035 (in Russian).

Decree of the President of the Russian Federationdated 02.05.2014 No. 296 (2014), On the land territories of the Arctic zone of the Russian Federation (in Russian).

Dee, D. P., and A. M. da Silva (2003), The Choice of Variable for Atmospheric Moisture Analysis, *Monthly Weather Review*, *131*(1), 155–171, https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0155:TCOVFA>2.0.CO;2.

Garmabaki, A. H. S., M. Naseri, J. Odelius, et al. (2024), Assessing climate-induced risks to urban railway infrastructure, *International Journal of System Assurance Engineering and Management*, https://doi.org/10.1007/s13198-024-02413-9.

Gelaro, R., W. McCarty, M. J. Suárez, et al. (2017), The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), *Journal of Climate*, *30*(14), 5419–5454, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1.

Golden Software LLC (2024), Surfer. Create an immersive 2D/3D model in under 2 minutes, https://www.goldensoftware.com/products/surfer.

Gvishiani, A. D., V. I. Kaftan, R. I. Krasnoperov, V. N. Tatarinov, and E. V. Vavilin (2019), Geoinformatics and Systems Analysis in Geophysics and Geodynamics, *Izvestiya*, *Physics of the Solid Earth*, *55*(1), 33–49, https://doi.org/10.1134/S1069351319010038.

Gvishiani, A. D., M. Dobrovolsky, and A. Rybkina (2021), Chapter 6 Big Data and FAIR Data for Data Science, in *Resilience in the Digital Age*, pp. 105–117, Springer International Publishing, https://doi.org/10.1007/978-3-030-70370-7_6.

Gvishiani, A. D., M. N. Dobrovolsky, B. V. Dzeranov, and B. A. Dzeboev (2022), Big Data in Geophysics and Other Earth Sciences, *Izvestiya*, *Physics of the Solid Earth*, *58*(1), 1–29, https://doi.org/10.1134/S1069351322010037.

Gvishiani, A. D., V. Y. Panchenko, and I. M. Nikitina (2023a), System analysis of big data for Earth sciences, *Vestnik Rossijskoj akademii nauk*, *93*(6), 518–525, https://doi.org/10.31857/S0869587323060087 (in Russian).

Gvishiani, A. D., I. N. Rozenberg, A. A. Soloviev, et al. (2023b), Electronic Atlas of Climatic Changes in the Western Russian Arctic in 1950-2021 as Geoinformatic Support of Railway Development, *Applied Sciences*, *13*(9), 5278, https://doi.org/10.3390/app13095278.

Gvishiani, A. D., I. N. Rozenberg, A. A. Soloviev, et al. (2023c), Study of the Impact of Climatic Changes in 1980-2021 on Railway Infrastructure in the Central and Western Russian Arctic Based on Advanced Electronic Atlas of Hydrometeorological Parameters (Version 2, 2023), *Russian Journal of Earth Sciences*, pp. 1–21, https://doi.org/10.2205/2023es000882.

Han, Y., H. Revercomb, M. Cromp, et al. (2013), Suomi NPP CrIS measurements, sensor data record algorithm, calibration and validation activities, and record data quality, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(22), https://doi.org/10.1002/2013JD020344.

Hocke, K., and N. Kämpfer (2009), Hovmöller diagrams of climate anomalies in NCEP/NCAR reanalysis from 1948 to 2009, *Climate Dynamics*, *36*(1–2), 355–364, https://doi.org/10.1007/s00382-009-0706-5.

Hovmöller, E. (1949), The Trough-and-Ridge diagram, *Tellus*, *1*(2), 62–66, https://doi.org/10.3402/tellusa.v1i2.8498.

Jury, M. R., B. Pathack, G. Campbell, B. Wang, and W. Landman (1991), Transient convective waves in the tropical SW Indian Ocean, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *47*(1), 27–36, https://doi.org/10.1007/BF01025824.

Kasraei, A., A. H. S. Garmabaki, J. Odelius, et al. (2024), Climate change impacts assessment on railway infrastructure in urban environments, *Sustainable Cities and Society*, *101*, 105,084, https://doi.org/10.1016/j.scs.2023.105084.

Kattsov, V. M. (Ed.) (2022), *The Third Assessment Report on Climate Changes and Their Consequences on the Territory of the Russian Federation*, Naukoyemkie Technologii, St. Petersburg (in Russian).

Kim, E., C.-H. J. Lyu, K. Anderson, R. Vincent Leslie, and W. J. Blackwell (2014), S-NPP ATMS instrument prelaunch and on-orbit performance evaluation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(9), 5653–5670, https://doi.org/10.1002/2013JD020483.

Kostianaia, E. A., and A. G. Kostianoy (2023), Railway Transport Adaptation Strategies to Climate Change at High Latitudes: A Review of Experience from Canada, Sweden and China, *Transport and Telecommunication Journal*, *24*(2), 180–194, https://doi.org/10.2478/ttj-2023-0016.

Kostianaia, E. A., A. G. Kostianoy, M. A. Scheglov, A. I. Karelov, and A. S. Vasileisky (2021), Impact of regional climate change on the infrastructure and operability, *Transport and Telecommunication Journal*, *22*(2), 183–195.

Kovalenko, M. S., and E. V. Sibileva (2023), The Arctic's resource composition, production challenges and prospects, *The Arctic XXI century. Humanities*, (1(31)), 26–36, https://doi.org/10.25587/SVFU.2023.44.59.003 (in Russian).

Ma, H., J. Zeng, X. Zhang, et al. (2021), Evaluation of six satellite- and model-based surface soil temperature datasets using global ground-based observations, *Remote Sensing of Environment*, *264*, 112,605, https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112605.

Ministry of Transport of the Russian Federation (2023), Transport of Russia. Information and statistical bulletin. 2022 (in Russian).

Overland, J. E., M. Wang, J. E. Walsh, and J. C. Stroeve (2014), Future Arctic climate changes: Adaptation and mitigation time scales, *Earth's Future*, *2*(2), 68–74, https://doi.org/10.1002/2013EF000162.

Post, E., R. B. Alley, T. R. Christensen, et al. (2019), The polar regions in a 2°C warmer world, *Science Advances*, *5*(12), https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw9883.

Prants, S. V. (2021), Trench Eddies in the Northwest Pacific: An Overview, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, *57*(4), 341–353, https://doi.org/10.1134/S0001433821040216.

Rankova, E. Y., O. F. Samokhina, and U. I. Antipina (2022), Features of the surface temperature regime over the Globe in 2021, *Fundamental and Applied Climatology*, *8*(2), https://doi.org/10.21513/2410-8758-2022-2-258-290 (in Russian).

Rozenberg, I. N., I. A. Dubchak, M. N. Timoshenkova, and E. I. Zuravleva (2019), *Atlas of Railways*, Scientific Research and Design Institute of Informatization, Automation and Communication in Railway Transport, Moscow (in Russian).

Russian Railways (2024a), Northern Railway, https://szd.rzd.ru/ru/4858/page/103290?id=9491 (in Russian).

Russian Railways (2024b), Oktyabrskaya Railway, https://ozd.rzd.ru/ru/4009 (in Russian).

Russian Railways (2024c), Sverdlovsk Railway, https://svzd.rzd.ru/ru/4749/page/103290?id=5626 (in Russian).

Rybkina, A., S. Hodson, A. Gvishiani, et al. (2018), CODATA and global challenges in data-driven science, *Russian Journal of Earth Sciences*, *18*(4), 1–11, https://doi.org/10.2205/2018ES000625.

Shokurov, M. V., and N. Y. Germankova (2015), Numerical simulation of gravity current propagation in a compressible atmosphere, *Physical Oceanography*, (4), https://doi.org/10.22449/1573-160X-2015-4-53-65.

Surfer Help (2024), Minimum Curvature, https://surferhelp.goldensoftware.com/griddata/IDD_GRID_DATA_MINIMUM_CURVATURE.htm.

Yagova, N. V., I. N. Rozenberg, A. D. Gvishiani, et al. (2023), Study of geomagnetic activity impact on functioning of railway automatics in Russian Arctic, *Arctic: Ecology and Economy*, *13*(3), 341–352, https://doi.org/10.25283/2223-4594-2023-3-341-352.

Zonn, I. S., A. G. Kostianoy, and A. V. Semenov (Eds.) (2016), *The Eastern Arctic Seas Encyclopedia*, Springer International Publishing, Switzerland, https://doi.org/10.1007/978-3-319-24237-8.

Zonn, I. S., A. G. Kostianoy, and A. V. Semenov (Eds.) (2017), *The Western Arctic Seas Encyclopedia*, Springer International Publishing, Switzerland, https://doi.org/10.1007/978-3-319-25582-8.

Russian Journal of Earth Sciences

Global View on Statistical Models of Sea Surface Elevations

A. S. Zapevalov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
* **Correspondence to:** Alexander Zapevalov, sevzepter@mail.ru

Abstract: The verification of statistical models of sea surface elevations based on the decomposition of the wave profile into degrees of a small parameter (wave steepness) and in terms of multidimensional integrals of wave spectra was carried out. For verification, wave measurement data were used to calculate the skewness and excess kurtosis of surface elevations, as well as the distribution of crests and troughs. Two factors are identified that limit the use of estimates of skewness A_η and excess kurtosis E_η obtained from existing models. First, the model estimates A_η and E_η are always non-negative, although the measurement data show that the lower limit of the ranges in which the skewness and excess kurtosis change is in the region of negative values. Secondly, almost all existing models are one-parameter models, using wave steepness and wave age as predictors; whereas the measured data indicate that there is no clear relationship. The values of A_η and E_η vary greatly for fixed values of the predictors. Existing statistical models can only describe average changes A_η and E_η. This limits the scope of their application. The analysis of the probability density functions of the troughs F_{Th} and crests F_{Cr} showed that the function calculated for $A_\eta < 0$ in the region above the distribution mode exceeds the values corresponding to the Rayleigh distribution, and the relationship $F_{Th} \approx F_{Cr}$ holds. The second order nonlinear model is inconsistent with this result. Negative skewness values are observed much less frequently than positive ones, so the functions F_{Th} and F_{Cr} calculated for the whole ensemble of situations are consistent with the second-order nonlinear model.

Keywords: sea surface, statistical models, skewness, excess kurtosis, crest distributions, trough distributions.

Citation: Zapevalov, A. S. (2025), Global View on Statistical Models of Sea Surface Elevations, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1006, EDN: SVMAKR, https://doi.org/10.2205/2025es000952

Introduction

Despite the fact that Stokes published a paper in 1849 [*Stokes*, 1849] showing the kinematic nonlinearity of the profile of finite amplitude surface waves, the linear model remained the dominant model of sea surface waves for a long time. The linear model represents the wave field as the sum of a large number of independent sinusoidal components, the whose amplitudes are random variables, and the whose phases are uniformly distributed over $[0, 2\pi]$. Such a model assumes, according to the central limit theorem, that the elevation and slope of the surface follow a Gaussian distribution [*Longuet-Higgins*, 1957]. Within the linear model, the distribution of wave heights and the distributions of crests and troughs are described by the Rayleigh distribution [*Longuet-Higgins*, 1952; *Naess*, 1985].

At the beginning of the second half of the last century, an active research on the nonlinear effects in the wave field was started. It was found that the nonlinear interaction between the components of the wave field leads to deviations from the Gaussian distribution [*Longuet-Higgins*, 1963; *Phillips*, 1960]. Wave measurements have shown that the distribution of sea surface elevations is better described by the Gram–Charlier distribution than by the Gaussian distribution [*Kinsman*, 1965]. Laboratory experiments have confirmed that the statistical moments of the elevations of the water surface created by the waves

Research Article

Received: 4 October 2024
Accepted: 12 November 2024
Published: 25 February 2025

Copyright: © 2024. The Author. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

deviate from the values corresponding to the Gaussian distribution [*Huang and Long*, 1980]. The theory of modulation instability of Stokes waves was developed [*Benjamin and Feir*, 1967; *Zakharov*, 1967].

The senior statistical moments (or cumulants) of sea surface elevations are indicators of the nonlinearity of sea waves. Several types of models are used to calculate them. The most widely used models based on the Stokes wave [*Huang et al.*, 1983; *Jha and Winterstein*, 2000; *Tayfun and Alkhalidi*, 2016]. As a general rule, these models take into account the second term in the Stokes expansion, that is, they are second order nonlinear models. Models based on the approximate third order Stokes expansion are not commonly used [*Boccotti*, 2000]. In this paper, we will limit ourselves to analyzing the possibility of calculating the senior cumulants of sea surface elevations using a second order nonlinear model. Also in the last two decades, models have been created in which skewness and excess kurtosis are calculated from wave spectra [*Annenkov and Shrira*, 2013, 2014; *Janssen*, 2003; *Janssen and Bidlot*, 2009; *Mori and Janssen*, 2006].

Waves on the sea surface are always random in the sense that the topography of the surface changes in an irregular manner in both time and space. The main criteria used in the verification of statistical models of sea surface elevation distributions is the correspondence of the statistical moments calculated within their framework to the data of direct wave measurements. An additional criterion is the deviation of the distributions of heights, crests and troughs from the Rayleigh distribution. To verify statistical models, this paper summarizes the results of experiments conducted at the Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences on a stationary oceanographic platform located in the Black Sea [*Zapevalov*, 2024; *Zapevalov and Garmashov*, 2021, 2022, 2024].

Statistical Description

This section defines the main characteristics of waves that are used for statistical analysis of non-Gaussian sea states. Here we are going to use the useful statistical moments, which can be calculated from measuring the surface elevations at a fixed point, as follows

$$\mu_n = \langle \eta^n(t) \rangle$$

where $\eta(t)$ is the surface elevation, t is the time, the angular brackets mean averaging. It is assumed that the mean value of a random variable η is zero $(\mu_1 = 0)$. To analyze the effects associated with wave nonlinearity, skewness and excess kurtosis are commonly us $A_\eta = \mu_3/\mu_2^{3/2}$ and $E_\eta = \mu_4/\mu_2^2 - 3$. The energy of the wave field is determined by the second statistical moment. Usually in oceanography, instead of μ_2, the significant wave height H_S is used, equal to the average height of 1/3 of the highest waves, which is determined by the ratio

$$H_S = 4\sqrt{\mu_2}. \quad (1)$$

Given (1), the wave steepness can be defined as $\varepsilon = \frac{H_S}{4} k_p$, where k_p is the wave number of the peak of the wave spectrum. The inverse wave age is defined as $\zeta = \frac{U_{10}}{C_p}$, where U_{10} is the wind speed at an altitude of 10 m; C_p is the phase velocity of a wave with a wave number k_p [*Donelan et al.*, 1985; *Young and Donelan*, 2018]. The smaller the value of ζ, the later the stage of development of the waves corresponds to. The value $\zeta_0 = 0.83$ corresponds to a fully developed wave, at $\zeta < \zeta_0$ the wave field will create a swell, at $\zeta > \zeta_0$ wind waves will be created.

The changes in the wave steepness at different stages of the wave field development are shown in Figure 1. For the swell, the correlation coefficient between the parameters ζ and ε is 0.15, the dependence of the wave steepness on the stage of development is approximated by linear regression [*Zapevalov and Garmashov*, 2021] $\varepsilon = 0.016 + 0.0061\zeta$. For wind waves, the correlation between these parameters is much higher and equal to 0.65, the linear regression equation has the form $\varepsilon = 0.021\zeta$.

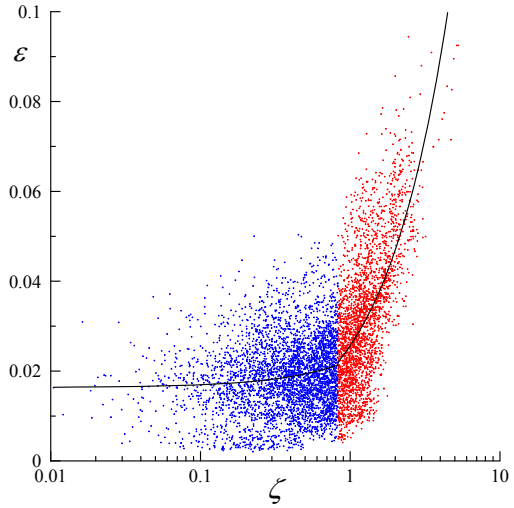


Figure 1. The correlation between the inverse wave age ζ and wave steepness ε.

A Second-Order Nonlinear Model

The analysis of nonlinear effects is usually carried out within the framework of models that are based on the decomposition of the wave profile by degrees of a small parameter ε. The steepness of the sea waves lies within the limit $0 < \varepsilon < 0.1$ [*Zapevalov and Garmashov*, 2021]. The profile of the wave is represented as the sum of the linear and nonlinear components $\eta(x,t) = \eta_L(x,t) + \eta_N(x,t)$. The linear component is a superposition of sinusoidal waves $\eta_L(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos\psi_n$, where x is the spatial coordinate, a_n are amplitudes of the wave components, $\psi_n = k_n x - \omega_n t + \varphi_n$, k_n and ω_n are a wave number and an angular frequency, φ_n is the phase. The amplitudes are Rayleigh distributed random variables. In a second order nonlinear model, terms proportional to ε are considered. In recent years, a model has been widely used in which the nonlinear component is given in the form [*Gao et al.*, 2020; *Jha and Winterstein*, 2000; *Toffoli et al.*, 2007].

$$\eta_2(x,t) = \sum_{m=1}^{\infty}\sum_{n=1}^{\infty}\left\{a_m a_n\left[B_{mn}^{-}\cos(\psi_m - \psi_n) + B_{mn}^{+}\cos(\psi_m + \psi_n)\right]\right\},$$

where transfer functions B_{mn}^{-} and B_{mn}^{+} are obtained from solution of Laplace's equation for the velocity potential with nonlinear boundary conditions.

Relationships linking skewness and excess kurtosis to wave steepness are obtained in [*Tayfun and Alkhalidi*, 2016] for a second-order nonlinear model

$$A_\eta = 3\varepsilon + O\left(\varepsilon^3\right), \tag{2}$$

$$E_\eta = 12\varepsilon^2 + O\left(\varepsilon^4\right). \tag{3}$$

Let's compare the model dependence (2) with the results of calculations based on wave measurements (Figure 2). For a swell, the statistical relationship between skewness and wave steepness is approximated by linear regression

$$A_{swell} = 2.52\varepsilon + 0.02. \tag{4}$$

For wind waves (ww), the linear regression has the form

$$A_{ww} = 1.79\varepsilon + 0.05. \tag{5}$$

The values A_η calculated within the framework of nonlinear models, including within the framework of the second-order nonlinear model, are always positive [*Huang et al.*, 1983;

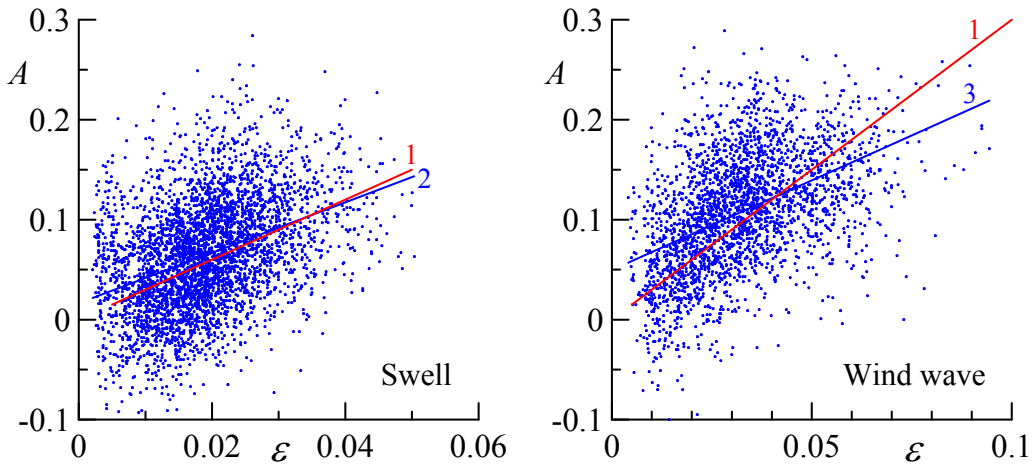


Figure 2. The dependence of asymmetry on steepness. The points are measurement data, lines 1, 2 and 3 correspond to equations (2), (4) and (5).

Naess, 1985; *Tayfun and Alkhalidi*, 2016]. This is in contrast to field measurements where the lower limit of the range in which skewness values are found is in the region of negative values [*Guedes Soares et al.*, 2004; *Jha and Winterstein*, 2000; *Zapevalov and Garmashov*, 2022]. In laboratory experiments, negative skewness values were also observed. [*Huang and Long*, 1980; *Zavadsky et al.*, 2013]. In addition, the model dependencies provide a clear link between A_η and ε, whereas Figure 2 shows that for fixed values ε the values A_{swell} and A_{ww} vary within wide limits.

Similar contradictions between model calculations and measurement results occur for excess kurtosis and wave steepness. In Figure 3, in addition to the model dependence (3), linear and quadratic regressions are shown. These are described by the equations

$$E_{swell} = 0.93\varepsilon - 0.02, \tag{6}$$

$$E_{swell} = 32.63\varepsilon^2 - 0.43\varepsilon - 0.01, \tag{7}$$

$$E_{ww} = 1.01\varepsilon, \tag{8}$$

$$E_{ww} = -11.63\varepsilon^2 + 1.87\varepsilon - 0.01. \tag{9}$$

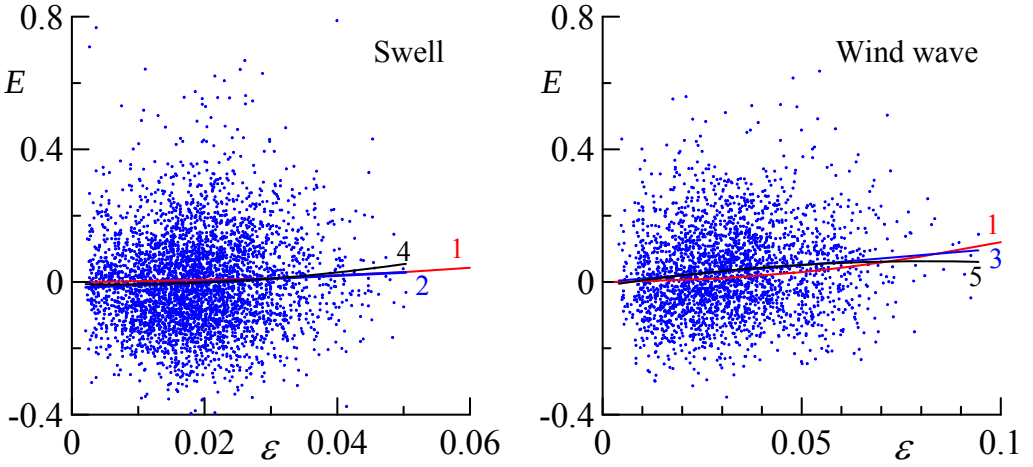


Figure 3. Dependence of the excess kurtosis on the wave steepness. The points are the measurement data, line 1–5 correspond to equations (3), (6), (7), (8) and (9).

Spectral Wave Model

Currently, global and regional spectral wave models have become a working tool for sea wave forecasting [*Grigorieva et al.*, 2020]. Comparison with in situ and remote measurement data shows that these models describe the spatial and temporal changes in wave energy quite well [*Mikhailichenko et al.*, 2016; *Stopa et al.*, 2016]. In [*Janssen*, 2003; *Janssen and Bidlot*, 2009], on the basis of the canonical transformation in the Hamiltonian theory of water waves, relations were obtained linking skewness and excess kurtosis with the characteristics of the wave spectrum. If these relationships are correct, then the results of calculations using spectral wave models can be used to correct the data from altimetric measurements by reducing the sea state bias [*Badulin et al.*, 2021; *Cheng et al.*, 2019]. They can also be used to predict dangerous water areas, since the excess kurtosis is a relevant parameter in the detection of freak waves [*Luxmoore et al.*, 2019; *Pelinovsky and Shurgalina*, 2016].

It has been shown that the skewness calculated in terms of the directional wave spectrum is always positive [*Longuet-Higgins*, 1963]. In [*Mori and Janssen*, 2006], for a narrow-band wave train, the dependence of the skewness and the excess kurtosis on the steepness of the waves is obtained as follows

$$A_\eta = 3\varepsilon, \tag{10}$$

$$E_\eta = 24\varepsilon^2. \tag{11}$$

For the wave spectral model, the dependence of the skewness on the wave steepness coincides with the dependence (2) obtained in the framework of a second-order nonlinear model. In equations (3) and (11) the numerical coefficients for ε^2 differ by a factor of two. The limitations of using equations (10) and (11) were shown in the previous section.

In a special case for the modified JONSWAP spectrum, whose parameters are explicit functions of the age of the waves, the following dependence was obtained [*Annenkov and Shrira*, 2014]

$$E_\eta = 0.04 + 0.082\zeta^{0.87}. \tag{12}$$

The modified JONSWAP spectrum for wind waves satisfying the condition $0.83 < \zeta < 5$ is [*Donelan et al.*, 1985]

$$E_D(\omega,\theta) = 4\pi^2 \frac{\alpha_D g^2}{\omega^5}\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) exp\left[-\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right)^2\right] \gamma_D^{\,exp\left[-\frac{\left(\frac{\omega}{\omega_p}-1\right)^2}{\left(2\sigma_D^2\right)}\right]} \Theta(\theta),$$

where θ is the azimuth angle, $\alpha_D = 0.006\zeta^{0.55}$, $\sigma_D = 0.08\left(1 + \frac{4}{\zeta^3}\right)$,

$$\gamma_D = \begin{cases} 1.7 & \text{if} \quad 0.83 < \zeta < 1 \\ 1.7 + 6.0 lg\zeta & \text{if} \quad 1 \le \zeta < 5 \end{cases},$$

$\Theta(\theta)$ is a spreading function. The spreading function is defined as $\Theta(\theta) = \frac{1}{2}\beta \mathrm{sech}^2(\beta\theta)$,

where $\beta = \begin{cases} 261\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right)^{1.3} & \text{if} \quad 0.56 \le \frac{\omega}{\omega_p} < 0.95 \\ 228\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right)^{-1.3} & \text{if} \quad 0.95 \le \frac{\omega}{\omega_p} < 1.6 \\ 1.24 & \text{if} \quad 1.6 < \frac{\omega}{\omega_p} \end{cases}$.

The agreement of formula (12) with measurement data is shown in Figure 4. The same figure shows a linear regression relationship, which looks like this:

$$E_\eta = 0.029\zeta.$$

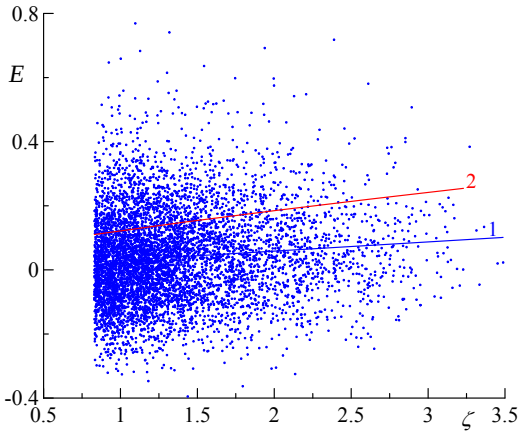


Figure 4. Dependence of the excess kurtosis on the inverse wave age. The points are measurement data, the line 1 is a dependence (12).

Distribution of Crests and Troughs

The deviation of the wave height distribution due to nonlinearity is small for the main part of the distribution, but not for the tail, and is therefore of great importance in predicting the occurrence of abnormally high waves [*Stansell*, 2004]. This statement also applies to crests and troughs. The height of the crest Cr is the maximum value of the surface elevation $\eta(t)$ between the moment when it crosses the zero level from bottom to top and the moment when it crosses this level from top to bottom [*Forristall*, 2000]. Similarly, the depth of the trough Th is determined. The depth of the trough is the absolute value of the minimum value $\eta(t)$ between two successive intersections of the zero level from top to bottom and from bottom to top.

In the linear model, the probability density functions of random variables Cr and Th coincide and are described by the Rayleigh distribution, which has the form

$$F_R(x) = \frac{x}{x_0^2}\exp\left(-\frac{x^2}{2x_0^2}\right), x \geq 0,$$

where x_0 is scale parameter.

For waves propagating in deep water, a simplified second-order nonlinear model can be used in the narrowband spectrum approximation, which is described by the amplitude-modulated Stokes wave equation

$$\eta(x,t) = a_r(x,t)\cos\theta + \frac{1}{2}k_p a_r^2(x,t)\cos(2\theta), \tag{13}$$

where $a_r(x,t)$ is a wave envelope. The local maxima of the second term in (13) coincide with the crest and trough of the linear wave, so the maximum values of the crest and trough are respectively equal to $Cr_{\max} = a_r + \frac{1}{2}k_p a_r^2$, $Th_{\max} = a_r - \frac{1}{2}k_p a_r^2$, Thus, in the second-order nonlinear model, the peaks are higher and the troughs shallower than predicted by linear theory [*Toffoli et al.*, 2008].

Let us compare the distributions of the crest and trough calculated from the measurement data with the model prediction. To use the measurement data obtained in different situations, we introduce normalization

$$\tilde{\eta}(t) = \frac{\eta(t)}{H_S}.$$

Probability density functions F_{Cr} and F_{Th} depend on the range A_η for which they are calculated [*Zapevalov*, 2024]. As can be seen from Figure 5, the probability density functions F_{Cr} and F_{Th} for $A_\eta > 0$ correspond to a second-order nonlinear model. Contradictions arise

when $A_\eta < 0$. In this case, when x is greater than the distribution mode, the inequality $F_{Th} > F_R$ holds. Negative values of skewness are observed much less frequently than positive values [*Zapevalov and Garmashov*, 2022]. Therefore, if we calculate the averages over the full range A_η functions F_{Cr} and F_{Th} then they are consistent with a second-order nonlinear model.

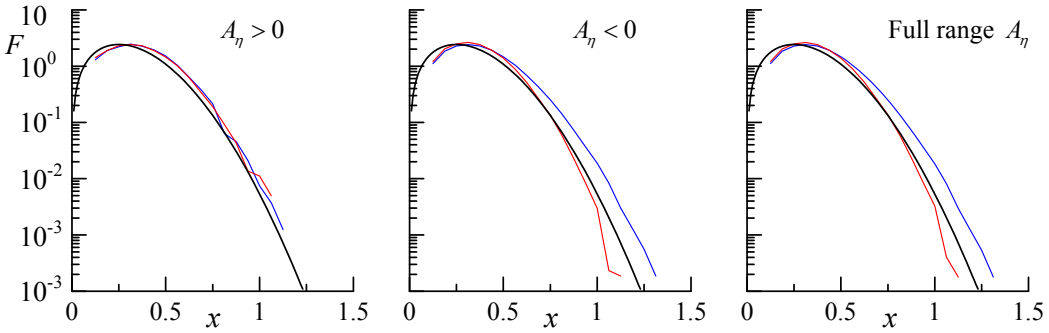


Figure 5. Probability density functions F_{Cr} and F_{Th} calculated for three ranges of skewness A_η. The blue curve is F_{Cr}, the red curve is F_{Th}, the black curve is F_R.

Conclusion

A wide range of fundamental and applied problems are concerned with the description and prediction of nonlinear effects in sea surface waves. Verification of statistical models based on wave measurement data showed the following. Models based on the decomposition of the wave profile by wave steepness, as well as models based on multidimensional integrals of wave spectra, do not describe changes in the skewness and excess kurtosis of sea surface elevations in the range where these parameters change at sea. These models can only describe average dependencies on the wave steepness or inverse waves age in a limited range ($A_\eta > 0$, $E_\eta > 0$). This is not sufficient for their use in engineering applications, where load calculations require information about the limits of changes in parameters characterizing the impact of waves on an object.

The non-linearity of sea waves is determined by several physical mechanisms; therefore their correct description requires the construction of multi-parametric models.

Acknowledgments. The work was completed within the framework of the state assignment on the topic FNNN-2024-0001 "Fundamental studies of the processes that determine fluxes of matter and energy in the marine environment and at its boundaries, the state and evolution of the physical and biogeochemical structure of marine systems in modern conditions".

References

Annenkov, S. Y., and V. I. Shrira (2013), Large-time evolution of statistical moments of wind-wave fields, *Journal of Fluid Mechanics*, *726*, 517–546, https://doi.org/10.1017/jfm.2013.243.

Annenkov, S. Y., and V. I. Shrira (2014), Evaluation of Skewness and Kurtosis of Wind Waves Parameterized by JONSWAP Spectra, *Journal of Physical Oceanography*, *44*(6), 1582–1594, https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0218.1.

Badulin, S. I., V. G. Grigorieva, P. A. Shabanov, et al. (2021), Sea state bias in altimetry measurements within the theory of similarity for wind-driven seas, *Advances in Space Research*, *68*(2), 978–988, https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.11.040.

Benjamin, T. B., and J. E. Feir (1967), The disintegration of wave trains on deep water. Part 1. Theory, *Journal of Fluid Mechanics*, *27*(3), 417–430, https://doi.org/10.1017/s002211206700045x.

Boccotti, P. (2000), *Wave Mechanics for Ocean Engineering. Vol. 64*, Elsevier Oceanography Series.

Cheng, Y., Q. Xu, L. Gao, et al. (2019), Sea State Bias Variability in Satellite Altimetry Data, *Remote Sensing*, *11*(10), 1176, https://doi.org/10.3390/rs11101176.

Donelan, M. A., J. Hamilton, W. H. Hui, and R. W. Stewart (1985), Directional spectra of wind-generated ocean waves, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *315*(1534), 509–562, https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0054.

Forristall, G. Z. (2000), Wave Crest Distributions: Observations and Second-Order Theory, *Journal of Physical Oceanography*, *30*(8), 1931–1943, https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1931:wcdoas>2.0.co;2.

Gao, Z., Z. Sun, and S. Liang (2020), Probability density function for wave elevation based on Gaussian mixture models, *Ocean Engineering*, *213*, 107,815, https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.107815.

Grigorieva, V. G., S. K. Gulev, and V. D. Sharmar (2020), Validating Ocean Wind Wave Global Hindcast with Visual Observations from VOS, *Oceanology*, *60*(1), 9–19, https://doi.org/10.1134/S0001437020010130.

Guedes Soares, C., Z. Cherneva, and E. M. Antão (2004), Steepness and asymmetry of the largest waves in storm sea states, *Ocean Engineering*, *31*(8–9), 1147–1167, https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2003.10.014.

Huang, N. E., and S. R. Long (1980), An experimental study of the surface elevation probability distribution and statistics of wind-generated waves, *Journal of Fluid Mechanics*, *101*(1), 179–200, https://doi.org/10.1017/s0022112080001590.

Huang, N. E., S. R. Long, C. C. Tung, et al. (1983), A non-Gaussian statistical model for surface elevation of nonlinear random wave fields, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *88*(C12), 7597–7606, https://doi.org/10.1029/JC088iC12p07597.

Janssen, P. A. E. M. (2003), Nonlinear Four-Wave Interactions and Freak Waves, *Journal of Physical Oceanography*, *33*(4), 863–884, https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)33<863:nfiafw>2.0.co;2.

Janssen, P. A. E. M., and J.-R. Bidlot (2009), *On the extension of the freak wave warning system and its verification*, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, https://doi.org/10.21957/uf1sybog.

Jha, A. K., and S. R. Winterstein (2000), Nonlinear Random Ocean Waves: Prediction and Comparison with Data, in *ETCE/OMAE Joint Conference Energy for the New Millennium*, *New Orleans*, *LA*, ASME.

Kinsman, B. (1965), *Wind waves; their generation and propagation on the ocean surface*, Prentice Hall Inc, Englewood Cliffs, N.J.

Longuet-Higgins, M. S. (1952), On the statistical distributions of sea waves, *Journal of Marine Research*, *XI*(3), 245–261.

Longuet-Higgins, M. S. (1957), The statistical analysis of a random, moving surface, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *249*(966), 321–387, https://doi.org/10.1098/rsta.1957.0002.

Longuet-Higgins, M. S. (1963), The effect of non-linearities on statistical distributions in the theory of sea waves, *Journal of Fluid Mechanics*, *17*(03), 459, https://doi.org/10.1017/S0022112063001452.

Luxmoore, J. F., S. Ilic, and N. Mori (2019), On kurtosis and extreme waves in crossing directional seas: a laboratory experiment, *Journal of Fluid Mechanics*, *876*, 792–817, https://doi.org/10.1017/jfm.2019.575.

Mikhailichenko, S. Y., A. V. Garmashov, and V. V. Fomin (2016), Verification of the SWAN wind waves model by observations on the stationary oceanographic platform of the Black Sea Hydrophysical Polygon of RAS, *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*, (2), 52–57 (in Russian), EDN: WKTQOX.

Mori, N., and P. A. E. M. Janssen (2006), On Kurtosis and Occurrence Probability of Freak Waves, *Journal of Physical Oceanography*, *36*(7), 1471–1483, https://doi.org/10.1175/jpo2922.1.

Naess, A. (1985), On the distribution of crest to trough wave heights, *Ocean Engineering*, *12*(3), 221–234, https://doi.org/10.1016/0029-8018(85)90014-9.

Pelinovsky, E. N., and E. G. Shurgalina (2016), Formation of freak waves in a soliton gas described by the modified Korteweg-de Vries equation, *Doklady Physics*, *61*(9), 423–426, https://doi.org/10.1134/S1028335816090032.

Phillips, O. M. (1960), On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude Part 1. The elementary interactions, *Journal of Fluid Mechanics*, *9*(2), 193–217, https://doi.org/10.1017/S0022112060001043.

Stansell, P. (2004), Distributions of freak wave heights measured in the North Sea, *Applied Ocean Research*, *26*(1–2), 35–48, https://doi.org/10.1016/j.apor.2004.01.004.

Stokes, G. G. (1849), On the Theory of Oscillatory Waves, in *Mathematical and Physical Papers vol.1*, pp. 197–229, Cambridge University Press, https://doi.org/10.1017/CBO9780511702242.013.

Stopa, J. E., F. Ardhuin, A. Babanin, and S. Zieger (2016), Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models, *Ocean Modelling*, *103*, 2–17, https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.003.

Tayfun, M. A., and M. A. Alkhalidi (2016), Distribution of Surface Elevations in Nonlinear Seas, in *Offshore Technology Conference Asia. March 22-25, 2016*, OTC, Kuala Lumpur, Malaysia, https://doi.org/10.4043/26436-ms.

Toffoli, A., J. Monbaliu, M. Onorato, et al. (2007), Second-Order Theory and Setup in Surface Gravity Waves: A Comparison with Experimental Data, *Journal of Physical Oceanography*, *37*(11), 2726–2739, https://doi.org/10.1175/2007JPO3634.1.

Toffoli, A., E. Bitner-Gregersen, M. Onorato, and A. V. Babanin (2008), Wave crest and trough distributions in a broad-banded directional wave field, *Ocean Engineering*, *35*(17–18), 1784–1792, https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2008.08.010.

Young, I. R., and M. A. Donelan (2018), On the determination of global ocean wind and wave climate from satellite observations, *Remote Sensing of Environment*, *215*, 228–241, https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.06.006.

Zakharov, V. E. (1967), The instability of waves in nonlinear dispersive media, *Soviet Physics JETP*, *24*(4), 740–744.

Zapevalov, A. S. (2024), Statistical distributions of crests and trough of sea surface waves, *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*, (3), 49–58 (in Russian), EDN: CYOWEE.

Zapevalov, A. S., and A. V. Garmashov (2021), Skewness and Kurtosis of the Surface Wave in the Coastal Zone of the Black Sea, *Physical Oceanography*, *28*(4), https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-4-414-425.

Zapevalov, A. S., and A. V. Garmashov (2022), The Appearance of Negative Values of the Skewness of Sea-Surface Waves, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, *58*(3), 263–269, https://doi.org/10.1134/s0001433822030136.

Zapevalov, A. S., and A. V. Garmashov (2024), Ratio between trough and crest of surface waves in the coastal zone of the Black Sea, *Physical Oceanography*, *31*(1), 71–78.

Zavadsky, A., D. Liberzon, and L. Shemer (2013), Statistical Analysis of the Spatial Evolution of the Stationary Wind Wave Field, *Journal of Physical Oceanography*, *43*(1), 65–79, https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0103.1.

Russian Journal of Earth Sciences

Численное моделирование воздействия естественных тропических осцилляций на амплитуды атмосферных приливов во время внезапного стратосферного потепления

А. В. Коваль*[,1,2], П. Н. Варгин[2,3], Н. М. Гаврилов[1], К. А. Диденко[1,4], Т. С. Ермакова[1,2], М. М. Ефимов[1] и А. В. Соколов[1]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[2]Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия
[3]Центральная Аэрологическая обсерватория, Долгопрудный, Москва, Россия
[4]Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, Троицк, Россия
* **Контакт:** Андрей Владиславович Коваль, a.v.koval@spbu.ru

С целью изучения эволюции атмосферных приливов были проведены модельные расчеты общей атмосферной циркуляции с помощью 3-мерной нелинейной механистической модели МСВА. В качестве естественных тропических осцилляций рассматриваются: квазидвухлетнее колебание экваториального зонального ветра (КДК) в стратосфере и Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК). Изменения амплитуд приливов анализируются на трех 10-дневных интервалах времени перед, во время и после внезапного стратосферного потепления (ВСП). Рассматриваются композитные ВСП, состоящие из 6 событий, найденных в ансамблях расчетов, для каждой комбинации фаз КДК/ЭНЮК. Исследуются мигрирующие и немигрирующие суточные и полусуточные приливы с зональными волновыми числами, 1 и 2. Численные эксперименты, в частности, показали, что структура приливов восприимчива к воздействию ВСП, при этом во время ВСП амплитуды приливов при разных комбинациях КДК – ЭНЮК меняются по-разному. Например, при Эль-Ниньо и восточной фазе КДК заметно ослабление суточного мигрирующего прилива во время ВСП, а при Ла-Нинья и восточной фазе КДК, наоборот, амплитуда суточного прилива усиливается во время события, а после ВСП – ослабляется. Анализ численных экспериментов подтверждает существующие представления о существенной изменчивости приливов во время ВСП и демонстрирует важнейший источник этой изменчивости, связанный с комбинациями динамического воздействия КДК – ЭНЮК.

Ключевые слова: динамика атмосферы, атмосферные приливы, тропические осцилляции, внезапное стратосферное потепление.

Цитирование: Коваль, А. В., П. Н. Варгин, Н. М. Гаврилов, К. А. Диденко, Т. С. Ермакова, М. М. Ефимов, А. В. Соколов Численное моделирование воздействия естественных тропических осцилляций на амплитуды атмосферных приливов во время внезапного стратосферного потепления // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1007. — DOI: 10.2205/2025es000939 — EDN: SXAGIY

https://elibrary.ru/sxagiy

Получено: 1 июля 2024 г.
Принято: 8 октября 2024 г.
Опубликовано: 28 февраля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Введение

Глобальные атмосферные волны, включая солнечные термические приливы, оказывают существенное влияние на динамику атмосферы, при этом на высотах мезосферы и нижней термосферы (МНТ) приливы играют основную роль в формировании термодинамического режима атмосферы [*Forbes, 1982; Hagan et al., 1995; Jacobi et al., 1999; Manson et al., 1989; Pancheva et al., 2002; Smith, 2012*]. Солнечные приливы – это колебания глобального масштаба с периодами солнечных суток (24 ч) и его гармоник

(12, 8 и 6 ч), которые в основном возникают в результате поглощения солнечной радиации водяным паром в тропосфере и озоном в стратосфере [*Xu et al., 2012*]. Из-за уменьшения плотности атмосферы и сохранения вертикального потока волновой энергии, амплитуды приливов увеличиваются с высотой и достигают максимума в МНТ области. Помимо собственно обмена импульсом со средним течением, приливы играют важную роль в нелинейных взаимодействиях планетарных волн (ПВ), модулируя их сигнал в МНТ области и, таким образом, способствуя распространению ПВ в верхнюю термосферу [*Laštovička, 2006*].

Долгопериодные атмосферные колебания, такие как Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), квазивухлетнее колебание (КДК) стратосферного экваториального зонального ветра, а также цикличность солнечной активности влияют на региональную и глобальную циркуляцию, включая условия для генерации и распространения атмосферных волн различного масштаба [*Baldwin et al., 2001; Gan et al., 2017; Hitchman et al., 2021; Koval et al., 2019, 2022b*]. В частности, такие естественные тропические осцилляции, как КДК и ЭНЮК, оказывают существенное влияние и на стратосферный полярный вихрь посредством дальних связей [*Garfinkel and Hartmann, 2007*].

ЭНЮК генерируется в результате взаимодействия океана с атмосферой в тропической области Тихого океана. Положительные температурные аномалии в восточной или центральной экваториальной части Тихого океана, характерные для явления Эль-Ниньо (положительная фаза ЭНЮК), уменьшают обычно большую разницу температур поверхности моря. Как следствие, пассаты ослабевают, индекс Южного колебания становится аномально отрицательным, а уровень моря падает на западе и поднимается на востоке по мере развития потепления [*Trenberth, 1997*]. Изменения внетропической циркуляции во время Эль-Ниньо различных типов обсуждаются в работе [*Ermakova et al., 2022*]. Ла-Нинья представляет собой противоположную (отрицательную) фазу Южного колебания, при этом наблюдается низкое давление к западу от линии перемены дат, а высокое давление – к востоку в периоды аномально низких экваториальных температур поверхности Тихого океана. Огромное внимание уделяется изучению особенностей влияния ЭНЮК на глобальную атмосферную динамику высоких широт [*Варгин и др., 2021; Коленникова и др., 2021; Ermakova et al., 2024; Wang et al., 2016*].

КДК проявляется в тропической стратосфере как изменение направления зонального ветра со средним периодом порядка 2 лет, что также оказывает существенное влияние на глобальную циркуляцию атмосферы. КДК характеризуется попеременным западным и восточным режимами ветра, граница между которыми постепенно опускается. Как показали Холтон и Тан [*Holton and Tan, 1980*], КДК влияет на ширину и расположение внетропических волноводов, по которым ПВ распространяются из тропосферы в верхние слои атмосферы. Считается, что во время бореальной зимы полярный вихрь во время восточной фазы КДК (вКДК) слабее и более возмущен, чем во время западной фазы (зКДК) из-за повышенной волновой активности ПВ. Это подтверждают и результаты численного моделирования [*Koval et al., 2022b*]. Распространяясь разными путями по модифицированным волноводам, ПВ распространяют возмущения из КДК в высокие широты и верхние слои атмосферы, включая термосферу [*Koval et al., 2022a*].

В настоящее время все большее количество работ посвящено изучению особенностей совместного влияния КДК и ЭНЮК на циркуляцию стратосферы и тропосферы. Например, в [*Kumar et al., 2022*] авторы рассмотрели совместное влияние стратосферного КДК и ЭНЮК на полярный вихрь, субтропические западные струйные течения и волновые структуры. Было выявлено усиление стратосферного полярного вихря во время зКДК. Также авторы указали на то, что проявление КДК в стратосфере сильнее в условиях Ла-Нинья. *Ma et al., 2022* также изучили совместное влияние КДК и ЭНЮК на взаимосвязь между протяженностью морского льда и евразийским климатом зимой через планетарную волновую активность и стратосферный полярный вихрь.

Формирование и развитие внезапных стратосферных потеплений (ВСП), в свою очередь, влияет на термодинамический режим всей средней атмосферы, а также на

формирование погодных аномалий и изменение климата в тропосфере [*Salminen et al., 2020*]. ВСП является одним из самых заметных процессов динамического взаимодействия между тропосферой и средней атмосферой. ВСП происходят в зимний период на высоких широтах. Зонально осредненный меридиональный градиент температуры, обычное направление которого зимой к экватору, во время ВСП меняет в стратосфере направление на противоположное. В случае главного (major) ВСП направленный на восток средний зональный ветер в среднеширотной стратосфере также меняет направление на противоположное. Влияние ВСП на формирование погодных аномалий и изменений климата в тропосфере активно изучается с начала XX века [*Baldwin et al., 2007, 2001; Hong and Reichler, 2021; Nath et al., 2016; Sun and Robinson, 2009*]. ВСП могут существенно влиять на динамику и термический режим верхней атмосферы [*Fuller-Rowell et al., 2010; Pedatella and Liu, 2013; Pedatella et al., 2016*], представляя собой важный предмет исследования вертикальных взаимодействий в атмосфере в глобальном масштабе.

Изменения амплитуд атмосферных приливов на разных стадиях ВСП изучались как на основе радарных данных [*He et al., 2020; Hibbins et al., 2019*], так и на базе численного моделирования [*Limpasuvan et al., 2016; Pedatella and Liu, 2013*] и спутниковых измерений [*Siddiqui et al., 2022*]. Отмечается существенная изменчивость в поведении приливов, в частности, при ВСП за последние годы наблюдались разнонаправленные тенденции в структурах приливов в МНТ области. Например, [*He et al., 2020*] по данным сети радарных станций диагностировали ослабление мигрирующего полусуточного прилива в мезосфере во время образования ВСП 2018 года. Однако по другим радарным данным были выявлены и обратные тенденции: усиление мигрирующего полусуточного прилива во время ВСП 2006 г. и 2009 гг., что, по-видимому, связано с изменениями стратосферного озона [*Sridharan et al., 2012*].

Цель данной работы – исследование влияния различных фаз ЭНЮК и КДК на изменение пространственно-временной структуры приливов на разных стадиях формирования ВСП на основе численного моделирования с использованием 3-мерной модели средней и верхней атмосферы МСВА.

Методы и подходы

Модель МСВА. Для моделирования общей атмосферной циркуляции в различные фазы ЭНЮК и КДК используется механистическая нелинейная численная модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы МСВА [*Pogoreltsev et al., 2007*], активно используемая для изучения крупномасштабных волновых процессов [*Geißler et al., 2020; Koval et al., 2022b; Medvedeva et al., 2019*]. Конечно-разностная модель МСВА основана на решении уравнений гидродинамики в сферической системе координат, с горизонтальной сеткой 36×64 узлов по широте и долготе и 56 вертикальными уровнями от земной поверхности до примерно 300 км в log-изобарической системе координат. Модель МСВА адекватно воспроизводит структуру атмосферных приливов и многократно использовалась для изучения различных мод мигрирующих [*Geißler et al., 2020; Lilienthal and Jacobi, 2019; Lilienthal et al., 2018*] и немигрирующих [*Суворова и Погорельцев, 2011*] приливов. В модели генерация приливов происходит самосогласованно: за счет параметризации солнечного нагрева и нелинейных взаимодействий между гравитационными волнами и приливами. Пространственная структура моделируемых приливов в МСВА соответствует наблюдениям, хотя амплитуды могут быть недооценены, как и во многих других моделях [*Lilienthal and Jacobi, 2019*]. В текущей работе анализ сфокусирован на относительных изменениях амплитуд приливов.

Фазы КДК. Для определения КДК используется метод, основанный на рассмотрении вертикальной эволюции экваториального зонального ветра с использованием эмпирических ортогональных функций, предложенный в статье [*Wallace et al., 1993*] и реализованный нами ранее [*Koval et al., 2022b*]. Использование этого метода позволило подобрать годы, соответствующие восточной и западной фазам КДК. При численных расчетах для учета КДК в модели используется ньютоновская релаксация (nudging)

моделируемого среднезонального потока в экваториальной стратосфере к соответствующим осредненным распределениям на основе реанализа MERRA2 при различных фазах КДК.

Фазы ЭНЮК учтены в модели МСВА посредством внедрения в модель параметризации выделения скрытого тепла по методу, предложенному в работе [*Ermakova et al., 2019*]. Для выделения фаз ЭНЮК используется мультивариативный индекс (Multivariate ENSO Index, MEI, [*Wolter and Timlin, 2011*]). Используя таблицу значений MEI, выбираются годы, соответствующие фазам Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Осредненные по этим годам для отдельных сезонов поля температуры и геопотенциала используются в качестве начальных условий в МСВА.

ВСП. События ВСП генерируются в МСВА за счет внутренней изменчивости гидродинамических полей и нелинейных взаимодействий среднего течения с планетарными волнами. Адекватность воспроизведения главных и минорных ВСП моделью МСВА обсуждалась в более ранних работах, в частности, моделируемые события ВСП, схожие по пространственно-временным характеристикам с наблюдаемыми, продемонстрированы в работах [*Koval et al., 2019; Medvedeva et al., 2019*].

Для автоматизации и стандартизации поиска ВСП в работах [*Гаврилов и Ефимов, 2021; Efimov and Gavrilov, 2023*] разработан метод, основанный на поиске моментов максимальной скорости изменения (МСИ) температуры и средней зональной скорости во время события. В начале ВСП можно найти момент максимального роста температуры, t_T, когда первая производная по времени положительна и максимальна, а вторая производная одновременно равна нулю. Западный зональный ветер во время начала ВСП убывает и может менять направление. В момент максимальной скорости уменьшения зонального ветра, t_U, первая производная отрицательна, а вторая производная проходит нулевое значение. Необходимым условием экстремальной скорости роста и убывания является равенство нулю второй производной по времени.

Для проверки метода авторы в работе [*Ефимов и Гаврилов, 2024*] определили характеристики ВСП на высоте 30 км за период с 1958 по 2017 г по базе данных японского метеорологического реанализа JRA-55. Для уменьшения шума данные реанализа усреднялись по широтному кольцу 60°–90° с. ш. Сравнение с временами начала 32 главных ВСП, t_R, традиционно найденных по времени разворота зонального ветра в таблице [*Butler, 2023*], показало, что среднее значение $t_R - t_u = 3.6 \pm 0.5$ сут, т.е. максимальная скорость уменьшения зонального ветра наблюдается раньше, чем разворот направления ветра. Среднее значение разности $t_u - t_T = 1.5 \pm 0.5$ сут, т.е. рост температуры опережает убывание зонального ветра во время ВСП. В конце события ВСП по аналогии с вышеизложенным можно найти моменты максимальной скорости убывания температуры и роста среднего зонального ветра, которые характеризуют время окончания события. Оценки длительности ВСП, определяемой как разность между указанными выше временами начала и окончания событий меняются в пределах 6–9 сут.

Схема численных экспериментов. При инициализации модели задаются климатологические глобальные профили температуры. В течение первых 120–129 дней МСВА использует среднесуточные скорости солнечного нагрева. Между 120 и 129 модельными днями включаются суточные вариации нагрева и источники планетарных волн. Начиная с 300-го модельного дня запускаются сезонные изменения зенитного угла Солнца, а дни 300–390 соответствуют декабрю–февралю. С целью обеспечения статистической значимости, для каждой комбинации КДК-ЭНЮК были рассчитаны композитные ВСП, состоящие из 6 событий в рамках ансамблей модельных реализаций. Особенности создания ансамблей в МСВА с целью получения осредненных распределений, стадии инициализации модели и статистическая обработка в деталях описаны в [*Koval et al., 2019*]. Среднемесячные амплитуды ПВ, интенсивность среднего потока и температура в стратосфере зимой от одного члена модельного ансамбля к другому могут существенно меняться, что интерпретируется как межгодовая изменчивость [*Суворова и Погорельцев, 2011*]. С помощью МСВА в данной работе исследуются средние «климати-

ческие» распределения гидродинамических полей, полученные в результате осреднения по ансамблям для комбинаций Эль-Ниньо и вКДК (восточная фаза КДК), Эль-Ниньо и зКДК (западная фаза КДК) и Ла-Нинья и вКДК (восточная фаза КДК).

Отметим, что из-за ограниченности непрерывных данных наблюдений средней и верхней атмосферы примерно 40–50 годами и тем, что рассматриваемые тропические осцилляции КДК и ЭНЮК долгопериодные, именно анализ результатов численных экспериментов имеет важное преимущество по сравнению с анализом данных наблюдений.

Результаты

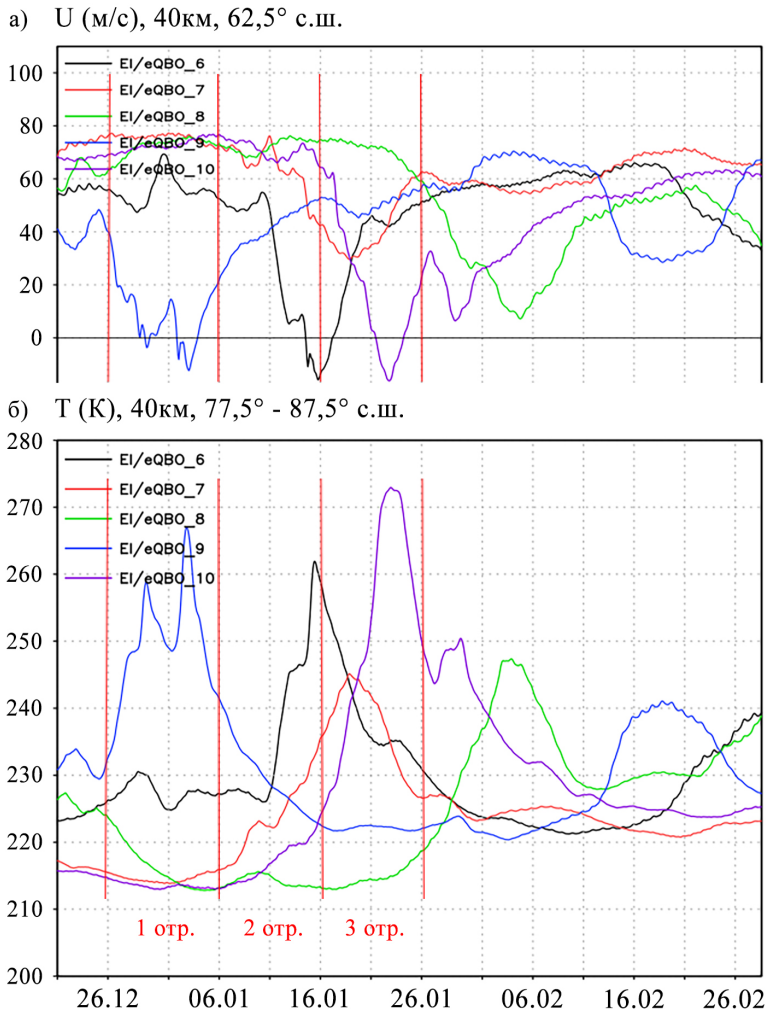


Рис. 1. Временной ход среднезонального зонального ветра на 62,5° с. ш. (а) и температуры на 77,5°–87,5° с. ш. (б) в течение зимних месяцев для разных членов ансамбля модельных расчетов. Вертикальными красными линиями показаны 10-дневные промежутки времени перед, во время и после ВСП на примере 6-го модельного расчета для Эль-Ниньо + вКДК (черная кривая).

Для изучения особенностей изменения структуры приливов на разных стадиях ВСП были выбраны 10-дневные интервалы времени перед, во время и после ВСП. Примеры временных рядов зонального ветра и температуры, смоделированных для зимних месяцев при комбинации Эль-Ниньо + вКДК представлены на рис. 1. Вертикальными красными линиями продемонстрированы 10-дневные промежутки времени на примере модельного расчета 6 (черная кривая). Первый промежуток соответствует состоянию перед началом ВСП. Второй промежуток между началом ВСП и его пи-

ком, сопровождающийся быстрым ростом приполярной стратосферной температуры и замедлением зонального ветра. Этот промежуток сопровождается, как правило, максимальной волновой активностью планетарных волн. Третий промежуток – временной интервал после пика ВСП. Всего, для трех комбинаций КДК и ЭНЮК было выбрано по 6 модельных расчетов, содержащих ВСП. Только для условий Ла-Нинья и зКДК не удалось выбрать соответствующее количество потеплений. Как обсуждалось выше, такая комбинация не способствует ослаблению стратосферного полярного вихря и, следовательно, формированию ВСП.

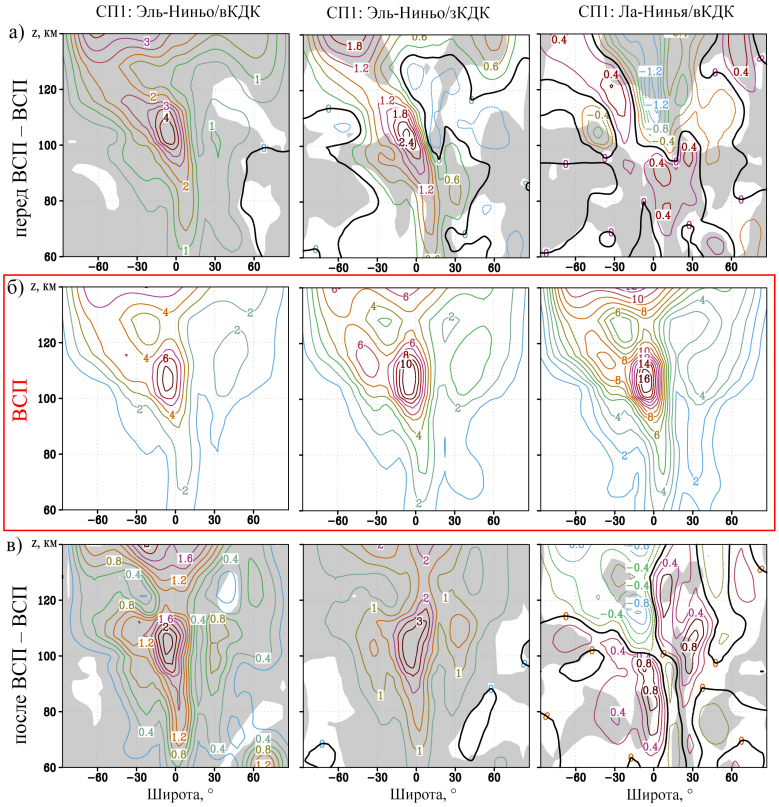


Рис. 2. Высотно-широтные распределения амплитуды вариаций температуры (К) суточного мигрирующего прилива (m=1) во время ВСП (б), а также изменения амплитуды перед (а) и после (в) ВСП. Столбцы слева направо соответствуют комбинациям Эль-Ниньо + вКДК, Эль-Ниньо + зКДК, Ла-Нинья + вКДК. Серым фоном выделены статистически значимые приращения.

Гидродинамические поля для каждого из выбранных временных интервалов и каждого модельного расчета внутри ансамбля были разложены на зональные гармоники с помощью Фурье-разложения. Далее, на основе аппроксимации по методу наименьших квадратов, рассчитывались амплитуды и фазы приливов. Для изучения особенностей изменения приливов на разных стадиях ВСП, полученные амплитуды были осреднены по соответствующим ансамблям. Были рассмотрены следующие приливы: мигрирующие суточный и полусуточный приливы с зональными волновыми числами, соответственно, 1 и 2, а также немигрирующие суточный и полусуточный приливы с зональными числами, соответственно, 2 и 1.

На рис. 2б представлены амплитуды суточного мигрирующего прилива для условий, соответственно (слева направо), Эль-Ниньо + вКДК; Эль-Ниньо + зКДК; Ла-Нинья + вКДК, во время ВСП. рис. 2а,в демонстрируют приращения соответствующих величин относительно периода ВСП. Видно, что в целом структура приливов восприимчива к воздействию ВСП во всех комбинациях. Структура суточного прилива характерна для бореальной зимы: максимум амплитуды вблизи экватора, в тропических широтах наблюдаются вторые максимумы, причем в южном полушарии амплитуда больше, чем

в северном. При этом видно, что во время ВСП амплитуды при разных комбинациях КДК – ЭНЮК меняются по-разному. Например, при Эль-Ниньо + вКДК (рис. 2, левая колонка) заметно ослабление суточного прилива во время ВСП, что демонстрируют положительные приращения амплитуды перед и после ВСП (рис. 2а, в). Такое поведение нехарактерно, например, для стационарных планетарных волн [*например, Gavrilov et al., 2018*], однако совпадает с предыдущими исследованиями [*например, Siddiqui et al., 2022*]. В частности, для отдельных рассмотренных ВСП [*Siddiqui et al., 2022*] обсуждали усиление прилива, продолжавшееся после события. Схожие тенденции после ВСП наблюдались также по данным SABER в 2009 году [*Jin et al., 2012*]. Максимальные изменения в амплитуде прилива (до 40%) во время ВСП наблюдаются также при фазе Эль-Ниньо + вКДК, хотя сам прилив слабее, чем в другие рассмотренные комбинации. Если рассматривать другие комбинации КДК/ЭНЮК, то при Эль-Ниньо + зКДК (рис. 2, средняя колонка) в северном полушарии наблюдается усиление прилива во время ВСП, в при Ла-Нинья + вКДК (рис. 2, правая колонка), амплитуда суточного прилива выше 90 км усиливается во время события, а после ВСП – ослабляется в южном полушарии.

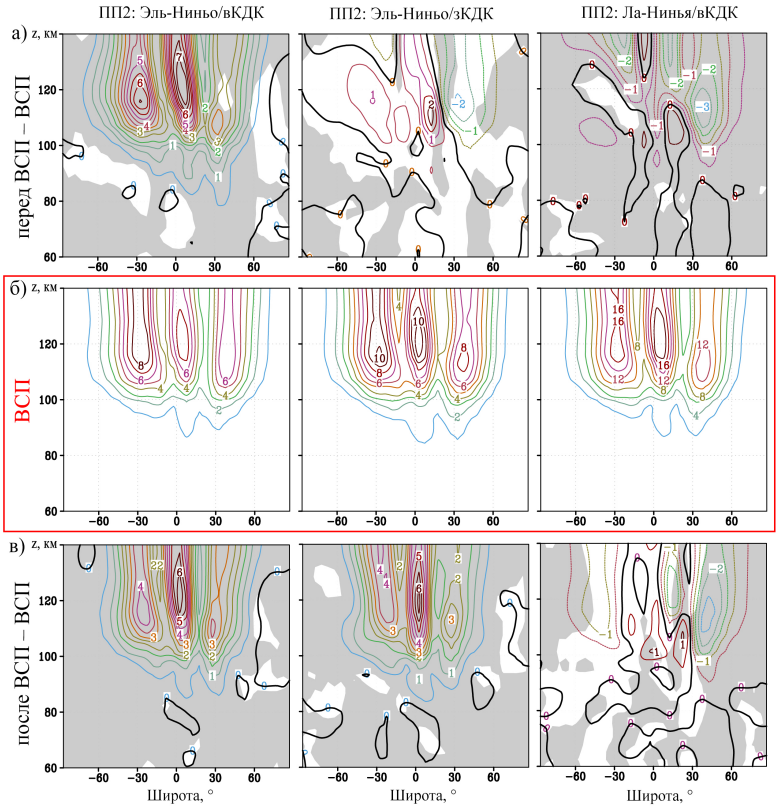


Рис. 3. Высотно-широтные распределения амплитуды вариаций температуры (К) полусуточного мигрирующего прилива (m=2) во время ВСП (б), а также изменения амплитуды перед (а) и после (в) ВСП. Столбцы слева направо соответствуют комбинациям Эль-Ниньо + вКДК, Эль-Ниньо + зКДК, Ла-Нинья + вКДК. Серым фоном выделены статистически значимые приращения.

На рис. 3 представлены те же величины, что на рис. 2, только для полусуточного мигрирующего прилива с зональным волновым числом $m = 2$. Выше 90 км амплитуда полусуточного прилива тоже имеет 3 максимума, в экваториальной и тропической областях, при этом амплитуды полусуточного прилива в экваториальной области на рис. 3б сопоставимы с амплитудами суточного прилива на рис. 2б, а за пределами экваториальной области амплитуды полусуточного прилива превышают показатели суточного. Такие особенности структуры мигрирующих приливов многократно обсуждались в исследованиях [*He et al., 2020; Pedatella and Liu, 2013*].

Перед потеплением, на рис. 3а, во всех комбинациях тенденции изменения прилива схожи с теми же для суточного прилива: усиление при Эль-Ниньо + вКДК, ослабление в северном полушарии при Эль-Ниньо + зКДК и общее ослабление для Ла-Нинья + вКДК. Усиление прилива после ВСП отмечено для первых двух комбинаций на рис. 3в (левая и средняя панели). Относительные изменения амплитуды, как и в случае суточного прилива, продемонстрированы на левых панелях на рис. 3 а, в, максимальны во время комбинации Эль-Ниньо + вКДК. В работе [*He et al., 2020*] авторы оценивали изменения в структуре приливов во время ВСП, включая суточные и полусуточные, на основе радарных данных о скорости ветра в среднеширотной МНТ области, и, в частности, демонстрировали ослабление полусуточного прилива во время ВСП, схожее с тем, что видно на левых панелях рис. 3 а, б. Ослабление полусуточного прилива также демонстрировалось в исследовании на базе обработки данных Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN) [*Hibbins et al., 2019*]. Вместе с тем, изменчивость приливов во время ВСП зависит от множества факторов и при определенных условиях можно наблюдать усиление полусуточного прилива во время ВСП [*Sridharan et al., 2012*], схожее с нашими правыми панелями рис. 3а, б. Таким образом мы демонстрируем очень важный фактор, влияющий на изменчивость структуры приливов, выраженный в комбинации воздействия КДК – ЭНЮК.

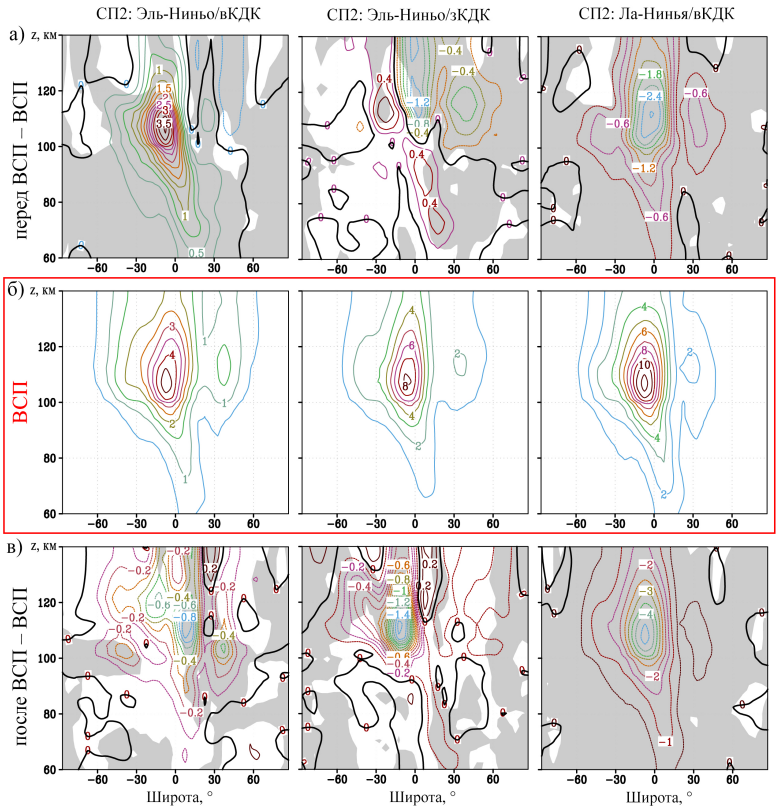


Рис. 4. Высотно-широтные распределения амплитуды вариаций температуры (К) посредством суточного немигрирующего прилива ($m = 2$) во время ВСП (б), а также изменения амплитуды перед (а) и после (в) ВСП. Столбцы слева направо соответствуют комбинациям Эль-Ниньо + вКДК, Эль-Ниньо + зКДК, Ла-Нинья + вКДК. Серым фоном выделены статистически значимые приращения.

Амплитуды суточного немигрирующего прилива (с зональным волновым числом 2) на разных стадиях ВСП представлены на рис. 4. Структура этого прилива схожа со структурой мигрирующего суточного прилива, показанного на рис. 2, что объясняется основным механизмом его генерации за счет нелинейного взаимодействия суточного прилива со стационарной планетарной волной с зональным числом 1 [*Angelats i Coll and Forbes, 2002; Hagan and Forbes, 2002; Hagan et al., 1995*]. Второй важный меха-

низм формирования немигрирующего прилива – зонально-асимметричное тепловое воздействие, обусловленное топографией поверхности, географически изменяющиеся источники тепла, изменение солнечного нагрева с долготой [*Pancheva et al., 2020*].

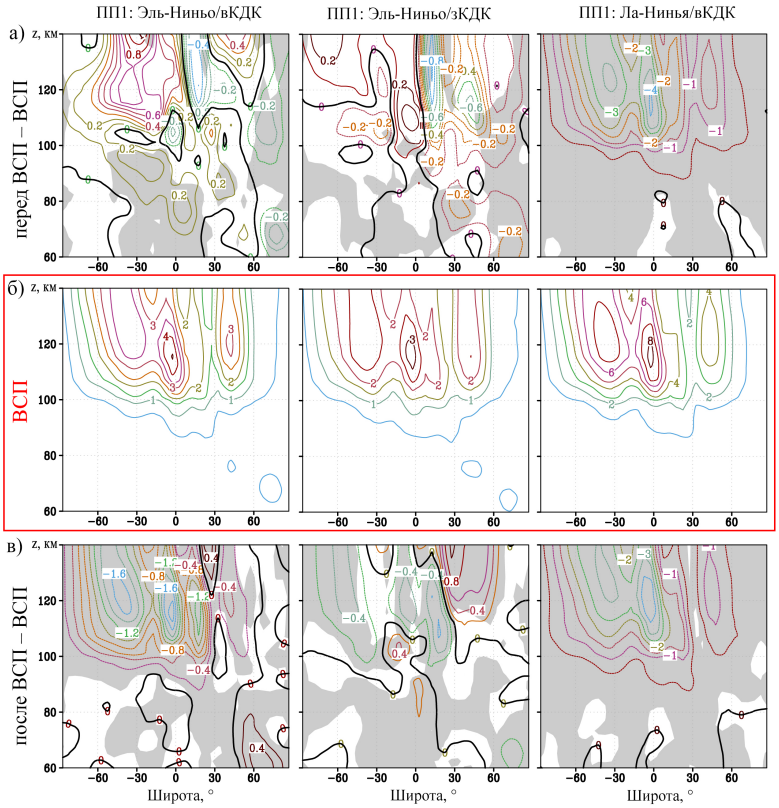


Рис. 5. Высотно-широтные распределения амплитуды вариаций температуры (K) посредством полусуточного немигрирующего прилива ($m = 1$) во время ВСП (б), а также изменения амплитуды перед (а) и после (в) ВСП. Столбцы слева направо соответствуют комбинациям Эль-Ниньо + вКДК, Эль-Ниньо + зКДК, Ла-Нинья + вКДК. Серым фоном выделены статистически значимые приращения.

На рис. 5 представлены структуры полусуточного немигрирующего прилива (с зональным волновым числом 1). Как и в случае суточного мигрирующего и немигрирующего приливов, структура полусуточного прилива на рис. 3 и рис. 5 в целом схожа. Амплитуды немигрирующих приливов заметно меньше, чем мигрирующих, при этом результат нелинейного взаимодействия первичного полусуточного мигрирующего прилива с планетарной волной выражается в существенном ослаблении немигрирующего прилива после ВСП при всех комбинациях. В случае Эль-Ниньо + вКДК и Ла-Нинья + вКДК это ослабление может достигать 50% в экваториальной области, на высоте около 120 км (левый и правый рис. 5в). В северной термосфере на среднем рис. 5в при Эль-Ниньо + зКДК после ВСП наблюдается увеличение амплитуды прилива, не характерное для других комбинаций. Если рассматривать тенденции перед ВСП, большая изменчивость приливов при Эль-Ниньо + вКДК и Эль-Ниньо + зКДК (левый и средний рис. 5а) объясняет отсутствие статистической значимости приращений амплитуды выше 100 км. Педателла и Форбс [*Pedatella and Forbes, 2010*], изучая вариации полного электронного содержания, предположили, что взаимодействие между мигрирующими полусуточным приливом и сильной активностью ПВ во время ВСП способствует усилению немигрирующего полусуточного прилива и ослаблению после ВСП. Рассмотренное ими ВСП 2009 года соответствует комбинации Эль-Ниньо + вКДК, представленной на наших рисунках слева. Усиление полусуточного немигрирующего прилива в северной нижней термосфере демонстрировалось также в [*Hibbins et al., 2019*].

Существенное отличие немигрирующего суточного прилива от мигрирующего прилива заключается в том, что после ВСП немигрирующий прилив ослабляется при всех комбинациях КДК/ЭНЮК. Это можно видеть по отрицательным приращениям амплитуды после ВСП на рис. 4в. Это явление объясняется резким ослаблением волновой активности планетарной волны после прохождения пика ВСП. На рис. 6, продемонстрировано поведение стационарной ПВ с зональным числом 1 (СПВ1) на разных стадиях ВСП. Структура ПВ для всех комбинаций КДК/ЭНЮК (рис. 6б) типична для условий бореальной зимы: в стратосфере наблюдается максимум в северном полушарии, начиная с мезосферы, ПВ распространяется вдоль волновода и в южное полушарие. Именно резким усилением волновой активности СПВ объясняется формирование ВСП, следовательно, перед и после события амплитуда СПВ на рис. 6а, в уменьшается. Таким образом, ослабляется и процесс генерации немигрирующего прилива за счет нелинейного взаимодействия мигрирующего прилива с планетарной волной. Схожее поведение немигрирующего прилива после ВСП обсуждалось в исследовании [*Pedatella and Liu, 2013*], в котором проводилось численное моделирование влияния глобальных атмосферных волн и приливов на ионосферные неоднородности во время ВСП.

Заключение

Данная работа посвящена изучению эволюции атмосферных приливов в период ВСП в Арктике в условиях различных фаз долгопериодных тропических осцилляций: квазидвухлетнего колебания зонального ветра в экваториальной стратосфере (КДК) и Эль-Ниньо Южного колебания (ЭНЮК) на основе численных расчетов циркуляции

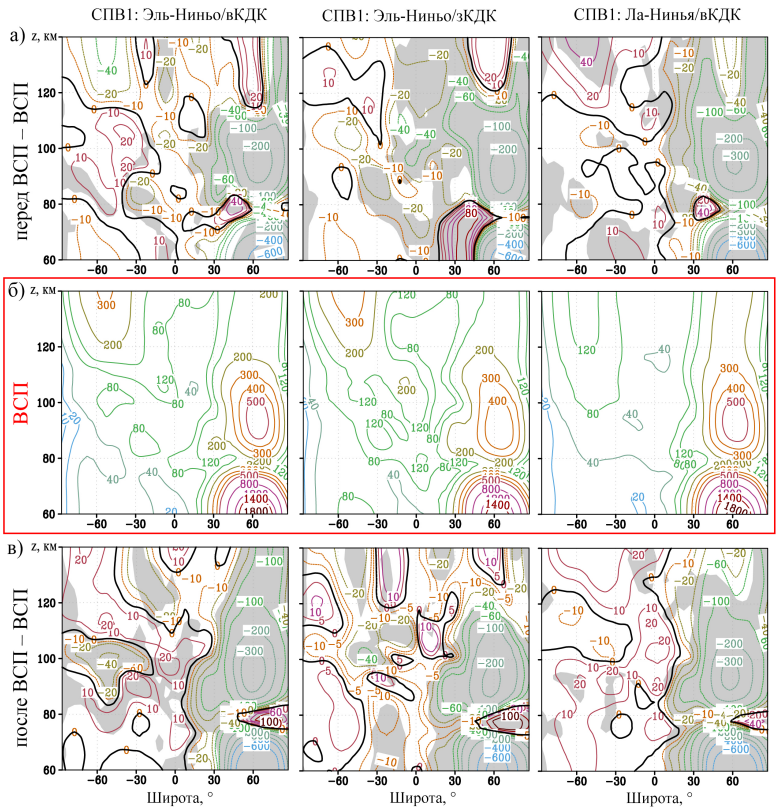


Рис. 6. Высотно-широтные распределения амплитуды вариаций геопотенциальной высоты (гпм) посредством стационарной ПВ ($m = 1$) во время ВСП (б), а также изменения амплитуды перед (а) и после (в) ВСП. Столбцы слева направо соответствуют комбинациям Эль-Ниньо + вКДК, Эль-Ниньо + зКДК, Ла-Нинья + вКДК. Серым фоном выделены статистически значимые приращения.

атмосферы, проведенных с использованием МСВА. Эволюция приливов рассматривалась на примере трех 10-дневных интервалов времени перед, во время и после ВСП. В исследовании рассматриваются мигрирующие суточный и полусуточный приливы с зональными волновыми числами, соответственно, 1 и 2, а также немигрирующие суточный и полусуточный приливы с зональными числами, соответственно, 2 и 1.

Были получены следующие основные результаты:

- Структура приливов восприимчива к воздействию ВСП во всех случаях, при этом во время ВСП амплитуды при разных комбинациях КДК – ЭНЮК меняются по-разному. Например, при Эль-Ниньо + вКДК заметно ослабление суточного мигрирующего прилива во время ВСП, а при Ла-Нинья + вКДК, наоборот, амплитуда суточного прилива усиливается во время события, а после ВСП – ослабляется.
- Перед потеплением во всех комбинациях тенденции изменения полусуточного мигрирующего прилива схожи с теми же для суточного прилива: усиление при Эль-Ниньо + вКДК, ослабление в северном полушарии при Эль-Ниньо + зКДК и общее ослабление для Ла-Нинья + вКДК. Относительные изменения амплитуды, как и в случае суточного прилива, максимальны во время комбинации Эль-Ниньо + вКДК.
- Если рассматривать немигрирующие суточный и полусуточный приливы, то существенное отличие от мигрирующих приливов заключается в том, что после ВСП немигрирующий прилив ослабляется при всех комбинациях КДК – ЭНЮК. Это явление можно объяснить резким ослаблением волновой активности планетарной волны после прохождения пика ВСП. В связи с этим, ослабляется и процесс нелинейной генерации немигрирующего прилива.
- Сравнение рассчитанных нами амплитуд приливов с данными наблюдений для отдельных комбинаций КДК – ЭНЮК, а таже на разных стадиях ВСП, продемонстрировало адекватность используемой нами методологии и корректность воспроизведения рассматриваемых колебаний в модели МСВА.

Проведенные расчеты амплитуд приливов на разных стадиях ВСП показали, что изменение структуры глобальной циркуляции в мезосфере-нижней термосфере может оказывать существенное влияние на такие крупномасштабные возмущения. При определенных условиях, например, во время главного ВСП, амплитуда прилива может меняться в 2–3 раза, способствуя изменению температурного и динамического баланса атмосферы. Важность изучения взаимодействия приливов с долгопериодными атмосферными осцилляциями связана с тем, что кроме непосредственного обмена импульсом со средним течением, приливы участвуют в нелинейных взаимодействиях с планетарными волнами, являясь потенциальным механизмом передачи энергии этих возмущений планетарного масштаба (в частности, квазистационарных планетарных волн) из средней атмосферы в термосферу/ионосферу.

Выявленное в ходе численных экспериментов отличие в термической и динамической структуре верхней атмосферы обоих полушарий при разных комбинациях естественных тропических осцилляций является важным результатом. Эти осцилляции, например, могут объяснять существенную изменчивость приливов на разных стадиях ВСП в верхней атмосфере, многократно обсуждаемую в более ранних работах, и выражаемую, например, в усилении/ослаблении полусуточного прилива во время ВСП. В частности, в работе [*Medvedeva et al., 2019*] обсуждается возможная связь немигрирующих приливов в МНТ области с вариациями вертикальной компоненты ветра во время ВСП. В связи с этим, дальнейшие исследования в направлении прямого воздействия приливов на атмосферные циркуляционные потоки представляются наиболее перспективными в ближайшее время.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00230, https://rscf.ru/project/24-17-00230/.

Список литературы

Варгин П. Н., Коленникова М. А., Кострыкин С. В. и др. Влияние аномалий температуры поверхности экваториальной и северной части Тихого океана на стратосферу Арктики по расчетам климатической модели ИВМ РАН // Метеорология и гидрология. — 2021. — № 1. — С. 5—16. — DOI: 10.52002/0130-2906-2021-1-5-16.

Гаврилов Н. М., Ефимов М. М. Автоматизированное определение дат внезапных стратосферных потеплений // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XXVII Международного симпозиума. Конференция Е. Физика средней и верхней атмосферы. — Томск : ИОА СО РАН, 2021. — Е26—Е29.

Ефимов М. М., Гаврилов Н. М. Верификация метода максимумов скорости изменения атмосферных параметров для определения характеристик внезапных стратосферных потеплений // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XXX Международного симпозиума. Конференция Е. Физика средней и верхней атмосферы. — Томск : ИОА СО РАН, 2024. — DOI: 10.56820/OAO30E1.

Коленникова М. П., Варгин П. Н., Гущина Д. Ю. Взаимосвязи между индексами Эль-Ниньо и основными характеристиками полярной стратосферы по данным моделей CMIP5 и реанализа // Метеорология и гидрология. — 2021. — № 6. — С. 5—23. — DOI: 10.52002/0130-2906-2021-6-5-23.

Суворова Е. В., Погорельцев А. И. Моделирование немигрирующих приливов в средней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. — 2011. — Т. 51, № 1. — С. 107—118.

Angelats i Coll M., Forbes J. M. Nonlinear interactions in the upper atmosphere: The s = 1 and s = 3 nonmigrating semidiurnal tides // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2002. — Vol. 107, A8. — DOI: 10.1029/2001ja900179.

Baldwin M. P., Dameris M., Shepherd T. G. How will the stratosphere affect climate change? // Science. — 2007. — Vol. 316, no. 5831. — P. 1576–1577. — DOI: 10.1126/science.1144303.

Baldwin M. P., Gray L. J., Dunkerton T. J., et al. The quasi-biennial oscillation // Reviews of Geophysics. — 2001. — Vol. 39, no. 2. — P. 179–229. — DOI: 10.1029/1999rg000073.

Butler A. H. SSWC: Sudden Stratospheric Warming Compendium data set. Table of major mid-winter SSWs in reanalyses products. — 2023. — (accessed: 20.03.2024) ; (in English). https://csl.noaa.gov/groups/csl8/sswcompendium/majorevents.html.

Efimov M. M., Gavrilov N. M. Determination of sudden stratospheric warming dates and their classification according to the JRA-55 reanalysis data // 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. — SPIE, 2023. — P. 172. — DOI: 10.1117/12.2690514.

Ermakova T. S., Aniskina O. G., Statnaia I. A., et al. Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere // Earth, Planets and Space. — 2019. — Vol. 71, no. 8. — DOI: 10.1186/s40623-019-0987-9.

Ermakova T. S., Koval A., Didenko K., et al. Influence of Natural Tropical Oscillations on Ozone Content and Meridional Circulation in the Boreal Winter Stratosphere // Atmosphere. — 2024. — Vol. 15, no. 6. — P. 717. — DOI: 10.3390/atmos15060717.

Ermakova T. S., Koval A. V., Smyshlyaev S. P., et al. Manifestations of Different El Niño Types in the Dynamics of the Extratropical Stratosphere // Atmosphere. — 2022. — Vol. 13, no. 12. — P. 2111. — DOI: 10.3390/atmos13122111.

Forbes J. M. Atmospheric tides: 1. Model description and results for the solar diurnal component // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 1982. — Vol. 87, A7. — P. 5222–5240. — DOI: 10.1029/ja087ia07p05222.

Fuller-Rowell T., Wu F., Akmaev R., et al. A whole atmosphere model simulation of the impact of a sudden stratospheric warming on thermosphere dynamics and electrodynamics // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2010. — Vol. 115, A10. — DOI: 10.1029/2010ja015524.

Gan Q., Du J., Fomichev V. I., et al. Temperature responses to the 11 year solar cycle in the mesosphere from the 31 year (1979-2010) extended Canadian Middle Atmosphere Model simulations and a comparison with the 14 year (2002-2015) TIMED/SABER observations // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2017. — Vol. 122, no. 4. — P. 4801–4818. — DOI: 10.1002/2016JA023564.

Garfinkel C. I., Hartmann D. L. Effects of the El Niño-Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2007. — Vol. 112, no. D19. — DOI: 10.1029/2007jd008481.

Gavrilov N. M., Koval A. V., Pogoreltsev A. I., et al. Simulating planetary wave propagation to the upper atmosphere during stratospheric warming events at different mountain wave scenarios // Advances in Space Research. — 2018. — Vol. 61, no. 7. — P. 1819–1836. — DOI: 10.1016/j.asr.2017.08.022.

Geißler Ch., Jacobi Ch., Lilienthal F. Forcing mechanisms of the migrating quarterdiurnal tide // Annales Geophysicae. — 2020. — Vol. 38, no. 2. — P. 527–544. — DOI: 10.5194/angeo-38-527-2020.

Hagan M. E., Forbes J. M. Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2002. — Vol. 107, no. D24. — DOI: 10.1029/2001jd001236.

Hagan M. E., Forbes J. M., Vial F. On modeling migrating solar tides // Geophysical Research Letters. — 1995. — Vol. 22, no. 8. — P. 893–896. — DOI: 10.1029/95gl00783.

He M., Forbes J. M., Chau J. L., et al. High-Order Solar Migrating Tides Quench at SSW Onsets // Geophysical Research Letters. — 2020. — Vol. 47, no. 6. — DOI: 10.1029/2019gl086778.

Hibbins R. E., Espy P. J., Orsolini Y. J., et al. SuperDARN Observations of Semidiurnal Tidal Variability in the MLT and the Response to Sudden Stratospheric Warming Events // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2019. — Vol. 124, no. 9. — P. 4862–4872. — DOI: 10.1029/2018jd030157.

Hitchman M. H., Yoden S., Haynes P. H., et al. An Observational History of the Direct Influence of the Stratospheric Quasi-biennial Oscillation on the Tropical and Subtropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. — 2021. — Vol. 99, no. 2. — P. 239–267. — DOI: 10.2151/jmsj.2021-012.

Holton J. R., Tan H. C. The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1980. — Vol. 37, no. 10. — P. 2200–2208. — DOI: 10.1175/1520-0469(1980)037<2200:tioteq>2.0.co;2.

Hong H.-J., Reichler T. Local and remote response of ozone to Arctic stratospheric circulation extremes // Atmospheric Chemistry and Physics. — 2021. — Vol. 21, no. 2. — P. 1159–1171. — DOI: 10.5194/acp-21-1159-2021.

Jacobi C., Portnyagin Y., Solovjova T., et al. Climatology of the semidiurnal tide at 52-56°N from ground-based radar wind measurements 1985-1995 // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 1999. — Vol. 61, no. 13. — P. 975–991. — DOI: 10.1016/s1364-6826(99)00065-6.

Jin H., Miyoshi Y., Pancheva D., et al. Response of migrating tides to the stratospheric sudden warming in 2009 and their effects on the ionosphere studied by a whole atmosphere-ionosphere model GAIA with COSMIC and TIMED/SABER observations // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2012. — Vol. 117, A10. — DOI: 10.1029/2012ja017650.

Koval A. V., Gavrilov N. M., Kandieva K. K., et al. Numerical simulation of stratospheric QBO impact on the planetary waves up to the thermosphere // Scientific Reports. — 2022a. — Vol. 12, no. 1. — DOI: 10.1038/s41598-022-26311-x.

Koval A. V., Gavrilov N. M., Pogoreltsev A. I., et al. Reactions of the Middle Atmosphere Circulation and Stationary Planetary Waves on the Solar Activity Effects in the Thermosphere // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2019. — Vol. 124, no. 12. — P. 10645–10658. — DOI: 10.1029/2019ja027392.

Koval A. V., Gavrilov N. M., Pogoreltsev A. I., et al. Dynamical Impacts of Stratospheric QBO on the Global Circulation up to the Lower Thermosphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2022b. — Vol. 127, no. 4. — DOI: 10.1029/2021jd036095.

Kumar V., Yoden S., Hitchman M. H. QBO and ENSO Effects on the Mean Meridional Circulation, Polar Vortex, Subtropical Westerly Jets, and Wave Patterns During Boreal Winter // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2022. — Vol. 127, no. 15. — DOI: 10.1029/2022jd036691.

Laštovička J. Forcing of the ionosphere by waves from below // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2006. — Vol. 68, no. 3–5. — P. 479–497. — DOI: 10.1016/j.jastp.2005.01.018.

Lilienthal F., Jacobi C. Nonlinear forcing mechanisms of the migrating terdiurnal solar tide and their impact on the zonal mean circulation // Annales Geophysicae. — 2019. — Vol. 37, no. 5. — P. 943–953. — DOI: 10.5194/angeo-37-943-2019.

Lilienthal F., Jacobi C., Geißler C. Forcing mechanisms of the terdiurnal tide // Atmospheric Chemistry and Physics. — 2018. — Vol. 18, no. 21. — P. 15725–15742. — DOI: 10.5194/acp-18-15725-2018.

Limpasuvan V., Orsolini Y. J., Chandran A., et al. On the composite response of the MLT to major sudden stratospheric warming events with elevated stratopause // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2016. — Vol. 121, no. 9. — P. 4518–4537. — DOI: 10.1002/2015jd024401.

Ma Xuan, Wang Lei, Smith Doug, et al. ENSO and QBO modulation of the relationship between Arctic sea ice loss and Eurasian winter climate // Environmental Research Letters. — 2022. — Vol. 17, no. 12. — DOI: 10.1088/1748-9326/aca4e9.

Manson A., Meek C., Teitelbaum H., et al. Climatologies of semi-diurnal and diurnal tides in the middle atmosphere (70-110 km) at middle latitudes (40-55°) // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. — 1989. — Vol. 51, no. 7/8. — P. 579–593. — DOI: 10.1016/0021-9169(89)90056-1.

Medvedeva I. V., Semenov A. I., Pogoreltsev A. I., et al. Influence of sudden stratospheric warming on the mesosphere/lower thermosphere from the hydroxyl emission observations and numerical simulations // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2019. — Vol. 187. — P. 22–32. — DOI: 10.1016/j.jastp.2019.02.005.

Nath D., Chen W., Zelin C., et al. Dynamics of 2013 Sudden Stratospheric Warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection // Scientific Reports. — 2016. — Vol. 6, no. 1. — DOI: 10.1038/srep24174.

Pancheva D., Mitchell N., Hagan M., et al. Global-scale tidal structure in the mesosphere and lower thermosphere during the PSMOS campaign of June-August 1999 and comparisons with the global-scale wave model // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2002. — Vol. 64, no. 8–11. — P. 1011–1035. — DOI: 10.1016/s1364-6826(02)00054-8.

Pancheva D., Mukhtarov P., Hall C., et al. Climatology of the main (24-h and 12-h) tides observed by meteor radars at Svalbard and Tromsø: Comparison with the models CMAM-DAS and WACCM-X // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2020. — Vol. 207. — P. 105339. — DOI: 10.1016/j.jastp.2020.105339.

Pedatella N. M., Forbes J. M. Evidence for stratosphere sudden warming-ionosphere coupling due to vertically propagating tides // Geophysical Research Letters. — 2010. — Vol. 37, no. 11. — DOI: 10.1029/2010gl043560.

Pedatella N. M., Liu H.-L. The influence of atmospheric tide and planetary wave variability during sudden stratosphere warmings on the low latitude ionosphere // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2013. — Vol. 118, no. 8. — P. 5333–5347. — DOI: 10.1002/jgra.50492.

Pedatella N. M., Richmond A. D., Maute A., et al. Impact of semidiurnal tidal variability during SSWs on the mean state of the ionosphere and thermosphere // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2016. — Vol. 121, no. 8. — P. 8077–8088. — DOI: 10.1002/2016ja022910.

Pogoreltsev A. I., Vlasov A. A., Fröhlich K., et al. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2007. — Vol. 69, no. 17/18. — P. 2083–2101. — DOI: 10.1016/j.jastp.2007.05.014.

Salminen A., Asikainen T., Maliniemi V., et al. Dependence of Sudden Stratospheric Warmings on Internal and External Drivers // Geophysical Research Letters. — 2020. — Vol. 47, no. 5. — DOI: 10.1029/2019GL086444.

Siddiqui T. A., Chau J. L., Stolle C., et al. Migrating solar diurnal tidal variability during Northern and Southern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings // Earth, Planets and Space. — 2022. — Vol. 74, no. 1. — DOI: 10.1186/s40623-022-01661-y.

Smith A. K. Global Dynamics of the MLT // Surveys in Geophysics. — 2012. — Vol. 33, no. 6. — P. 1177–1230. — DOI: 10.1007/s10712-012-9196-9.

Sridharan S., Sathishkumar S., Gurubaran S. Variabilities of mesospheric tides during sudden stratospheric warming events of 2006 and 2009 and their relationship with ozone and water vapour // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2012. — Vol. 78/79. — P. 108–115. — DOI: 10.1016/j.jastp.2011.03.013.

Sun L., Robinson W. A. Downward influence of stratospheric final warming events in an idealized model // Geophysical Research Letters. — 2009. — Vol. 36, no. 3. — DOI: 10.1029/2008gl036624.

Trenberth K. E. The Definition of El Niño // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1997. — Vol. 78, no. 12. — P. 2771–2777. — DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdoeno>2.0.co;2.

Wallace J. M., Panetta R. L., Estberg J. Representation of the Equatorial Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation in EOF Phase Space // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1993. — Vol. 50, no. 12. — P. 1751–1762. — DOI: 10.1175/1520-0469(1993)050<1751:rotesq>2.0.co;2.

Wang C., Deser C., Yu J.-Y., et al. El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review // Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific. — Springer Netherlands, 2016. — P. 85–106. — DOI: 10.1007/978-94-017-7499-4_4.

Wolter K., Timlin M. S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext) // International Journal of Climatology. — 2011. — Vol. 31, no. 7. — P. 1074–1087. — DOI: 10.1002/joc.2336.

Xu J., Smith A. K., Jiang G., et al. Features of the seasonal variation of the semidiurnal, terdiurnal and 6-h components of ozone heating evaluated from Aura/MLS observations // Annales Geophysicae. — 2012. — Vol. 30, no. 2. — P. 259–281. — DOI: 10.5194/angeo-30-259-2012.

Russian Journal of Earth Sciences

Numerical Modeling of the Impact of Natural Tropical Oscillations on the Amplitudes of Atmospheric Tides During Sudden Stratospheric Warming

A. V. Koval,[,1,2], P. N. Vargin[2,3], N. M. Gavrilov[1], K. A. Didenko[1,4], T. S. Ermakova[1,2], M. M. Efimov[1], and A. V. Sokolov[1]**

[1]St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia
[2]Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia
[3]Central Aerological Observatory, Dolgoprudny, Moscow, Russia
[4]Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation named after N. V. Pushkov RAS (IZMIRAN), Moscow, Troitsk, Russia
**Correspondence to: Andrey Koval, a.v.koval@spbu.ru

In order to study the evolution of atmospheric tides, model simulations of the general atmospheric circulation were carried out using a 3-dimensional nonlinear mechanistic model "MUAM". The following are considered as natural tropical oscillations: the quasi-biennial oscillation of the equatorial zonal wind (QBO) in the stratosphere and the El Niño Southern Oscillation (ENSO). Changes in tidal amplitudes are analyzed at three 10-day time intervals before, during and after a sudden stratospheric warming (SSW). Composite SSWs consisting of 6 events within the calculation ensembles are considered for each QBO/ENSO combination. Migrating and non-migrating diurnal and semi-diurnal tides with zonal wave numbers 1 and 2 are studied. Numerical experiments have shown in particular, that the structure of tides is susceptible to the effects of SSW, while during SSWs the amplitudes of tides for different combinations of QBO – ENSO change differently. For example, during El Niño and the easterly QBO phase, there is a noticeable weakening of the diurnal migrating tide during the SSW, while during La Niña and the easterly QBO phase, on the contrary, the amplitude of the diurnal tide increases during the event, and after the SSW it weakens. Analysis of numerical experiments confirms existing ideas about significant variability of tides during SSW and demonstrates the most important source of this variability associated with combinations of QBO-ENSO dynamic effects.

Keywords: Atmospheric dynamics, atmospheric tides, tropical oscillations, sudden stratospheric warming.

Recieved: 1 July 2024
Accepted: 8 October 2024
Published: 28 February 2025

© 2025. The Authors.

Citation: Koval, A. V., P. N. Vargin, N. M. Gavrilov, K. A. Didenko, T. S. Ermakova, M. M. Efimov, and A. V. Sokolov (2025), Numerical Modeling of the Impact of Natural Tropical Oscillations on the Amplitudes of Atmospheric Tides During Sudden Stratospheric Warming, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1007, https://doi.org/10.2205/2025ES000939, EDN: SXAGIY

References

Angelats i Coll M., Forbes J. M. Nonlinear interactions in the upper atmosphere: The s = 1 and s = 3 nonmigrating semidiurnal tides // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2002. — Vol. 107, A8. — DOI: 10.1029/2001ja900179.

Baldwin M. P., Dameris M., Shepherd T. G. How will the stratosphere affect climate change? // Science. — 2007. — Vol. 316, no. 5831. — P. 1576–1577. — DOI: 10.1126/science.1144303.

Baldwin M. P., Gray L. J., Dunkerton T. J., et al. The quasi-biennial oscillation // Reviews of Geophysics. — 2001. — Vol. 39, no. 2. — P. 179–229. — DOI: 10.1029/1999rg000073.

Butler A. H. SSWC: Sudden Stratospheric Warming Compendium data set. Table of major mid-winter SSWs in reanalyses products. — 2023. — (accessed: 20.03.2024). https://csl.noaa.gov/groups/csl8/sswcompendium/majorevents.html.

Efimov M. M., Gavrilov N. M. Determination of sudden stratospheric warming dates and their classification according to the JRA-55 reanalysis data // 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. — SPIE, 2023. — P. 172. — DOI: 10.1117/12.2690514.

Efimov M. M., Gavrilov N. M. Verification of the Maxima of the Rate of Change of Atmospheric Parameters Method for Determining the Characteristics of Sudden Stratospheric Warmings // XXX International Symposium "Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics". — Tomsk : IAO SB RAS, 2024. — DOI: 10.56820/OAO30E1. — (In Russian).

Ermakova T. S., Aniskina O. G., Statnaia I. A., et al. Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere // Earth, Planets and Space. — 2019. — Vol. 71, no. 8. — DOI: 10.1186/s40623-019-0987-9.

Ermakova T. S., Koval A., Didenko K., et al. Influence of Natural Tropical Oscillations on Ozone Content and Meridional Circulation in the Boreal Winter Stratosphere // Atmosphere. — 2024. — Vol. 15, no. 6. — P. 717. — DOI: 10.3390/atmos15060717.

Ermakova T. S., Koval A. V., Smyshlyaev S. P., et al. Manifestations of Different El Niño Types in the Dynamics of the Extratropical Stratosphere // Atmosphere. — 2022. — Vol. 13, no. 12. — P. 2111. — DOI: 10.3390/atmos13122111.

Forbes J. M. Atmospheric tides: 1. Model description and results for the solar diurnal component // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 1982. — Vol. 87, A7. — P. 5222–5240. — DOI: 10.1029/ja087ia07p05222.

Fuller-Rowell T., Wu F., Akmaev R., et al. A whole atmosphere model simulation of the impact of a sudden stratospheric warming on thermosphere dynamics and electrodynamics // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2010. — Vol. 115, A10. — DOI: 10.1029/2010ja015524.

Gan Q., Du J., Fomichev V. I., et al. Temperature responses to the 11 year solar cycle in the mesosphere from the 31 year (1979-2010) extended Canadian Middle Atmosphere Model simulations and a comparison with the 14 year (2002-2015) TIMED/SABER observations // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2017. — Vol. 122, no. 4. — P. 4801–4818. — DOI: 10.1002/2016JA023564.

Garfinkel C. I., Hartmann D. L. Effects of the El Niño-Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2007. — Vol. 112, no. D19. — DOI: 10.1029/2007jd008481.

Gavrilov N. M., Efimov M. M. Automated Determination of Dates of Sudden Stratospheric Warmings // XXVII International Symposium "Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics". — Tomsk : IAO SB RAS, 2021. — E26–E29. — (In Russian).

Gavrilov N. M., Koval A. V., Pogoreltsev A. I., et al. Simulating planetary wave propagation to the upper atmosphere during stratospheric warming events at different mountain wave scenarios // Advances in Space Research. — 2018. — Vol. 61, no. 7. — P. 1819–1836. — DOI: 10.1016/j.asr.2017.08.022.

Geißler Ch., Jacobi Ch., Lilienthal F. Forcing mechanisms of the migrating quarterdiurnal tide // Annales Geophysicae. — 2020. — Vol. 38, no. 2. — P. 527–544. — DOI: 10.5194/angeo-38-527-2020.

Hagan M. E., Forbes J. M. Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2002. — Vol. 107, no. D24. — DOI: 10.1029/2001jd001236.

Hagan M. E., Forbes J. M., Vial F. On modeling migrating solar tides // Geophysical Research Letters. — 1995. — Vol. 22, no. 8. — P. 893–896. — DOI: 10.1029/95gl00783.

He M., Forbes J. M., Chau J. L., et al. High-Order Solar Migrating Tides Quench at SSW Onsets // Geophysical Research Letters. — 2020. — Vol. 47, no. 6. — DOI: 10.1029/2019gl086778.

Hibbins R. E., Espy P. J., Orsolini Y. J., et al. SuperDARN Observations of Semidiurnal Tidal Variability in the MLT and the Response to Sudden Stratospheric Warming Events // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2019. — Vol. 124, no. 9. — P. 4862–4872. — DOI: 10.1029/2018jd030157.

Hitchman M. H., Yoden S., Haynes P. H., et al. An Observational History of the Direct Influence of the Stratospheric Quasi-biennial Oscillation on the Tropical and Subtropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. — 2021. — Vol. 99, no. 2. — P. 239–267. — DOI: 10.2151/jmsj.2021-012.

Holton J. R., Tan H. C. The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1980. — Vol. 37, no. 10. — P. 2200–2208. — DOI: 10.1175/1520-0469(1980)037<2200:tioteq>2.0.co;2.

Hong H.-J., Reichler T. Local and remote response of ozone to Arctic stratospheric circulation extremes // Atmospheric Chemistry and Physics. — 2021. — Vol. 21, no. 2. — P. 1159–1171. — DOI: 10.5194/acp-21-1159-2021.

Jacobi C., Portnyagin Y., Solovjova T., et al. Climatology of the semidiurnal tide at 52-56°N from ground-based radar wind measurements 1985-1995 // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 1999. — Vol. 61, no. 13. — P. 975–991. — DOI: 10.1016/s1364-6826(99)00065-6.

Jin H., Miyoshi Y., Pancheva D., et al. Response of migrating tides to the stratospheric sudden warming in 2009 and their effects on the ionosphere studied by a whole atmosphere-ionosphere model GAIA with COSMIC and TIMED/SABER observations // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2012. — Vol. 117, A10. — DOI: 10.1029/2012ja017650.

Kolennikova M. A., Vargin P. N., Gushchina D. Yu. Interrelations between El Niño Indices and Major Characteristics of Polar Stratosphere According to CMIP5 Models and Reanalysis // Russian Meteorology and Hydrology. — 2021. — Vol. 46, no. 6. — P. 351–364. — DOI: 10.3103/s1068373921060017.

Koval A. V., Gavrilov N. M., Kandieva K. K., et al. Numerical simulation of stratospheric QBO impact on the planetary waves up to the thermosphere // Scientific Reports. — 2022a. — Vol. 12, no. 1. — DOI: 10.1038/s41598-022-26311-x.

Koval A. V., Gavrilov N. M., Pogoreltsev A. I., et al. Reactions of the Middle Atmosphere Circulation and Stationary Planetary Waves on the Solar Activity Effects in the Thermosphere // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2019. — Vol. 124, no. 12. — P. 10645–10658. — DOI: 10.1029/2019ja027392.

Koval A. V., Gavrilov N. M., Pogoreltsev A. I., et al. Dynamical Impacts of Stratospheric QBO on the Global Circulation up to the Lower Thermosphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2022b. — Vol. 127, no. 4. — DOI: 10.1029/2021jd036095.

Kumar V., Yoden S., Hitchman M. H. QBO and ENSO Effects on the Mean Meridional Circulation, Polar Vortex, Subtropical Westerly Jets, and Wave Patterns During Boreal Winter // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2022. — Vol. 127, no. 15. — DOI: 10.1029/2022jd036691.

Laštovička J. Forcing of the ionosphere by waves from below // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2006. — Vol. 68, no. 3–5. — P. 479–497. — DOI: 10.1016/j.jastp.2005.01.018.

Lilienthal F., Jacobi C. Nonlinear forcing mechanisms of the migrating terdiurnal solar tide and their impact on the zonal mean circulation // Annales Geophysicae. — 2019. — Vol. 37, no. 5. — P. 943–953. — DOI: 10.5194/angeo-37-943-2019.

Lilienthal F., Jacobi C., Geißler C. Forcing mechanisms of the terdiurnal tide // Atmospheric Chemistry and Physics. — 2018. — Vol. 18, no. 21. — P. 15725–15742. — DOI: 10.5194/acp-18-15725-2018.

Limpasuvan V., Orsolini Y. J., Chandran A., et al. On the composite response of the MLT to major sudden stratospheric warming events with elevated stratopause // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2016. — Vol. 121, no. 9. — P. 4518–4537. — DOI: 10.1002/2015jd024401.

Ma Xuan, Wang L., Smith D., et al. ENSO and QBO modulation of the relationship between Arctic sea ice loss and Eurasian winter climate // Environmental Research Letters. — 2022. — Vol. 17, no. 12. — DOI: 10.1088/1748-9326/aca4e9.

Manson A., Meek C., Teitelbaum H., et al. Climatologies of semi-diurnal and diurnal tides in the middle atmosphere (70-110 km) at middle latitudes (40-55°) // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. — 1989. — Vol. 51, no. 7/8. — P. 579–593. — DOI: 10.1016/0021-9169(89)90056-1.

Medvedeva I. V., Semenov A. I., Pogoreltsev A. I., et al. Influence of sudden stratospheric warming on the mesosphere/lower thermosphere from the hydroxyl emission observations and numerical simulations // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2019. — Vol. 187. — P. 22–32. — DOI: 10.1016/j.jastp.2019.02.005.

Nath D., Chen W., Zelin C., et al. Dynamics of 2013 Sudden Stratospheric Warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection // Scientific Reports. — 2016. — Vol. 6, no. 1. — DOI: 10.1038/srep24174.

Pancheva D., Mitchell N., Hagan M., et al. Global-scale tidal structure in the mesosphere and lower thermosphere during the PSMOS campaign of June-August 1999 and comparisons with the global-scale wave model // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2002. — Vol. 64, no. 8–11. — P. 1011–1035. — DOI: 10.1016/s1364-6826(02)00054-8.

Pancheva D., Mukhtarov P., Hall C., et al. Climatology of the main (24-h and 12-h) tides observed by meteor radars at Svalbard and Tromsø: Comparison with the models CMAM-DAS and WACCM-X // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2020. — Vol. 207. — P. 105339. — DOI: 10.1016/j.jastp.2020.105339.

Pedatella N. M., Forbes J. M. Evidence for stratosphere sudden warming-ionosphere coupling due to vertically propagating tides // Geophysical Research Letters. — 2010. — Vol. 37, no. 11. — DOI: 10.1029/2010gl043560.

Pedatella N. M., Liu H.-L. The influence of atmospheric tide and planetary wave variability during sudden stratosphere warmings on the low latitude ionosphere // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2013. — Vol. 118, no. 8. — P. 5333–5347. — DOI: 10.1002/jgra.50492.

Pedatella N. M., Richmond A. D., Maute A., et al. Impact of semidiurnal tidal variability during SSWs on the mean state of the ionosphere and thermosphere // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2016. — Vol. 121, no. 8. — P. 8077–8088. — DOI: 10.1002/2016ja022910.

Pogoreltsev A. I., Vlasov A. A., Fröhlich K., et al. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2007. — Vol. 69, no. 17/18. — P. 2083–2101. — DOI: 10.1016/j.jastp.2007.05.014.

Salminen A., Asikainen T., Maliniemi V., et al. Dependence of Sudden Stratospheric Warmings on Internal and External Drivers // Geophysical Research Letters. — 2020. — Vol. 47, no. 5. — DOI: 10.1029/2019GL086444.

Siddiqui T. A., Chau J. L., Stolle C., et al. Migrating solar diurnal tidal variability during Northern and Southern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings // Earth, Planets and Space. — 2022. — Vol. 74, no. 1. — DOI: 10.1186/s40623-022-01661-y.

Smith A. K. Global Dynamics of the MLT // Surveys in Geophysics. — 2012. — Vol. 33, no. 6. — P. 1177–1230. — DOI: 10.1007/s10712-012-9196-9.

Sridharan S., Sathishkumar S., Gurubaran S. Variabilities of mesospheric tides during sudden stratospheric warming events of 2006 and 2009 and their relationship with ozone and water vapour // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2012. — Vol. 78/79. — P. 108–115. — DOI: 10.1016/j.jastp.2011.03.013.

Sun L., Robinson W. A. Downward influence of stratospheric final warming events in an idealized model // Geophysical Research Letters. — 2009. — Vol. 36, no. 3. — DOI: 10.1029/2008gl036624.

Suvorova E. V., Pogoreltsev A. I. Modeling of nonmigrating tides in the middle atmosphere // Geomagnetism and Aeronomy. — 2011. — Vol. 51, no. 1. — P. 105–115. — DOI: 10.1134/s0016793210061039.

Trenberth K. E. The Definition of El Niño // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1997. — Vol. 78, no. 12. — P. 2771–2777. — DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdoeno>2.0.co;2.

Vargin P. N., Kolennikova M. A., Kostrykin S. V., et al. Impact of Sea Surface Temperature Anomalies in the Equatorial and North Pacific on the Arctic Stratosphere According to the INMCM5 Climate Model Simulations // Russian Meteorology and Hydrology. — 2021. — Vol. 46, no. 1. — P. 1–9. — DOI: 10.3103/s1068373921010015.

Wallace J. M., Panetta R. L., Estberg J. Representation of the Equatorial Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation in EOF Phase Space // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1993. — Vol. 50, no. 12. — P. 1751–1762. — DOI: 10.1175/1520-0469(1993)050<1751:rotesq>2.0.co;2.

Wang C., Deser C., Yu J.-Y., et al. El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review // Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific. — Springer Netherlands, 2016. — P. 85–106. — DOI: 10.1007/978-94-017-7499-4_4.

Wolter K., Timlin M. S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext) // International Journal of Climatology. — 2011. — Vol. 31, no. 7. — P. 1074–1087. — DOI: 10.1002/joc.2336.

Xu J., Smith A. K., Jiang G., et al. Features of the seasonal variation of the semidiurnal, terdiurnal and 6-h components of ozone heating evaluated from Aura/MLS observations // Annales Geophysicae. — 2012. — Vol. 30, no. 2. — P. 259–281. — DOI: 10.5194/angeo-30-259-2012.

Russian Journal of Earth Sciences

Activity of Typhoons in the Spratly Archipelago (the South China Sea)

Mau Dinh Le [1,2], Galina A. Vlasova [*,3], Sergey A. Lebedev [4], Hoan Sy Pham [1], Dung Thi Thuy Nguyen [1], Tuan Van Nguyen [1], and The Van Ho [1]

[1] Institute of Oceanography, Vietnam Academy of Science and Technology, Nhatrang, Vietnam
[2] Graduate University of Science and Technology, Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam
[3] V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
[4] Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
* **Correspondence to:** Galina A. Vlasova, gavlasova@mail.ru

Abstract: On the basis of statistical analysis, studies of the features of the distribution of typhoons in the Spratly Archipelago (the South China Sea) for the period 1884–2020 were carried out using satellite information. As a result, it was revealed that 229 typhoons were observed over the water area of the Spratly Islands during this period. Of these, 27 had a maximum speed of over 33 m/s. A clear trend is identified towards an increasing number of typhoons, which could be a major source of regional climate risks in the future. This is probably due to the intense development of the East Asian Monsoon with a strong tropical convergence zone under current climatic conditions.

Keywords: South China Sea, Spratly Archipelago, tropical cyclones, typhoons

Citation: Le, Mau Dinh, Galina A. Vlasova, Sergey A. Lebedev, Hoan Sy Pham, Dung Thi Thuy Nguyen, Tuan Van Nguyen, and The Van Ho (2025), Activity of Typhoons in the Spratly Archipelago (the South China Sea), *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1007, EDN: GTOGDM, https://doi.org/10.2205/2025es000986

Introduction

At present, in the context of the formation of a multipolar international system and the shift of the center of power to the Asia-Pacific region (APR), contradictions between states in maritime foci of instability are becoming more acute. The South China Sea (SCS) is one of such hotspots in the Asia–Pacific region, where the interests of many countries collide [*Vasiliev and Shavlay*, 2020].

The Spratly Archipelago is located in the southeastern part of the SCS (Figure 1). The name "Spratly" (the full name is "Spratly Sand Islands") was given in 1843 by Captain Richard Spratly [*Hancox and Prescott*, 1995]. It occupies the territory of 6°50'–12° N and 111°30'–117°20' E. The total area of the region is more than 400 thousand km^2, its center is located 400 km from the islands of Palawan and Borneo, 500 km from the coast of Vietnam, and 1000 km from of the Hainan Island (China).

The archipelago consists of more than 100 small islands, reefs, and atolls with a total area of less than 5 km^2. Two islands (Spratly Island and Southwest Cay Island) in this archipelago, which represent the northern and southern regions of the Spratly Islands waters (Figure 1, Figure 2) [*Le et al.*, 2015]. Vietnamese meteorological stations are located on these islands, where regular observations of meteorological parameters are conducted by scientists at Southern Regional Hydrometeorological Centre, belong to National Centre for Hydro-Meteorological Forecasting (NCHMF) under the Ministry of Natural Resources and Environment of Vietnam (https://en.monre.gov.vn/). A brief description of these islands is given below.

Spratly Island is an atoll in the Spratly Islands Cluster, which is the fourth-largest island in the archipelago (Figure 2a). The length of the island is 1300 meters and its width is 500 meters.

Research Article

Received: 17 May 2024
Accepted: 27 January 2025
Published: 28 February 2025

Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).



Figure 1. Spratly Islands Map [*Wikipedia*, 2024a].

Southwest Cay Island – Southwest Reef at the northwestern tip of the Spratly Islands in the SCS (Figure 2b). It is part of the North Danger Reef Atoll, located just 1.75 nautical miles southwest of the Northeast Reef. It is the sixth largest among the Spratly Islands.

The study of the hydrometeorological conditions of the Spratly Archipelago is very important because it influences the climate of the entire SCS. The general feature of the climate of the study area is its tropical monsoon climate-northeast and southwest monsoons, and characterized by storms. From February to May is the dry season, and from May to January the following year is the rainy season.

The first surveys and scientific research in the Spratly Archipelago were conducted on Nam Yet Island at the end of the 19th century. Marine research in the Spratly Archipelago began in 1924 after the French founded the Indochina Institute of Oceanography in Nha Trang (1922).

This institute was headed by the French government, which used the ship De Lanessan (launched in 1924) for scientific research. A French expedition first took place on the above



Figure 2. Satellite images: a – the Spratly Island [*Wikipedia*, 2024b], b – the Southwest Cay Island [*CSIS*, 2024].

ship to the Spratly archipelago in July 1927. Then the Institute of Oceanography of Indochina made expeditions until 1939. The main investigations of the period 1927–1939 focused on geology, hydrology, biology, and tidal conditions [*Chevey and Carton*, 1934; *Institut Océanographique de L'Indochine*, 1931; *Krempf*, 1927; *Robson*, 1928].

The advances in understanding SCS oceanography have been reviewed in the middle of the 20th century with the works of the American scientists [*Dale*, 1956; *Wyrtki*, 1961].

The most outstanding studies of SCS oceanography were the joint NAGA program (1959–1961) with participation of the USA, Vietnam and Thailand, and the US Navy program (1965–1966). Expeditions under these programs obtained a lot of meteorological, hydrodynamic, geological, biological, and acoustic data in the SCS, including the Spratly area [*Wyrtki*, 1961].

One of the first investigations of tropical cyclones (TC) hazards over the SCS was the work of McGregor [*McGregor*, 1995] for the period 1970–1989. Analysis reveals that the inter-annual variations in the areal extent and spatial dispersion of tropical cyclone activity can be used as an index of tropical cyclone hazard potential in the South China Sea. Implications for the general assessment of the tropical cyclone hazard potential in the South China Sea are discussed.

The paper [*Hang et al.*, 2010] used TC data from 1945 to 2007 within the coastal waters of Vietnam. Results were obtained indicating an increasing trend in the number of TCs and more TC activity during La Niña than during El Niño. The paper [*Uu*, 2011] used tropical cyclone data from 1959 to 2010. The result showed that almost all TCs made landfall in North Vietnam. It was concluded that there was a decrease in the number of TCs in the 1980s. This is probably due to the Pacific Decadal Oscillation. In the article [*Duy et al.*, 2016] TCs for the period 1978–2015 were analyzed. The result showed that 59% of tropical cyclones retained their intensity when moving from the Pacific to the SCS. This figure is 25% for typhoons. The Paracel Islands region is directly affected by an average of 11–12 TCs per year, while the Spratly Islands region is directly affected by 5–6 TCs per year.

Joint Vietnamese-Soviet oceanographic research (Institute of Marine Research of the SRV – Far Eastern Scientific Center of the USSR Academy of Sciences) in the SCS was conducted under the SCS project from 1979 to 1995 on Soviet vessels. Many joint papers were published and PhD thesis were defended. But all these works were carried out on the shelf of Vietnam, and in passing touched the Spratly Archipelago.

Vietnamese scientists conducted research in the Spratly Islands within the framework of the national project "48B" in 1986, 1988, 1989–1998. A collection of scientific articles on natural conditions and natural resources in the Spratly Islands was published in Vietnamese by Science and Technology Publishing House in 1998 (Hanoi, Vietnam) [*Tran et al.*, 1998].

In the period 1996–2001, the China government was carried out the program "South China Sea Monsoon Experiment ("SCSMEX") to investigate the oceanography conditions

in the SCS and the Spratly Archipelago in particular, especially on the ocean-atmosphere interaction processes. In recent years, Chinese oceanographers have published many papers on meteorology and hydrodynamics in the SCS [*Cai et al.*, 2002; *Chao et al.*, 1995; *Shaw and Chao*, 1994, et al.].

Oceanographic studies in the Spratly Islands area were carried by Vietnam-Philippines Joint Oceanographic Marine Scientific Research Expedition in the South China Sea (JOMSRE-SCS: 1996–2007). Four expeditions "JOMSRE" (1996, 2000, 2004, 2007) were conducted (Figure 3).

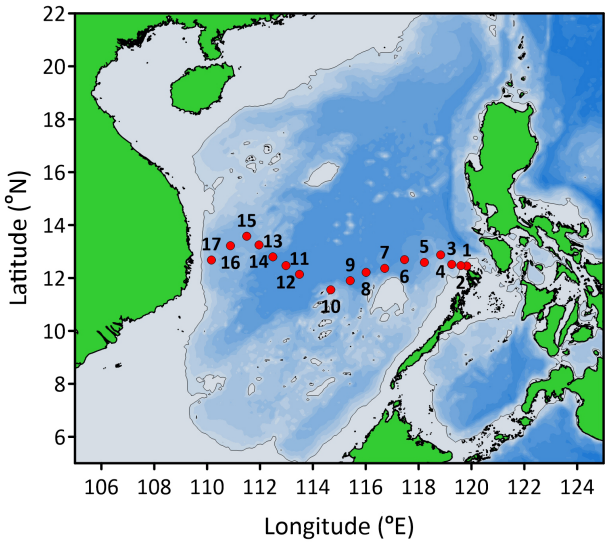


Figure 3. Vietnam-Philippines Joint Oceanographic Marine Scientific Research Expedition in the South China Sea of JOMSRE-SCS (JOMSRE II, 2000).

Vietnamese scientists, under various international and national marine research programs, have published a number of papers during 1993–2018 [*Bui et al.*, 2009; *Do et al.*, 2018; *Nguyen and Dang*, 2008; *Nguyen et al.*, 1999; *Nguyen*, 2000; *Nguyen et al.*, 1993; *Pham*, 2003].

Vietnam-Russia cooperation on meteorologic and hydrodynamic investigations in the SCS and the Spratly Islands area was carried out in 2011–2012 and in 2019–2020 between IO VAST and POI FEB RAS [*Le*, 2005; *Le et al.*, 2020, 2021b].

It should be noted that almost all published papers analyzing various aspects of atmospheric and marine physics, including tropical cyclones (typhoons), focused on the entire South China Sea and touched in passing on the Spratly Archipelago. The Spratly Archipelago is a disputed area of water between the countries surrounding the SCS, so investigations are classified information. Published papers on the study area are generally published in local languages in local journals. However, these were works on individual islands of the Archipelago. It is only recently, with the appearance of Japanese (JMA), Hong Kong Observatory (HKO) and American databases (NOAA), that more global studies have become possible. So meteorological parameters such as solar radiation, air temperature, monsoons, tropical cyclones, water evaporation, etc. were studied in the paper [*Le et al.*, 2020] directly over the water area of the Archipelago for the period 1884–2018. During this period, 218 tropical cyclones were identified, including 24 typhoons with the maximum wind speed of 64 m/s. However, this paper was published in a Vietnamese journal.

In recent years, studies on meteorological and hydrodynamic conditions in the Spratly Islands area have been carried out under the national project of Vietnam [*Le et al.*, 2021a].

In general, reviews and studies of the Spratly Archipelago are rather few and mainly focused on topography, geomorphology, coral reefs, and some marine species, without detailed studies of meteorological and hydrodynamic processes or climate change. In view of the above, marine research in the Spratly Archipelago is not sufficiently detailed, so further in-depth study of the area is needed.

It should be noted that the most dangerous hydrometeorological phenomenon in the SCS is the typhoon season, which brings catastrophic consequences for the surrounding countries. In addition, a significant number of typhoons travel to the Russian Far East, carrying a large amount of destructive energy and reaching the Bering Sea in a transformed form. As a rule, TC come to the Far Eastern Seas not in the phase of maximum development but in a weakened form (ex-typhoon). Nevertheless, they regularly lead to catastrophic consequences for the Russian Far East and have a significant impact on the general state of climate in this region. Thus, the importance of studying the interconnection of hydrometeorological processes not only in the SCS but also in the Far East becomes obvious. This has determined the joint efforts of Vietnamese and Russian scientists in this direction.

The Spratly Islands are the first to be hit by the typhoons that originate in the Western Pacific Ocean. Additionally, a number of typhoons originate directly in the SCS. Therefore, the study of the peculiarities of TC distribution is extremely important for the entire SCS and especially for the economic zone of the coast of Vietnam. We have for the first time statistically analyzed the variability and intensity of typhoons in the Spratly Archipelago over a period of more than a century.

The purpose of this paper is to analyze the inter-annual variation in the number and intensity of tropical cyclones in the Spratly Archipelago to determine possible environmental risks due to modern climatic changes.

The novelty of the work is that in addition to the well-known JMA, HKO and NOAA sites, meteorological data from Vietnamese meteorological stations of the islands (Spratly and Southwest Cay) of the Spratly Archipelago for the period 1987–2020 were used for the first time, providing more detailed information about this region. Moreover, this is the first this paper is published outside Vietnam.

This work is dedicated to the 100th anniversary of IO VAST in 2022 (Figure 4a), the 50th anniversary of POI FEB RAS in 2023 (Figure 4b), and the 70th anniversary of GC RAS in 2024 (Figure 4c).



Figure 4. Anniversary emblems: a – IO VAST, b – POI FEB RAS, c – GC RAS.

Data and Methods

In accordance with the research objective, we analyzed interannual changes in the number and intensity of tropical cyclones (TC) in the Spratly Archipelago without detailing their structure and internal dynamics.

In order to realize this goal, the necessary information for the period 1884–2020 was obtained from the available Internet resources: Regional Specialized Meteorological Centre Tokyo – Typhoon Center of Japan Meteorological Agency (JMA) (https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html); National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), USA (https://coast.noaa.gov/hurricanes/). The data obtained include wind speed, radius of maximum wind speed, pressure at the center of the tropical cyclone, its position and trajectory. In addition, meteorological data from weather stations in the Spratly Archipelago for the period 1987–2020 was used, providing more detailed information about this region. It should be noted that the 1884–1944 data are not regular and not always accurate due to the small amount of data.

We used the Saffir–Simpson tropical cyclones scale used in National Weather Service, USA (Table 1), where tropical cyclones are considered those cyclones that have passed from a tropical depression to their filling. Tropical cyclones with speeds of 33 m/s or more in the Far East and Southeast Asia are called typhoons, and in North and South America they are called hurricanes.

Table 1. The Saffir–Simpson tropical cyclones scale used in National Weather Service, USA

Type	Category	Pressure, (mbar)	Maximum wind speed	
			(knots)	(m/s)
Tropical Depression	TD	–	< 34	< 17
Tropical Storm	TS	–	35–63	17–32
Typhoon/Hurricane	1	> 980	64–82	33–42
Typhoon/Hurricane	2	965–980	83–95	43–49
Typhoon/Hurricane	3	945–965	96–112	50–58
Typhoon/Hurricane	4	920–945	113–134	59–69
Typhoon/Hurricane	5	< 920	> 134	70+

Results and Discussion

Quantity of Tropical Cyclones

Tropical cyclones affecting the Spratly Islands area were found from the collected data, and then typhoons with wind speeds greater than 33 m/s on the Saffir–Simpson scale were selected (Table 2, Figure 5) [*Le et al.*, 2021b].

Table 2. Statistics of tropical cyclones based on Saffir–Simpson scale crossed in and adjacent the Spratly Islands area for period 1884–2020

	Tropical Depression	Tropical Storm	Typhoon	Total
Numbers of occurrence	146	58	25	229
Percentage (%)	63.76	25.32	10.92	100

The Table 2 shows that there were 25 typhoons (10.92%) with maximum wind speed (V_{max} > 33 m/s), 58 tropical storms (25.32%) with 17 m/s < V_{max} < 33 m/s, and 146 subtropical storms (63.76%) with V_{max} < 17 m/s. On average, there are 1.68 storms per year and this is quite high.

229 tropical cyclones were observed in the Spratly Islands area during the period 1884–2020 (Figure 5). Most of the tropical cyclones originated in the Northwest Pacific near the Philippines (60%), with the remainder forming in the SCS. Not all TC passed through the Spratly Archipelago, but they had a significant impact on the study region.

Annual Distributions

Figure 6 shows that the annual distribution of tropical cyclones in the study area is not regular. From 1884 to 1944 (data is not regular and not always qualitative), there was on average one tropical cyclone per year, but from 1945 to 2020, there was a rapid increasing trend in the number of tropical cyclones to about 2.5 per year. Specifically, in 2013 and 2017, there were six tropical cyclones per year each. In 1983, 1962, 1993, 1998, and 2019 there were five each year. In some years, tropical cyclones had no impact on the Spratly Islands area.

The trend is determined using a moving average over two periods. The value of reliability of approximation is equal to R^2 = 0.3132. Consequently, the scatter deviation of the data relative to trend is low because the data were uneven and not of high quality during the period 1844–1944.

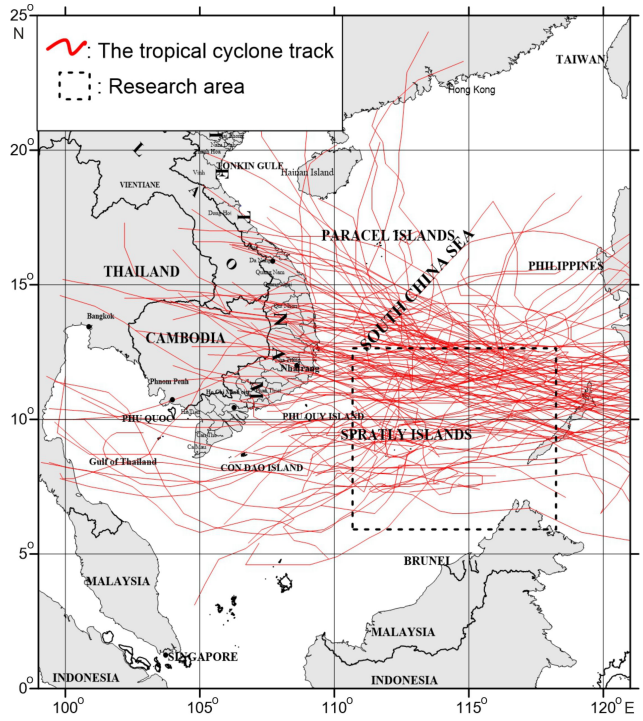


Figure 5. The tracks of the tropical cyclones that crossed and affected directly to the Spratly Islands Area (1884–2020).

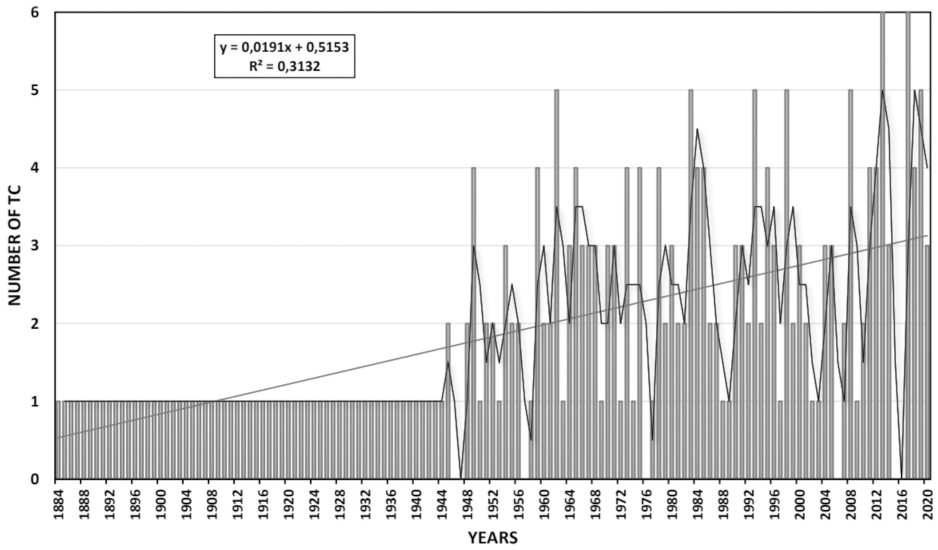


Figure 6. Yearly distribution of tropical cyclones affected to the Spratly Islands areas for period 1884–2020.

To sum up, trend is that the number of tropical cyclones developed gradually from 1884 to 2020.

Thus, a clear trend towards an increase in the number of typhoons over the Spratly archipelago is revealed. One of the possible reasons for this may be the intensive development of the East Asian monsoon with a strong tropical convergence zone under present climatic conditions. The noted trend in the future may become a serious source of regional climatic risks, so it requires, in our opinion, purposeful study.

We compared the annual distribution of typhoons in the SCS and the Spratly Archipelago for the period 1951–2019 (Table 3) [*Le*, 2005; *Vlasova et al.*, 2022]. 178 tropical cyclones in the Spratly Islands region versus 851 in the SCS. This suggests that the Spratly Archipelago

receives a fifth of all tropical cyclones of the SCS. Moreover, the number of typhoons affecting the Spratly Islands region was almost 20 times less (25 against 464). This is because typhoons were more frequently observed in the north of the SCS (over 12° N, i.e., above the Spratly Islands) and were more intense than in the rest of the sea. Nevertheless, these typhoons, not included in the statistics, also had a strong influence on the studied water area.

Table 3. Statistics of tropical cyclones based on Saffir–Simpson scale in the SCS and the Spratly Islands area (1951–2019)

	Tropical Depression	Tropical Storm	Typhoons	Total
South China Sea				
Numbers of occurrence	89	298	**464**	851
Percentage (%)	10.46	35.02	54.52	100
Spratly Islands				
Numbers of occurrence	102	51	**25**	178
Percentage (%)	57.30	28.65	14.04	100

Seasonal Fluctuations

The Spratly Islands area experiences two main storm seasons throughout the year: September through January the following year and February through August (Figure 7, Table 4). In the first storm season, the number of tropical cyclones was more than four times higher than in the second one. November is the month with the highest occurrence of 73 tropical cyclones (31.88%). Followed by December with 55 tropical cyclones (24.02%). Accounting for the third-highest frequency in October with 35 tropical cyclones (15.28%). January and September have a number of 12 tropical cyclones. The least TC month is July (3). Thus, it can be said that tropical cyclones occur frequently in the study area. The main storm season coincides with the strong northeast monsoon season. Therefore, tropical cyclones with heavy rain, high winds, and high waves cause many hindrances to economic and defense activities in the region's waters.

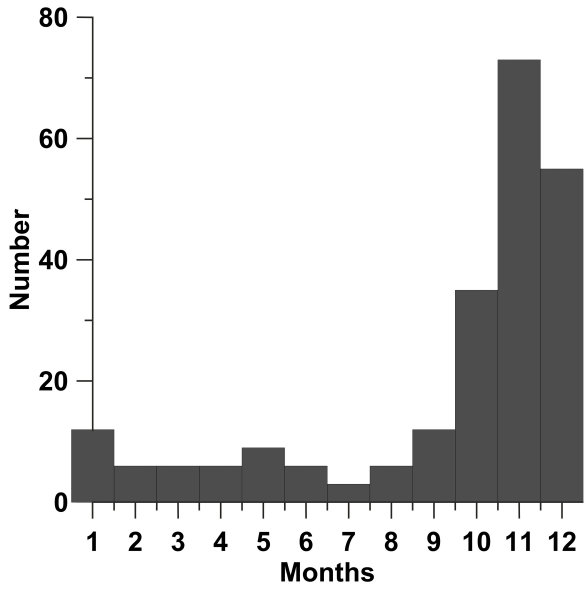


Figure 7. Monthly distribution of tropical cyclones affected to the Spratly Islands areas for period 1884–2020.

Table 4. Monthly distribution of tropical cyclones in the Spratly Islands area during 1884–2020

Storm season is from September through January next year							
Months	IX	X	XI	XII	I		
Numbers	12	35	**73**	55	12		
Percentage, (%)	5.24	15.28	31.88	24.02	5.24		
Storm season is February to August							
Months	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Numbers	6	6	6	9	6	3	6
Percentage, (%)	2.62	2.62	2.62	3.93	2.62	1.31	2.62

We compared the monthly distribution of typhoons in the SCS for the period 1951–2019 [*Le et al.*, 2020, 2021b] and in the Spratly Archipelago at the same period. The peak month in the SCS was September (146 TC). Such a month in the Spratly Archipelago was November (53 TC). The shift of the peak occurred after 2 months.

The reason is that the months with maximum storm frequency in the SCS are July, August, and September (between mid-summer to mid-autumn) that the period has the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) in the Northern Hemisphere, especially September. However, after that because the ITCZ ridge of continental high pressure moves to the south of the SCS, the time for storms to pass the study area occurred two months later than the northern part (Table 5, Figure 8).

Table 5. Monthly distribution of typhoons along the SCS and Spratly Islands area during 1951–2019

	South China Sea		Spratly Islands	
Months	Numbers	Percentage, (%)	Numbers	Percentage, (%)
I	16	1.88	11	6.18
II	7	0.82	4	2.25
III	10	1.18	6	3.37
IV	18	2.12	6	3.37
V	33	3.88	7	3.93
VI	67	7.87	6	3.37
VII	127	14.92	2	1.12
VIII	125	14.69	6	3.37
IX	**146**	17.16	7	3.93
X	121	14.22	29	16.29
XI	119	13.98	**53**	29.78
XII	62	7.29	41	23.03

The approximation reliability value for the SCS is R^2 = 0.5891 and for the Spratly Archipelago R^2 is 0.4919. The value of reliability of approximation for the SCS is R^2 = 0.5891, for the Spratly Archipelago – 0.4919. Consequently, the deviation of data scatter relative to the trend is acceptable.

Strongest Typhoons in Spratly Islands Area

The Spratly Archipelago is located in the southeastern part of the SCS, where tropical depressions can develop into tropical cyclones. 83 tropical cyclones formed in the Spratly Islands for period 1884–2020, of which 25 were typhoons (Table 6). Seven very strong typhoons with maximum wind speeds of more than 50 m/s were observed in the study area. These typhoons were AMY (December 1951), ELSIE (May 1954), LUCY (December 1962),

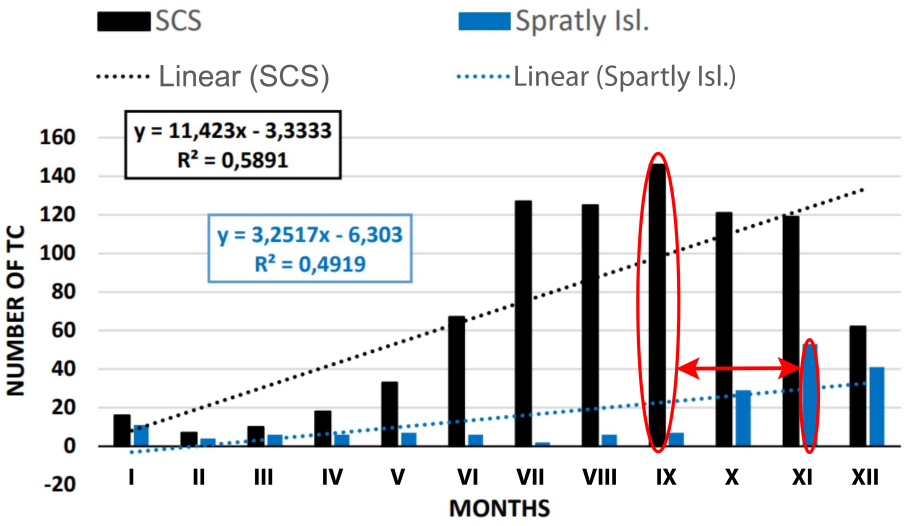


Figure 8. Comparison of monthly typhoon distributions in the South China Sea and Spratly Archipelago for the period 1951–2019.

SARAH (October 1979), AGNES (November 1984), ZACK (November 1995), and HAIYAN (November 2013). It can be seen that the highest category typhoons mainly occur during the fall and winter season. The causes of these cataclysms should be studied in a separate article, which will provide an additional option for possible forecasts. The weakest were typhoons DAMREY (November 2017) and NAKRI (November 2019). It should be noted that typhoon DAMREY moved very fast and unpredictably quickly reached the coastal waters of the economic zone of Vietnam, causing great socio-economic damage to its territory.

Figure 9 shows the path of 20 out of 25 strongest tropical cyclones to the Spratly Islands area for the period 1884–2020. The maximum wind speeds are summarized in Table 6 above. 20 high-intensity typhoons (shown in yellow, orange, red and purple colors) directly were affected the economic zone of Vietnam's Central Coast.

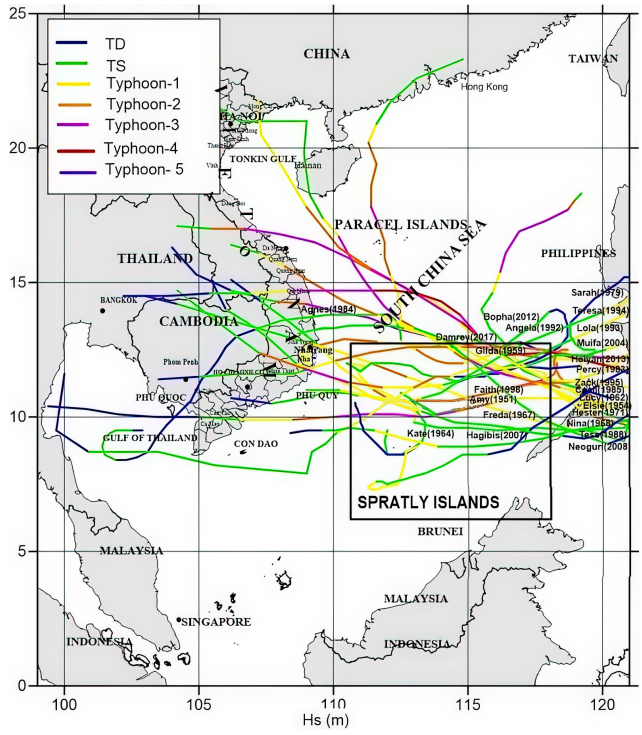


Figure 9. The track of 20 strongest typhoons effected Spratly Islands area during 1884–2020.

Table 6. Information of 25 strongest typhoons effected Spratly Islands area during 1884–2020

No.	Name	Time, month-year	Maximum wind speed, (kn)	Maximum wind speed in the Spratly Islands, (kn/m/s)
1	AMY	12–1951	120	100/51.4
2	ELSIE	05–1954	100	100/51.4
3	GILDA	12–1959	150	90/46.3
4	LUCY	12–1962	100	100/51.4
5	KATE	11–1964	80	80/41.2
6	FREDA	11–1967	85	85/43.7
7	NINA	11–1968	70	70/36.0
8	HESTER	10–1971	90	85/43.7
9	SARAH	10–1979	110	110/56.6
10	PERCY	11–1983	70	70/36.0
11	AGNES	11–1984	120	100/51.4
12	CECIL	10–1985	100	95/48.9
13	TESS	11–1988	65	65/33.4
14	ANGELA	10–1992	90	90/46.3
15	LOLA	12–1993	105	90/46.3
16	TERESA	10–1994	80	65/33.4
17	ZACK	11–1995	120	120/61.7
18	FAITH	12–1998	90	90/46.3
19	MUIFA	11–2004	115	90/46.3
20	HAGIBIS	11–2007	85	85/43.7
21	NEOGURI	04–2008	100	70/36.0
22	BOPHA	12–2012	140	80/41.2
23	HAIYAN	11–2013	170	125/64.3
24	DAMREY	11–2017	90	65/33.4
25	NAKRI	11–2019	65	65/33.4

Conclusion

The analysis of changes in the number and intensity of tropical cyclones over the Spratly Archipelago for the period 1888–2020 has shown the following:

- A clear trend is identified towards an increasing number of typhoons, which could be a major source of regional climate risks in the future. This is probably due to the intense development of the East Asian Monsoon with a strong tropical convergence zone under current climatic conditions.
- 229 tropical cyclones affected the study region. 25 strongest typhoons accounted for near 11% of the total number of TC, 58 tropical storms accounted for more than 25%. 146 tropical depressions, respectively, were near 64%.
- The frequency of TC is quite high: 1.68 tropical cyclones per year. The highest number of tropical cyclones per year (6) was observed in 2013 and 2017. Five tropical cyclones per year were observed in 1962, 1983, 1993, 1998, 2008, and 2019.
- The formation of tropical cyclones can be roughly divided into two seasons: September–January of the following year and March–August. The fall-winter season coincides with a strong northeast monsoon and more than four times the spring-summer season. November was the month with the highest frequency of TC occurrences, followed by December, and October was the third most frequent. The weakest month was July (3 TC).

- A clear trend towards an increase in the number of typhoons over the Spratly Archipelago has been revealed. One of the possible reasons for this may be the intensive development of the East Asian Monsoon with a strong tropical convergence zone under current climatic conditions. The noted trend may become a serious source of regional climatic risks in the future and requires, in our opinion, a targeted study.

Heavy rains, strong winds, and high waves always accompany tropical cyclones, which cause great hindrance to economic and defense activities in the study area, as well as bringing catastrophic consequences for nearby water areas.

Acknowledgments. This work was conducted in the framework of the state budgetary funding of the POI FEB RAS for 2024-2026: "Study of the structure and dynamics of the waters of the World Ocean under the conditions of modern climate change" (No 124022100079-4), the Vietnamese project code UNDP-VNM-00297, and Geophysical Center of RAS, adopted by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

References

Bui, V. V., D. T. Tran, and H. N. Dang (2009), Some results of research on the terrain and sediments of the Truong Sa archipelago, *Vietnam Journal of Marine Science and Technology*, *T9*(Supplement 1), 77–82 (in Vietnamese).

Cai, S., J. Su, Z. Gan, and Q. Liu (2002), The numerical study of the South China Sea upper circulation characteristics and its dynamic mechanism, in winter, *Continental Shelf Research*, *22*(15), 2247–2264, https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00073-0.

Chao, S. Y., P. T. Shaw, and J. Wang (1995), Wind relaxation as a possible cause of the South China Sea Warm Current, *Journal of Oceanography*, *51*(1), 111–132, https://doi.org/10.1007/BF02235940.

Chevey, P., and P. Carton (1934), *Les courants de la Mer de Chine méridionale et leurs rapports avec le climat de l'Indochine*, 21 pp., Institut Océanographique de l'Indochine, Gouvernement General De L'Indochine (in French).

CSIS (2024), Southwest Cay, https://amti.csis.org/dao-song-tu-tay/?lang=vi, (visited on 05/09/2024).

Dale, W. L. (1956), Wind and drift current in the South China Sea, *Malaysian Journal of Tropical Geography*, *8*, 1–31.

Do, H. C., et al. (2018), *Environmental changes in coatings and solutions for sustainable development in atolls in the Truong Sa archipelago*, 382 pp., Publishing house for Science and Technology, Hanoi (in Vietnamese).

Duy, D. B., N. D. Than, N. T. Tuyet, et al. (2016), Characteristics of Tropical Cyclones in the Northwestern Pacific Ocean, the East Sea and Their Directly Affected Areas in Vietnam for the Period 1978-2015, *VNU Journal of Science: Earth and Environmental Sciences. Hanoi*, *32*(2) (in Vietnamese).

Hancox, D., and V. Prescott (1995), *A geographical description of the Spratly Islands and an account of hydrographic surveys amongst those islands. Maritime Briefing. Volume 1. Number 6*, 88 pp., International Boundaries Research Unit, UK.

Hang, V. T., N. T. T. Huong, and P. V. Tan (2010), Some characteristics of typhoon activity in Vietnam coastal regions during 1945-2007, *VNU Journal of Science: Natural Sciences and Technology. Hanoi*, *26*(3S), 344–353 (in Vietnamese).

Institut Océanographique de L'Indochine (1931), *Campagnes du «De Lanessan» (1925-1929): Liste des Stations*, 50 pp., Gouvernement Général de L'Indochine, Saigon, Imprimerie Ạ Portail, rue Catinat (in French).

Krempf, A. (1927), *La forme des récifs coralliens et le régime des vents alternants. (Travaux du Service Océanographique des Pêches de L'Indochine, 2e Mémoire)*, 44 pp., Gouvernement General de L'Indochine (in French).

Le, D. M. (2005), Estimation of wave characteristics during hurricane in Khanhhoa area, *Vietnam Journal of Marine Science and Technology*, *2*(5), 1–17 (in Vietnamese).

Le, D. M., H. L. Tran, and M. C. Nguyen (2015), Present state of ocean observation and service in Vietnam, *Vietnam Journal of Marine science and Technology*, *15*(4), 309–319, https://doi.org/10.15625/1859-3097/15/4/7376.

Le, D. M., G. A. Vlasova, M. N. Demenok, et al. (2020), Distribution features of meteorological parameters in Spratly islands area, *Vietnam Journal of Marine Science and Technology*, *20*(4), 405–416, https://doi.org/10.15625/1859-3097/15323.

Le, D. M., G. Vlasova, and T. T. D. Nguyen (2021a), Distribution features of the typhoons in the South China Sea, *Russian Journal of Earth Sciences*, *21*(1), 8, https://doi.org/10.2205/2020ES000746.

Le, D. M., et al. (2021b), *Meteorological, hydrological and dynamic characteristics of the waters of the Truong Sa archipelago*, 268 pp., Publishing house for Science and Technology, Hanoi (in Vietnamese).

McGregor, G. R. (1995), The tropical cyclone hazard over the South China Sea 1970 - 1989, *Applied Geography*, *15*(1), 35–52, https://doi.org/10.1016/0143-6228(95)91061-2.

Nguyen, H. Y., and N. T. Dang (2008), *Biological resources and ecosystems in the waters of Hoang Sa and Truong Sa archipelagos*, 199 pp., Publishing house for Science and Technology, Hanoi (in Vietnamese).

Nguyen, K. C., T. H. Đao, C. H. Le, and H. Đ. Vu (1999), Atmospheric physical characteristics in the Truong Sa archipelago, in *Collection of scientific reports of the 4th National Marine Science and Technology Conference. Volume I*, pp. 152–158, Statistical Publishing House, Hanoi (in Vietnamese).

Nguyen, T. H. (2000), Hydrodynamics and corals in the formation and surface development of Phan Vinh, Toc Tan and Thuyen Chai coral reefs, in *Research works on marine geology and geophysics*, pp. 143–157, Publishing house for Science and Technology, Hanoi (in Vietnamese).

Nguyen, V. C., et al. (1993), *Coastal dynamics and engineering geology, proposed solutions to prevent coastal erosion of Truong Sa archipelago (TS-02)*, 235 pp., Final report on national level project, Hanoi (in Vietnamese).

Pham, V. N. (2003), *Marine Meteo-hydrodynamic of the South China Sea. National Program on marine investigation KHCN-06 (1996-2000)*, 565 pp., National University Publishing House, Hanoi (in Vietnamese).

Robson, G. C. (1928), *Céphalopodes des mers d'Indochine*, 53 pp., Gouvernement General De L'Indochine, Saigon (in French).

Shaw, P. T., and S. Y. Chao (1994), Surface circulation in the South China Sea, *Deep Sea Research I*, *41*(11–12), 1663–1683, https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90067-1.

Tran, V. H., V. L. Nguyen, V. N. Nguyen, and C. Q. Bui (1998), *Collection of Contributions on Natural Conditions and Resources of the Truong Sa Archipelago*, 375 pp., Publishing house for Science and Technology, Hanoi (in Vietnamese).

Uu, D. V. (2011), Variability of the tropical cyclone number affected directly to Vietnamese main land, *VNU Journal of Science: Natural Sciences and Technology. Hanoi*, *27*(1S), 266–272 (in Vietnamese).

Vasiliev, D. V., and E. P. Shavlay (2020), South China Sea in confrontation between China and the United States in Asia, *Asia and Africa today*, *7*, 61–66, https://doi.org/10.31857/S032150750010107-9 (in Russian).

Vlasova, G. A., B. X. Nguyen, D. M. Le, and S. S. Marchenko (2022), Influence of tropical cyclones of the South China Sea on variability of the Vietnamese Coastal Current Structure, *Oceanology*, *62*(1), 13–21, https://doi.org/10.1134/S0001437022010180.

Wikipedia (2024a), Spratly, https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D0%BF%D1%80%D0%B0%D1%82%D0%BB%D0%B8 (in russian), (visited on 05/09/2024).

Wikipedia (2024b), Spratly Island, https://en.wikipedia.org/wiki/Spratly_Island, (visited on 05/09/2024).

Wyrtki, K. (1961), *Physical oceanography of Southeast Asian waters. Scientific Results of Marine Investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand 1959-1961. NAGA report. Volume 2*, 195 pp., Scripps Institute of Oceanography, La Jolla, California.

Russian Journal of Earth Sciences

Краткосрочное прогнозирование метеорологических условий и явлений погоды высокого пространственного разрешения по Хабаровску

С. О. Романский[*,1], **Е. М. Вербицкая**[1]

[1] Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, г. Владивосток, Россия

* **Контакт:** Станислав Олегович Романский, khvrom@ya.ru

Представлена экспериментальная система выпуска краткосрочных численных прогнозов погоды (ЧПП) для Хабаровска на основе модели Weather Research and Forecasting (WRF) на сетке с шагом 1 км. Особенностями системы является учет в численной модели городской подстилающей поверхности при использовании параметризации single-layer urban canopy model. Городская застройка представлена тремя типами подстилающей поверхности: промышленные зоны, низко- и высокоэтажная застройка. Рассматривается задача интерпретации численных прогнозов высокого пространственно-временного разрешения в крупном населенном пункте. Расчеты на сетке с шагом 1 км по модели WRF показали более высокое качество краткосрочных прогнозов по городу в сравнении с сеткой с шагом 5 км за июнь – декабрь 2023 г. На этом периоде на сетках с шагами 1 км и 5 км осредненная абсолютная ошибка прогноза скорости и направления приземного ветра выше 10 м/с составляет 2,9 м/с и 3,2 м/с, и 14° и 32° соответственно, для приземной температуры осредненная абсолютная ошибка достигает 1,6° и 3,1°.

Ключевые слова: численный прогноз погоды, мезомасштабный процесс, сильные осадки, сильный ветер, подстилающая поверхность, WRF-ARW, Хабаровск.

Цитирование: Романский, С. О., Е. М. Вербицкая Краткосрочное прогнозирование метеорологических условий и явлений погоды высокого пространственного разрешения по Хабаровску // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1009. — DOI: 10.2205/2025es000942 — EDN: MQMDJW

Введение

Производительность современной вычислительной техники позволяет использовать на практике региональные модели численного прогноза погоды (ЧПП) на сетках с высоким пространственным разрешением. Например, система COSMO-Ru Гидрометцентра России [*Ривин и др., 2020*] вычисляет прогноз по территории РФ, в том числе, на сетке с шагом 6,6 км. В США используется High-Resolution Rapid Refresh (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) [*Dowell et al., 2022*] с сеткой шагом 3 км. Однако крупные города даже при таком горизонтальном шаге оказываются покрытыми недостаточным количеством узлов сетки модели для детализированного прогноза погодных условий по территории города. Это особенно важно для прогнозирования опасных метеорологических явлений, т. к. их линейные размеры могут быть сопоставимы с размером ячейки сетки. Кроме того, вариации значений метеорологических параметров в пределах территории крупных населенных пунктов достаточно велики. Так, например, одновременные измерения в различных точках Хабаровска показывают пространственные вариации температуры до 6°, а наличие и интенсивность осадков может варьироваться от полного их отсутствия в одном районе города при ясном небе и солнечной погоде до ливневых осадков высокой интенсивности в другом.

https://elibrary.ru/mqmdjw

Получено: 6 июня 2024 г.
Принято: 15 октября 2024 г.
Опубликовано: 10 марта 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

С другой стороны, крупные населенные пункты сами оказывают существенное влияние на характеристики окружающей природной среды и формируют местные погодные условия за счет особенностей городской застройки: высот и типов зданий, их размещения относительно друг друга, расположения крупных промышленных предприятий и инфраструктурных строений, лесопарковых зон и водных объектов. Городская застройка изменяет физические характеристики подстилающей поверхности: теплопроводность, теплоемкость, отражательную способность, скорость испарения и другие. Это влияние может приводить к усилению интенсивности опасных явлений погоды, порождению островов тепла, изменению скорости и направления приземного ветра, распределения облачности и осадков в городе и его окрестностях [*Masson et al., 2020*].

Поэтому для многих крупных городов разрабатываются специализированные системы численного прогноза погоды [*Kwok and Ng, 2021*]. Например, для Московского региона подготовлена система COSMO-Ru1M с шагом сетки 1 км [*Ривин и др., 2020*], в Гонконге (Китай) оперативная система Aviation Model рассчитывается на двух вложенных сетках с шагами 600 и 200 м [*Hong Kong Observatory, 2022*]. На Дальнем Востоке России также имеется опыт расчета численных прогнозов погоды в масштабе города: во время саммита Азиатско-Тихоокеанского экономического сотрудничества в 2012 г. выпускались прогнозы на сетке с шагом 500 м по Владивостоку [*Романский и Вербицкая, 2014*]. Более того, Всемирная метеорологическая организация (ВМО) подготовила рекомендации [*Mills et al., 2021*], в которых на примере большого перечня городов мира рассмотрена концепция и методология интегрированного сервиса для урбанизированной территории с подсистемами: прогнозирование опасных явлений погоды в масштабе города, климат города, опасные гидрологические явления и качество атмосферного воздуха в городе. Таким образом, задача построения системы численного прогноза погоды по территории крупных городов Дальнего Востока России является весьма актуальной.

Целью представленных в данной работе исследований является оценка эффективности выпуска краткосрочных численных прогнозов погоды по крупным населенным пунктам Дальнего Востока России с учетом характеристик подстилающей поверхности городской среды. Для этого подготовлена и апробирована на примере Хабаровска сборка модели Weather Research and Forecasting (WRF) [*Skamarock and Klemp, 2007*] на вычислительной сетке с горизонтальным шагом 1 км.

В данной работе приводится анализ качества прогнозов основных элементов погоды (приземной температуры воздуха, осадков, скорости и направления приземного ветра), рассчитанных по модели WRF на сетке с шагом 1 км, выполненный по данным экспериментальных расчетов за достаточно продолжительный период времени (июнь – декабрь 2023 г.).

Материалы и методы исследования

Объект исследования. Хабаровск – крупный промышленный город Дальнего Востока России, расположенный на юге Среднеамурской низменности, вблизи места слияния Уссури и Амура. Город протянулся вдоль правого берега Амура на 45 км, ширина города от 3–5 до 20 км, площадь составляет около 372 км^2. Город находится на возвышенном правом берегу рельеф которого разнообразен и сложен. Центр расположен на пологих возвышенностях с абсолютными отметками 70–90 м над уровнем моря и относительными превышениями местности 20–30 м. Южная часть простирается вдоль правого берега Амурской протоки, занимая в большей мере прибрежный низменный участок со средними отметками высот порядка 40 м, и ограничивается на юге-востоке и юге хребтами Малый и Большой Хехцир (максимальная высота около 950 м), удаленными от центра города на 20–30 км. Северная часть простирается на протяжении 10–15 км вдоль правого берега Амура преимущественно на возвышенной равнинной местности с отметками высот 80–100 м, оканчивающейся Воронежскими высотами (максимальная высота до 200 м).

Крупные промышленные предприятия (ТЭЦ, заводы и фабрики) построены преимущественно у берега и вдоль железной дороги, которая пересекает город с юга на север. В южном округе расположен отдельный промышленный узел. В городе имеются крупные парковые зоны: парк им. Н. Н. Муравьева-Амурского и прилегающий к нему стадион им. В. И. Ленина в прибрежной зоне исторической части города; парк Динамо в центре; городской дендрарий и парк им. Ю. А. Гагарина на юге; Северный парк в северной части города. Имеются и другие лесопарковые зоны.

Конфигурация модели и области расчета. В качестве инструмента исследований использована негидростатическая модель гидротермодинамики атмосферы Weather Research and Forecasting с динамическим ядром Advanced Research WRF (WRF-ARW) [*Skamarock and Klemp, 2007*]. К достоинствам модели относится открытый исходный код, возможность использования, как для оперативных расчетов, так и для научных исследований и большое количество параметризаций подсеточных процессов, которые, как правило, поддерживаются авторами и продолжают развиваться.

В используемой сборке модели WRF-ARW заданы рекомендуемые и широко применяемые параметризации. Баланс коротко- и длинноволновой радиации рассчитывается схемой Rapid radiative transfer model (RRTM). Характеристики пограничного и приземного слоев атмосферы вычисляются параметризациями Yonsei University и Mesoscale Model 5, которые позволяют достаточно точно воспроизводить вертикальное распределение поля ветра на сетке высокого пространственного разрешения [*Shin and Dudhia, 2016*]. Характеристики микрофизических процессов вычисляются схемой Single moment 6-class с шестью гидрометеорами. Схема Noah land-surface model обеспечивает моделирование процессов в верхней части почвенного слоя.

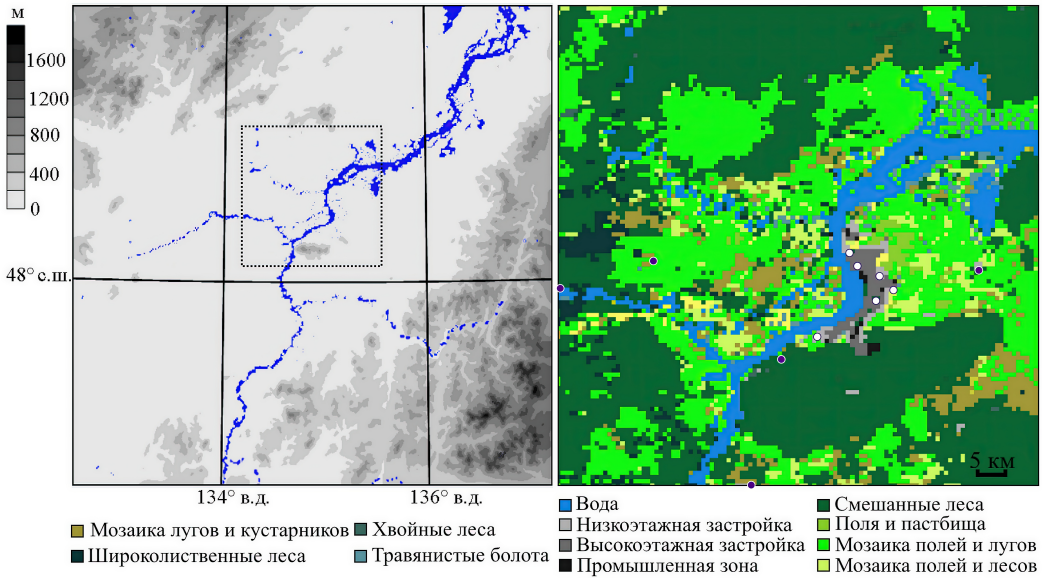
Для учета воздействия городской застройки в сборке модели используется одноуровневая параметризация single-layer urban canopy model (SLUCM) [*Chen et al., 2011; Kusaka et al., 2001*]. Схема SLUCM широко применяется в экспериментальных расчетах, поскольку позволяет в упрощенной форме оценить характеристики теплового баланса, зная тип и геометрические размеры массивов городской застройки [*Тарасова и др., 2023; Garuma, 2018; Kim et al., 2021*]. Для таких массивов в модели введены специальные обозначения при описании подстилающей поверхности, учитывающие плотность застройки, высотность зданий и сооружений в ячейке сетке. Для каждого типа подстилающей поверхности заданы значения альбедо, параметра шероховатости, теплоемкости и другие характеристики.

Экспериментальные расчеты по Хабаровску и его окрестностям проводятся на вложенной сетке размером 340 на 340 км с горизонтальным шагом 1 км (Хаб-1, рис. 1а), центр сетки расположен в центральной части города. В качестве внешней области используется сетка модели, предназначенной для выпуска краткосрочных прогнозов общего пользования в дальневосточном регионе России: она охватывает часть Евразии и Тихого океана примерно между 38° и 68° с. ш. и от 100° до 180° в. д. и покрыта узлами с горизонтальным шагом 5 км (Хаб-5). В расчетах по вертикали от поверхности земли до изобарической поверхности 50 гПа задан 51 уровень с наиболее подробным разрешением в нижнем двухкилометровом слое.

В качестве начальных и граничных данных для внешней области расчета использованы прогнозы системы Global Forecast System (NCEP, США) разрешением 0,5° и дискретностью 6 ч., для внутренней сетки граничные данные выбираются из внешней.

В составе модели WRF-ARW имеется два набора данных о подстилающей поверхности. Один из них основан на информации Геологической службы США, второй – на данных космических наблюдений спектрорадиометрами MODIS (НАСА, США). Информация по указанным наборам данных представлена в WRF-ARW с максимальным разрешением 30″ и 15″ соответственно. Вблизи Хабаровска эти данные недостаточно адекватны фактическому состоянию, поэтому поле подстилающей поверхности в городе и его окрестностях откорректировано вручную. В частности, для области сетки с шагом 1 км с рис. 1б у Хабаровска вручную уточнено положение русла Амура,

распадающегося на отдельные протоки, разделенные островами: задан крупнейший из островов – Большой Уссурийский. При моделировании городская застройка Хабаровска представлена тремя типами: низко-, высокоэтажная и промышленные зоны (рис. 1б), что согласовано с параметризацией SLUCM. Классификация этих зон в городе также выполнена вручную в наборе данных, подготовленном препроцессингом модели. Для уточнения описания подстилающей поверхности привлекались крупномасштабные карты и данные европейской службы Copernicus Global Land Service [*Buchhorn et al., 2020*].



а б

Рис. 1. Модельные данные с горизонтальным шагом 1 км: (а) рельеф с указанием водных объектов, (б) основные типы подстилающей поверхности вблизи Хабаровска (белыми кружками указано примерное положение пунктов наблюдений в черте города, сиреневыми – в сельской местности).

Система Хаб-5 выпускает прогнозы на трое суток вперед, но вычисления во вложенной сетке Хаб-1 ввиду ее малых геометрических размеров проводятся только на одни сутки вперед, начиная с 12 ч. от срока старта модели. Такой подход позволяет получать численные прогнозы высокого пространственного разрешения на заранее определенных вложенных сетках в рамках существующей системы ЧПП для заданного интервала времени.

Модельные прогнозы приземной температуры, скорости и направления приземного ветра, наличия и количества осадков на вычислительных сетках с шагами 1 и 5 км сравнивались между собой и с данными наземных инструментальных измерений в Хабаровске и его окрестностях. Прогностические значения метеорологических элементов по обеим версиям модели в соответствии с рекомендациями ВМО выбирались из ближайшего к пункту наблюдений узла модельной сетки с учетом положения крупных рек. Прогнозы Хаб-5 используются в качестве контрольных при оценке степени эффективности расчетов на вложенных сетках высокого пространственного разрешения с более точным и подробным описанием подстилающей поверхности и учетом городской застройки.

Данные наблюдений. Данные инструментальных измерений, использованные для оценки качества прогнозов по Хабаровску, получены с метеорологических станций и автоматических датчиков ФГБУ «Дальневосточное УГМС». Автоматические датчики выполняют ежечасные измерения температуры воздуха, точки росы, скорости и направления приземного ветра. В черте города они расположены у аэропорта Хабаровска (индекс ВМО: 31 735, высота 74 м), у Амурского моста (31 739, высота 57 м), у завода

Дальдизель (31 738, высота 37 м), в микрорайонах ДОС (31 640, высота 68 м), Красная речка (31 720, высота 53 м) и Овощесовхоз (31 734, высота 90 м, здесь имеется дополнительный прибор – плювиограф – поставляющий ежечасные автоматические наблюдения за интенсивностью осадков). В окрестности 100 км от города находятся метеорологические станции с автоматическими датчиками, расположенные в сельской местности: в поселках Бычиха (31 726, высота 89 м), Князе-Волконское (31 740, высота 59 м), Хор (31 791, высота 72 м), Ленинское (31 710, высота 54 м) и Смидович (31 725, высота 50 м). Автоматические ежечасные наблюдения верифицировались данными измерений, поступающими в кодовой форме SYNOP от соответствующих метеорологических пунктов наблюдений каждые 3 ч. Для контроля данных наблюдений рассчитывались и анализировались средние, максимальные и минимальные значения метеорологических величин за сутки. Пропуски в рядах наблюдений не восстанавливались.

Результаты и обсуждение

Качество прогнозов приземной температуры и ветра. В табл. 1 приведены осредненные по всем указанным выше пунктам наблюдений оценки качества прогноза приземной температуры и ветра по модельным сеткам с горизонтальными шагами 1 и 5 км для заблаговременностей с 6 по 24 ч. за июнь – декабрь 2023 г. Из данных табл. 1 видно, что качество прогнозов Хаб-1 выше, чем по внешней сетке расчета с шагом 5 км.

Таблица 1. Осредненные оценки качества прогноза температуры воздуха и скорости ветра для заблаговременностей с 6 по 24 ч. за июнь – декабрь 2023 г.

	Приземная температура					Приземный ветер		
Вариант	Обеспеченность, %							
расчета	δ, °	E, °	$E \le 1°$	$E \le 2°$	$E \le 3°$	δ, м/с	E, м/с	$\vec{\sigma}$, м/с
Хаб-1	−0,7	1,6	36	58	70	1,1	2,0	2,8
Хаб-5	−1,6	3,1	21	34	61	1,2	2,2	3,2

Примечание. $\delta = N^{-1}\sum_{i=1}^{N}\Delta$ – средняя систематическая ошибка прогноза, $E = N^{-1}\sum_{i=1}^{N}|\Delta|$ – средняя абсолютная ошибка прогноза, Δ =прогноз − факт, N – количество пар «факт-прогноз», $\vec{\sigma}$ – средняя квадратическая ошибка прогноза вектора приземного ветра.

Повышение качества прогнозов более выражено для приземной температуры, т. к. на ее формирование значительное влияние оказывают характеристики подстилающей поверхности, а для сетки 1 км помимо городской застройки Хабаровска уточнено и положение русла Амура. Осредненные систематическая и абсолютная ошибки прогноза приземной температуры при переходе к сетке с шагом 1 км уменьшились примерно в 2 раза (от $-1,6°$ до $-0,7°$ и от $3,1°$ до $1,6°$ соответственно). Процент случаев, когда абсолютная ошибка прогноза приземной температуры находилась в заданном интервале (обеспеченность) значительно увеличился для одно- и двухградусного интервалов: с 21% до 36% (на 15%) и с 34% до 58% (на 24%) соответственно. В трехградусном интервале возрастание уже не столь велико – прирост составил только 9%, что связано с увеличением интервала для расчета обеспеченности.

Оценки приземного ветра по обоим вариантам сеток мало отличаются: средняя квадратическая ошибка составляет 2,8 и 3,2 м/с, для скорости ветра систематическая ошибка принимает значения 1,1 и 1,2 м/с, абсолютная – 2,0 и 2,2 м/с для Хаб-1 и Хаб-5 соответственно. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, особенностью расположения пунктов наблюдений преимущественно на равнинной местности без больших перепадов высот, так что различия в аппроксимации фактического рельефа местности в окрестности пунктов наблюдений по сеткам 1 и 5 км мало влияют на скорость ветра. Во-вторых, климатическими особенностями ветровых характеристик в Хабаровске: доля случаев со скоростями ветра менее 10 м/с в испытываемой выборке составляет около 95%. Поэтому для выявления преимуществ расчета Хаб-1 следует рассмотреть случаи с сильным ветром отдельно.

Температура в городе и сельской местности. Характерной чертой местного климата крупных городов является возникновение области повышенных значений температуры воздуха, распространяющейся от города в подветренную сторону [*Григорьев и Огородников, 2001; Lin et al., 2022; Wang and Li, 2021*]. По данным испытываемой выборки получено (табл. 2), что с 19 до 9 ч. в городе фактическая температура воздуха в среднем выше на 1,0–1,7 °С, чем в сельской местности, т. е. получен слабовыраженной остров тепла. Для сравнения, в крупных городах Европы и их пригородах различия в температуре могут достигать 5–7 °С летом, 2–8 °С зимой [*Григорьев и Огородников, 2001*]. Например, по данным [*Кузнецова и др., 2017*] в Москве днем во все сезоны в 90% случаев разность температур составляет 0–2 °С, ночью повторяемость интервала 0–2 °С – около 60%, при этом отмечаются и экстремально большие значения (от 8 °С и выше). В Хабаровске за рассматриваемый период времени наибольшее превышение температуры воздуха составило 4,6 °С (в августе).

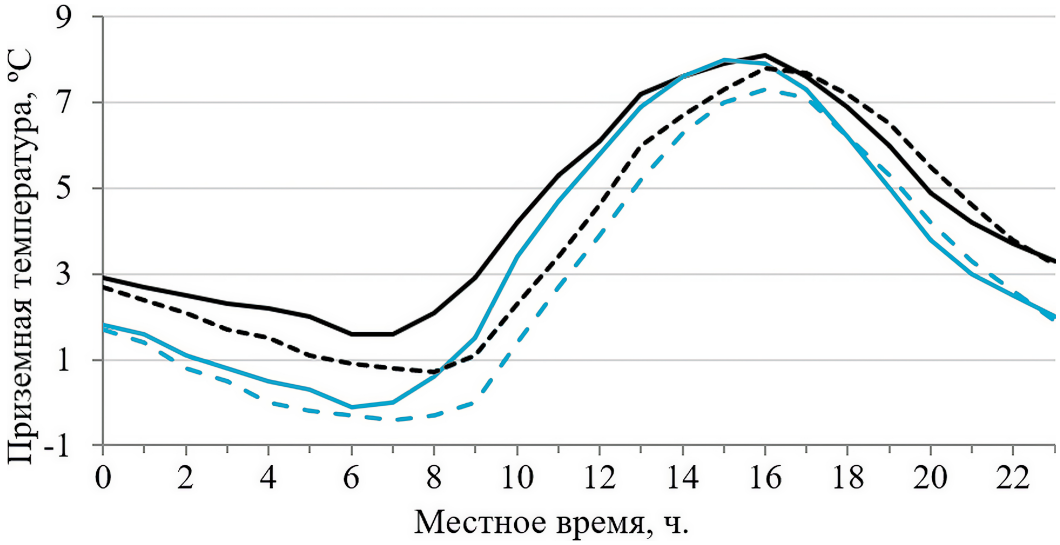


Рис. 2. Средняя по пунктам наблюдений ежечасная фактическая и модельная (Хаб-1) приземная температура за июнь – декабрь 2023 г. Черный цвет соответствует средним значениям по пунктам наблюдений в Хабаровске (индексы пунктов: 31 640, 31 720, 31 734, 31 735, 31 738, 31 739), голубой – в сельской местности (31 710, 31 725, 31 726, 31 740, 31 791). Фактические данные указаны сплошными линиями, модельные – пунктирными.

В этой связи следует отметить, что Амур, ширина которого у Хабаровска составляет более 1 км, оказывает значительное влияние на перенос городских тепловых выбросов и сглаживает колебания приземной температуры между районами города и сельской местностью. Доминирующее юго-западное направление ветра соответствует направлению русла Амура, а температура воды значительно отличается от температуры воздуха, что определяет суточные колебания внутригородского переноса воздушных масс: днем от Амура на берег, ночью в обратном направлении. Смена направления переноса местных воздушных масс происходит около 22 ч. местного времени, когда температуры поверхности воды и воздуха существенно сближаются.

По модельным данным различие в температуре воздуха между городом и сельской местностью также выявлено: с 19 до 9 ч. модельная температура воздуха в городе в среднем выше на 1,0–1,5 °С, чем в сельской местности. Модельная температура, как правило, ниже фактической, за исключением периода с 17–18 ч. вечера до 0–1 ч. ночи.

Сильный ветер. В табл. 2 представлены оценки качества прогноза скорости и направления приземного ветра для градации фактических скоростей от 10 м/с и выше (за рассматриваемый период зафиксировано 537 случаев).

Таблица 2. Оценки качества прогноза скорости и направления приземного ветра в градации скорости от 10 м/с и выше (537 случаев)

	Скорость		Направление
Вариант расчета	δ, м/с	E, м/с	E, °
Хаб-1	−1,8	2,9	14
Хаб-5	−2,1	3,2	32

Примечание. Обозначения соответствуют табл. 1

На качество прогноза скорости и направления приземного ветра существенное влияние оказывает шаг сетки, особенно в районах со сложной орографией [*Романский и Вербицкая, 2023; Siuta et al., 2017; Solbakken et al., 2021*]. Для рассматриваемой территории в среднем скорость приземного ветра в заданной градации занижается по обоим вариантам модели. Тем не менее, на сетке с горизонтальным шагом в 1 км достигнуто некоторое уменьшение абсолютной и арифметической ошибок прогноза (с 3,2 до 2,9 м/с и от −2,1 до −1,8 м/с соответственно, т. е. примерно на 10%). Наибольший эффект от уменьшения горизонтального шага получен для прогноза направления ветра: абсолютная ошибка уменьшилась более чем в два раза: от 32 до 14°, что особенно важно для прогнозов на аэродромах, т. к. сильный боковой ветер существенно влияет на безопасность взлета и посадки воздушных судов. Уточнение положения русел крупных рек в сетке с шагом 1 км определенно имеет эффект на модельное направление ветра и, вероятно привело к росту оправдываемости.

Сильные осадки. При анализе степени успешности прогнозов факта и количества осадков нужно учитывать, что, осадки не являются непрерывной функцией пространственных и временных координат и/или параметров состояния атмосферы. Наиболее неблагоприятным и даже опасным явлением считаются продолжительные осадки высокой интенсивности, поэтому модель должна предсказать не только факт и количество осадков, но и правильно локализовать их во времени и пространстве. Прогностические осадки, рассчитанные на сетках высокого пространственного разрешения, как правило, достаточно адекватно отражают интенсивность фактических осадков, но по времени и месту выпадения они могут не соответствовать данным наблюдений [*Jeworrek et al., 2021; Wang, 2014*]. Это приводит к занижению оценок качества прогноза при стандартном подходе к расчету оценок: ближайший узел сетки – пункт наблюдений и срок в срок. Для данного исследования имеются наблюдения только одного датчика, который регистрирует ежечасное количество осадков в Хабаровске (31734), поэтому ограничимся рассмотрением случаев фиксации осадков высокой интенсивности (табл. 3).

Из данных табл. 3 видно, что Хаб-1 в большинстве случаев генерирует осадки более высокой интенсивности, чем Хаб-5. Но в двух случаях (27 июля и 1 августа) ближайший узел Хаб-1 оказался неудачным для оценки местоположения и времени выпадения осадков максимальной интенсивности в окрестности пункта наблюдений. Вариант с шагом 5 км за счет большего размера ячейки сетки в этих случаях дал более точный прогноз. Для иллюстрации, на рис. 3 представлены прогнозы ливневых дождей 22 августа и 19 сентября 2023 г. Они отражают типичные особенности прогнозирования интенсивных осадков на сетках высокого разрешения. Так, 22 августа получен практически идеальный прогноз – на обеих сетках, верно, спрогнозирована пиковая интенсивность осадков (между 7 и 8 ч. утра), хотя Хаб-5 ее несколько занизила. Другая ситуация была 19 сентября: по Хаб-1 время выпадения наиболее интенсивных осадков в ближайшем узле сетки оказалось сдвинутым на 3 ч., а по Хаб-5 осадки, суммарно соответствующие фактической пиковой часовой интенсивности, выпадали в ближайшем узле сетки в течение двух часов: с 10 до 12 ч.

Таблица 3. Численный прогноз осадков в Хабаровске

	Факт	Хаб-1	Хаб-5
Дата		26 июня 2023 г.	
Местное время	14–15 ч.	13–14 ч.	11–14 ч.
Количество осадков, мм	15,0	10,2	10,1
Дата		27 июля 2023 г.	
Местное время	4–6 ч.	1–9 ч.	1–9 ч.
Количество осадков, мм	13,1	0,4	7,6
Дата		29–30 июля 2023 г.	
Местное время	23–4 ч.	23–4 ч.	20–7 ч.
Количество осадков, мм	32,0	26,7	24,9
Дата		1 августа 2023 г.	
Местное время	7–11 ч.	10–12 ч.	10–12 ч.
Количество осадков, мм	10,9	0,7	5,8
Дата		11 августа 2023 г.	
Местное время	1–6 ч.	2–4 ч.	0–6 ч.
Количество осадков, мм	27,0	20,1	14,1
Дата		22 августа 2023 г.	
Местное время	3–13 ч.	3–13 ч.	3–13 ч.
Количество осадков, мм	35,2	44,7	28,9
Дата		19 сентября 2023 г.	
Местное время	7–13 ч.	7–13 ч.	7–13 ч.
Количество осадков, мм	17,4	22,3	11,1
Дата		2–3 ноября 2023 г.	
Местное время	19–7 ч.	17–3 ч.	17–3 ч.
Количество осадков, мм	16,5	13,5	12,3

Обработка расчетов модели высокого пространственного разрешения. На примере осадков показана сложность интерпретации модельных данных при подготовке прогноза по территории города и его окрестностям.

Сетка с шагом 5 км покрывает Хабаровск 15 узлами, что очевидно, недостаточно для детализированного прогноза. При переходе к шагу 1 км количество узлов возрастает до нескольких сотен, что позволяет сформулировать прогноз по отдельным округам города (табл. 4). Для этой цели узлы сетки объединены в группы по округам города: северный, центральный и южный. Ежечасные данные в узлах сетки, относящихся к какому-либо округу, автоматически интерпретируются в прогноз погоды на ночь и день по следующим правилам:

- дневная и ночная температура воздуха соответствуют максимуму и минимуму температуры в узлах сетки за текущие сутки;
- на день и ночь определяется минимальное атмосферное давление в узлах сетки;
- количество выпавших осадков рассчитывается как среднее по узлам, при этом наличие осадков соответствует выпадению осадков хотя бы в одном узле;
- в прогнозе дополнительно приводится фаза осадков и максимальная часовая интенсивность, если она не менее 3 мм/ч, с указанием периода времени, когда она получена в модели;
- определяется максимальная (по узлам) скорость приземного ветра и порывов [*по Романский и Вербицкая, 2023*] при их наличии;
- направление ветра определяется как преобладающее для узлов, в которых скорость ветра составляет не менее 3 м/с.

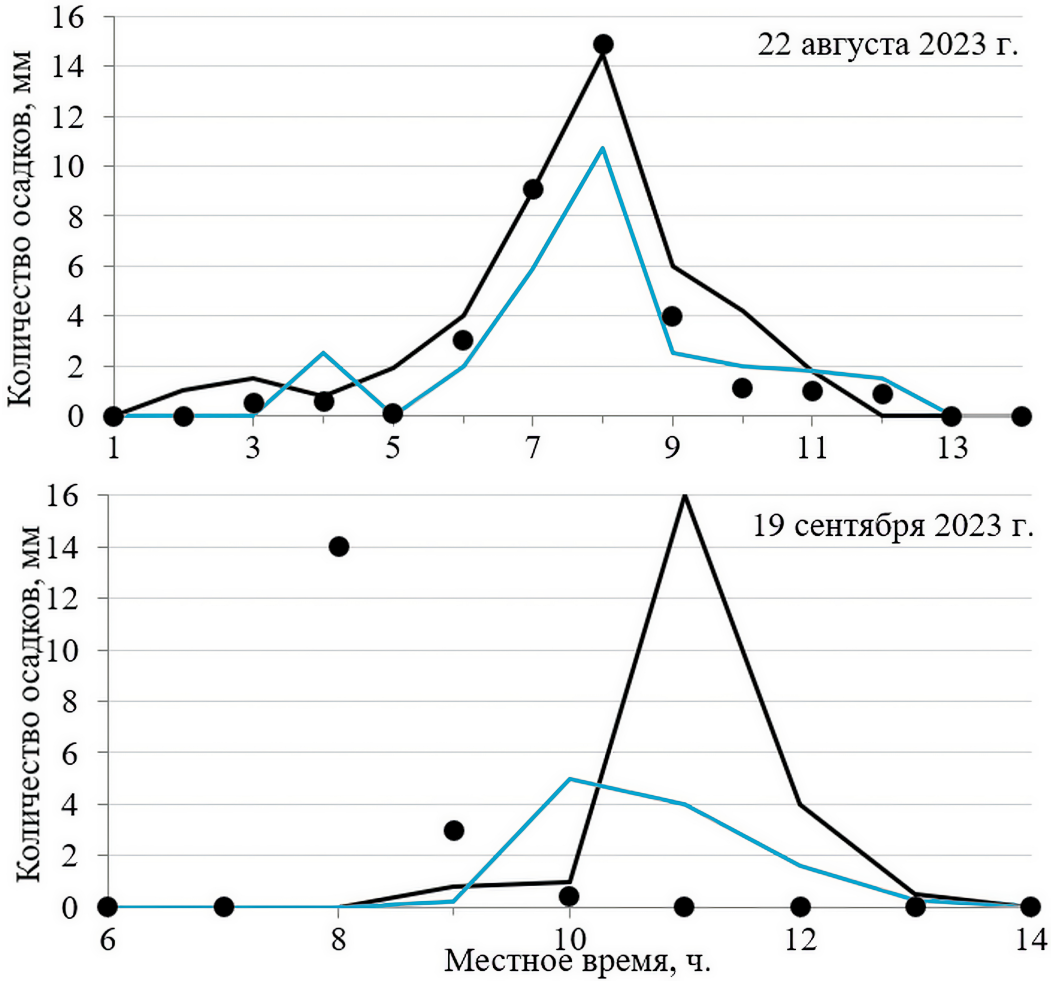


Рис. 3. Фактические и модельные осадки в Хабаровске (31 734). Кружками – факт. Черной и голубой линиями указаны прогнозы по сеткам с горизонтальными шагами 1 и 5 км соответственно.

Таблица 4. Пример суточного прогноза по Хабаровску

Округ города	Ночь	День
Центральный	−6 °C, 757 мм рт. ст., 5 м/с западный, твердые осадки: 5 мм	0 °C, 744 мм рт. ст., 12 м/с западный, порыв до 15 м/с, смешанные осадки: 8 мм
Северный	−5 °C, 760 мм рт. ст., 5 м/с западный, твердые осадки: 4 мм	−1 °C, 753 мм рт. ст., 10 м/с западный, смешанные осадки: 6 мм
Южный	−6 °C, 757 мм рт. ст., 3 м/с южный, твердые осадки: 4 мм	−1 °C, 751 мм рт. ст., 3 м/с южный, смешанные осадки: 4 мм

Заключение

В работе продемонстрирована возможность использования вложенных сеток с малым горизонтальным шагом в общей системе ЧПП по большой территории на базе модели WRF-ARW для детализированного прогноза погоды в крупных населенных пунктах. В модели WRF-ARW предусмотрена возможность определения нескольких непересекающихся вложенных сеток с одинаковым шагом по горизонтали, что позволяет одновременно рассчитывать прогнозы высокого пространственного разрешения по

нескольким населенным пунктам. На примере Хабаровска апробировано использование специальной параметризации SLUCM и данных о подстилающей поверхности с учетом городской застройки для вложенной сетки с горизонтальным шагом 1 км.

Расчеты на сетке с шагом 1 км показали более высокое качество прогнозов приземной температуры по городу в сравнении с прогнозами общего пользования на сетке с шагом 5 км. Качество прогноза скорости приземного ветра возросло незначительно для общей выборки с преобладающими скоростями ветра менее 10 м/с и несколько более существенно для выборки со скоростями от 10 м/с и выше. Наибольший эффект от малого шага сетки получен для прогноза направления сильных ветров – средняя абсолютная ошибка прогноза уменьшилась более, чем в 2 раза (с 32° до 14°). Уточнение положения русел крупных рек в сетке с шагом 1 км определенно имеет эффект на модельное направление ветра и, вероятно привело к росту оправдываемости. Это особенно важно для метеорологического обслуживания авиации на аэродромах, функционирования водного транспорта, прогнозирования неблагоприятных метеорологических условий для накопления загрязняющих веществ в нижнем слое атмосферы над территорией города.

На примере анализа результатов прогнозирования осадков большой интенсивности, показаны задачи обработки данных модели высокого пространственного разрешения. Представлен способ интерпретации модельных данных в крупном населенном пункте для выпуска прогноза основных элементов погоды по отдельным округам города.

Дальнейшее развитие встроенной системы прогнозирования высокого пространственного разрешения для крупных городов дальневосточного региона России планируется в следующих направлениях: уточнение типов подстилающей поверхности и их свойств; апробация системы на других крупных населенных пунктах Дальнего Востока России; прогноз неблагоприятных метеорологических условий, способствующих накоплению веществ загрязняющих воздух.

Благодарности. Благодарим рецензентов за ценные советы и замечания к статье. Работа выполнена по внутреннему плану ФГБУ «ДВНИГМИ».

Список литературы

Григорьев В. А., Огородников И. А. Проблемы экологизации городов в мире, России, Сибири: Аналит. обзор. — Новосибирск : Экология. Серия аналитических обзоров мировой литературы, Вып. 63. ГПНТБ СО РАН, 2001. — 152 с. — EDN: FMJFFB.

Кузнецова И. Н., Брусова Н. Е., Нахаев М. И. Городской остров тепла в Москве: определение, границы, изменчивость // Метеорология и гидрология. — 2017. — № 5. — С. 49—61. — EDN: YNWCKX.

Ривин Г. С., Розинкина И. А., Вильфанд Р. М. и др. Разработка оперативной системы численного прогноза погоды и условий возникновения опасных явлений с высокой детализацией для Московского мегаполиса // Метеорология и гидрология. — 2020. — № 7. — С. 5—19. — EDN: RVBBLZ.

Романский С. О., Вербицкая Е. М. Краткосрочный численный прогноз погоды высокого пространственного разрешения по Владивостоку на базе модели WRF-ARW // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. — 2014. — 5(177). — С. 48—57. — EDN: TNDODH.

Романский С. О., Вербицкая Е. М. Сильные шквалистые ветры в Южно-Сахалинске летом 2014 г. // Геосферные исследования. — 2023. — № 4. — С. 141—154. — DOI: 10.17223/25421379/29/10. — EDN: LZBUBM.

Тарасова М. А., Варенцов М. И., Степаненко В. М. Параметризации взаимодействия атмосферы с городской поверхностью: обзор и перспективы развития // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2023. — Т. 59, № 2. — С. 127—148. — DOI: 10.31857/S0002351523020062.

Buchhorn M., Smets B., Bertels L., et al. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: collection 3: epoch 2019: Globe. — 2020. — DOI: 10.5281/ZENODO.3939050. — (visited on: 17.11.2022).

Chen F., Kusaka H., Bornstein R., et al. The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems // International Journal of Climatology. — 2011. — Vol. 31, no. 2. — P. 273–288. — DOI: 10.1002/joc.2158.

Dowell D. C., Alexander C. R., James E. P., et al. The High-Resolution Rapid Refresh (HRRR): An Hourly Updating Convection-Allowing Forecast Model. Part I: Motivation and System Description // Weather and Forecasting. — 2022. — Vol. 37, no. 8. — P. 1371–1395. — DOI: 10.1175/waf-d-21-0151.1.

Garuma G. F. Review of urban surface parameterizations for numerical climate models // Urban Climate. — 2018. — Vol. 24. — P. 830–851. — DOI: 10.1016/j.uclim.2017.10.006.

Hong Kong Observatory. Numerical modelling for weather prediction in Hong Kong. — 2022. — URL: https://www.hko.gov.hk/en/wservice/tsheet/nwp.htm ; (visited on: 17.01.2024).

Jeworrek J., West G., Stull R. W. WRF Precipitation Performance and Predictability for Systematically Varied Parameterizations over Complex Terrain // Weather and Forecasting. — 2021. — Vol. 36, no. 3. — P. 893–913. — DOI: 10.1175/waf-d-20-0195.1.

Kim G., Lee J., Lee M.-I. Impacts of urbanization on atmospheric circulation and aerosol transport in a coastal environment simulated by the WRF-Chem coupled with urban canopy model // Atmospheric Environment. — 2021. — Vol. 249. — P. 118253. — DOI: 10.1016/j.atmosenv.2021.118253.

Kusaka H., Kondo H., Kikegawa Y., et al. A Simple Single-Layer Urban Canopy Model For Atmospheric Models: Comparison With Multi-Layer And Slab Models // Boundary-Layer Meteorology. — 2001. — Vol. 101, no. 3. — P. 329–358. — DOI: 10.1023/a:1019207923078.

Kwok Y. T., Ng Y. Y. E. Trends, topics, and lessons learnt from real case studies using mesoscale atmospheric models for urban climate applications in 2000-2019 // Urban Climate. — 2021. — Vol. 36. — P. 100785. — DOI: 10.1016/j.uclim.2021.100785.

Lin Y., Wang C., Yan J., et al. Observation and Simulation of Low-Level Jet Impacts on 3D Urban Heat Islands in Beijing: A Case Study // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2022. — Vol. 79, no. 8. — P. 2059–2073. — DOI: 10.1175/jas-d-21-0245.1.

Masson V., Lemonsu A., Hidalgo J., et al. Urban Climates and Climate Change // Annual Review of Environment and Resources. — 2020. — Vol. 45, no. 1. — P. 411–444. — DOI: 10.1146/annurev-environ-012320-083623.

Mills G., Molina L. T., Schluenzen H., et al. Guidance on Integrated Urban Hydrometeorological, Climate and Environment Services. Vol. II: Demonstration Cities. — Geneva, Switzerland : Publications Board World Meteorological Organization, 2021. — 166 p.

Shin H. H., Dudhia J. Evaluation of PBL Parameterizations in WRF at Subkilometer Grid Spacings: Turbulence Statistics in the Dry Convective Boundary Layer // Monthly Weather Review. — 2016. — Mar. — Vol. 144, no. 3. — P. 1161–1177. — DOI: 10.1175/mwr-d-15-0208.1.

Siuta D., West G., Stull R. W. WRF Hub-Height Wind Forecast Sensitivity to PBL Scheme, Grid Length, and Initial Condition Choice in Complex Terrain // Weather and Forecasting. — 2017. — Vol. 32, no. 2. — P. 493–509. — DOI: 10.1175/waf-d-16-0120.1.

Skamarock W. C., Klemp J. B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications // Journal of Computational Physics. — 2007. — Vol. 227, no. 7. — P. 3465–3485. — DOI: 10.1016/j.jcp.2007.01.037.

Solbakken K., Birkelund Y., Samuelsen E. M. Evaluation of surface wind using WRF in complex terrain: Atmospheric input data and grid spacing // Environmental Modelling & Software. — 2021. — Vol. 145. — P. 105182. — DOI: 10.1016/j.envsoft.2021.105182.

Wang C.-C. On the Calculation and Correction of Equitable Threat Score for Model Quantitative Precipitation Forecasts for Small Verification Areas: The Example of Taiwan // Weather and Forecasting. — 2014. — Vol. 29, no. 4. — P. 788–798. — DOI: 10.1175/waf-d-13-00087.1.

Wang L., Li D. Urban Heat Islands during Heat Waves: A Comparative Study between Boston and Phoenix // Journal of Applied Meteorology and Climatology. — 2021. — Vol. 60, no. 5. — P. 621–641. — DOI: 10.1175/JAMC-D-20-0132.1.

Russian Journal of Earth Sciences

Short-Term High-Resolution Weather Forecasting in the City of Khabarovsk, Russia

S. O. Romanskiy[**,1], **E. M. Verbitskaya**[1]

[1]Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia
****Correspondence to:** Stanislav O. Romanskiy, khvrom@ya.ru

Experimental short-term numerical weather prediction system based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model with grid spacing of 1 km for the city of Khabarovsk, Russia is presented. Single-layer urban canopy parametrization is used in the model runs and takes into consideration urban land use. Urban land surface consists of three types: low-rise, high-rise buildings and industrial zones. Niceties of forecasts' interpretation in a large city based on data of a high-resolution numerical grid are considered. Simulations of the WRF model with the grid spacing of 1 km have shown better quality of prediction in the city than forecasts on the grid spacing of 5 km for the period of time from June to December of 2023. Mean absolute errors of the forecasting speed and direction of surface wind with a velocity above 10 m/s are 2.9 m/s and 3.2 m/s, and 14° and 32° and absolute error of the forecasting air temperature is 1.6° and 3.1° for the WRF model with the grid spacing of 1 and 5 km respectively for the considered period of time.

Recieved: 6 June 2024
Accepted: 15 October 2025
Published: 10 March 2025

© 2025. The Authors.

Keywords: numerical weather prediction, mesoscale process, heavy rainfall, strong wind, land use, WRF-ARW, Khabarovsk.

Citation: Romanskiy, S. O. and E. M. Verbitskaya (2025), Short-Term High-Resolution Weather Forecasting in the City of Khabarovsk, Russia, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1009, https://doi.org/10.2205/2025ES000942, EDN: MQMDJW

References

Buchhorn M., Smets B., Bertels L., et al. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: collection 3: epoch 2019: Globe. — 2020. — DOI: 10.5281/ZENODO.3939050. — (visited on: 17.11.2022).

Chen F., Kusaka H., Bornstein R., et al. The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems // International Journal of Climatology. — 2011. — Vol. 31, no. 2. — P. 273–288. — DOI: 10.1002/joc.2158.

Dowell D. C., Alexander C. R., James E. P., et al. The High-Resolution Rapid Refresh (HRRR): An Hourly Updating Convection-Allowing Forecast Model. Part I: Motivation and System Description // Weather and Forecasting. — 2022. — Vol. 37, no. 8. — P. 1371–1395. — DOI: 10.1175/waf-d-21-0151.1.

Garuma G. F. Review of urban surface parameterizations for numerical climate models // Urban Climate. — 2018. — Vol. 24. — P. 830–851. — DOI: 10.1016/j.uclim.2017.10.006.

Grigoriev V. A., Ogorodnikov I. A. Problems of cities' ecologization in the world, Russia and Siberia: Analytical review. — Novosibirsk : Ecology. Series of analytical reviews of world literature, Issue 63. State Public Scientific, Technical Library of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2001. — P. 152. — EDN: FMJFFB ; (in Russian).

Hong Kong Observatory. Numerical modelling for weather prediction in Hong Kong. — 2022. — URL: https://www.hko.gov.hk/en/wservice/tsheet/nwp.htm ; (visited on: 17.01.2024).

Jeworrek J., West G., Stull R. W. WRF Precipitation Performance and Predictability for Systematically Varied Parameterizations over Complex Terrain // Weather and Forecasting. — 2021. — Vol. 36, no. 3. — P. 893–913. — DOI: 10.1175/waf-d-20-0195.1.

Kim G., Lee J., Lee M.-I. Impacts of urbanization on atmospheric circulation and aerosol transport in a coastal environment simulated by the WRF-Chem coupled with urban canopy model // Atmospheric Environment. — 2021. — Vol. 249. — P. 118253. — DOI: 10.1016/j.atmosenv.2021.118253.

Kusaka H., Kondo H., Kikegawa Y., et al. A Simple Single-Layer Urban Canopy Model For Atmospheric Models: Comparison With Multi-Layer And Slab Models // Boundary-Layer Meteorology. — 2001. — Vol. 101, no. 3. — P. 329–358. — DOI: 10.1023/a:1019207923078.

Kuznetsova I. N., Brusova N. E., Nakhaev M. I. Moscow Urban Heat Island: Detection, boundaries, and variability // Russian Meteorology and Hydrology. — 2017. — Vol. 42, no. 5. — P. 305–313. — DOI: 10.3103/S1068373917050053.

Kwok Y. T., Ng Y. Y. E. Trends, topics, and lessons learnt from real case studies using mesoscale atmospheric models for urban climate applications in 2000-2019 // Urban Climate. — 2021. — Vol. 36. — P. 100785. — DOI: 10.1016/j.uclim.2021.100785.

Lin Y., Wang C., Yan J., et al. Observation and Simulation of Low-Level Jet Impacts on 3D Urban Heat Islands in Beijing: A Case Study // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2022. — Vol. 79, no. 8. — P. 2059–2073. — DOI: 10.1175/jas-d-21-0245.1.

Masson V., Lemonsu A., Hidalgo J., et al. Urban Climates and Climate Change // Annual Review of Environment and Resources. — 2020. — Vol. 45, no. 1. — P. 411–444. — DOI: 10.1146/annurev-environ-012320-083623.

Mills G., Molina L. T., Schluenzen H., et al. Guidance on Integrated Urban Hydrometeorological, Climate and Environment Services. Vol. II: Demonstration Cities. — Geneva, Switzerland : Publications Board World Meteorological Organization, 2021. — P. 166.

Rivin G. S., Rozinkina I. A., Vil'fand R. M., et al. Development of the High-resolution Operational System for Numerical Prediction of Weather and Severe Weather Events for the Moscow Region // Russian Meteorology and Hydrology. — 2020. — Vol. 45, no. 7. — P. 455–465. — DOI: 10.3103/S1068373920070018.

Romanskiy S. O., Verbitskaya E. M. Short-Term High-Resolution Numerical Weather Prediction Based on Wrf-Arw Model on the Territory of Vladivostok City // Vestnik of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences. — 2014. — 5(177). — P. 48–57. — EDN: TNDODH ; (in Russian).

Romanskiy S. O., Verbitskaya E. M. Strong Gusty Winds in the City of Yuzhno-Sakhalinsk in the Summer of 2014 // Geosphere Research. — 2023. — No. 4. — P. 141–154. — DOI: 10.17223/25421379/29/10. — EDN: LZBUBM ; (in Russian).

Shin H. H., Dudhia J. Evaluation of PBL Parameterizations in WRF at Subkilometer Grid Spacings: Turbulence Statistics in the Dry Convective Boundary Layer // Monthly Weather Review. — 2016. — Mar. — Vol. 144, no. 3. — P. 1161–1177. — DOI: 10.1175/mwr-d-15-0208.1.

Siuta D., West G., Stull R. W. WRF Hub-Height Wind Forecast Sensitivity to PBL Scheme, Grid Length, and Initial Condition Choice in Complex Terrain // Weather and Forecasting. — 2017. — Vol. 32, no. 2. — P. 493–509. — DOI: 10.1175/waf-d-16-0120.1.

Skamarock W. C., Klemp J. B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications // Journal of Computational Physics. — 2007. — Vol. 227, no. 7. — P. 3465–3485. — DOI: 10.1016/j.jcp.2007.01.037.

Solbakken K., Birkelund Y., Samuelsen E. M. Evaluation of surface wind using WRF in complex terrain: Atmospheric input data and grid spacing // Environmental Modelling & Software. — 2021. — Vol. 145. — P. 105182. — DOI: 10.1016/j.envsoft.2021.105182.

Tarasova M. A., Varentsov M. I., Stepanenko V. M. Parameterization of the Interaction between the Atmosphere and the Urban Surface: Current State and Prospects // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. — 2023. — Vol. 59, no. 2. — P. 111–130. — DOI: 10.1134/s0001433823020068.

Wang C.-C. On the Calculation and Correction of Equitable Threat Score for Model Quantitative Precipitation Forecasts for Small Verification Areas: The Example of Taiwan // Weather and Forecasting. — 2014. — Vol. 29, no. 4. — P. 788–798. — DOI: 10.1175/waf-d-13-00087.1.

Wang L., Li D. Urban Heat Islands during Heat Waves: A Comparative Study between Boston and Phoenix // Journal of Applied Meteorology and Climatology. — 2021. — Vol. 60, no. 5. — P. 621–641. — DOI: 10.1175/JAMC-D-20-0132.1.

Russian Journal of Earth Sciences

Spatial and Temporal Variability of Chlorophyll-*a* and the Modeling of High-Productivity Zones Based on Environmental Parameters: a Case Study for the European Arctic Corridor

Sofia Kuzmina[*,1,2], **Polina Lobanova**[1], **and Svetlana Chepikova**[3]

[1]Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
[2]Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany
[3]State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia
* **Correspondence to:** Sofia Kuzmina, so.k.kuzmina@gmail.com

Abstract: Over the past 20 years, increasing temperature and receding ice-cover have led to changes in the Arctic ecosystem. Our study aims to create models that predict the position of high chlorophyll-*a* concentration (Chl-*a*) zones in the European Arctic Corridor (the Barents, Norwegian and Greenland Seas) to monitor these changes. Firstly, we use remotely sensed data to assess spatial and temporal changes in correlation between Chl-*a* and environmental parameters that could influence Chl-*a* in the region – Photosynthetically Active Radiation (PAR), Sea Surface Temperature (SST), Mixed Layer Depth (MLD) and Sea Surface Salinity (SSS) – over the 2010–2019 time period. We found significant correlation ($|r|$ = 0.6–0.8) between Chl-*a* and PAR and SST, and medium correlation ($|r|$ = 0.4–0.6) between Chl-*a* and SSS and MLD, correlation was highest during spring periods. Then, using a Random Forest Machine Learning algorithm in the Classifier modification, we created models for each sea to predict the position of high-productivity zones (Chl-*a* > 1 mg m^{-3}) using environmental parameters. Our results suggested that Chl-*a* variability in the European Arctic Corridor is mostly determined by PAR (28–32% of Chl-*a* class variability), SST (25–29%), and SSS (26–31%); MLD played a lesser role (12–17%). According to validation, all the models showed high performance scores (F1-score = 66–95%) and slightly underestimated the total area of high productivity.

Keywords: chlorophyll-*a*, ocean productivity, Arctic Ocean, modeling, ocean colour, remote sensing, Barents Sea, Norwegian Sea, Greenland Sea.

Citation: Kuzmina, S., P. Lobanova, S. Chepikova (2025), Spatial and Temporal Variability of Chlorophyll-*a* and the Modeling of High-Productivity Zones Based on Environmental Parameters: a Case Study for the European Arctic Corridor, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1010, EDN: SDYCMN, https://doi.org/10.2205/2025es000943

Research Article

Received: 5 March 2024
Accepted: 15 October 2024
Published: 10 March 2025

Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

The European Arctic Corridor, or EAC, (Figure 1) accounts for about 50% of the total primary production of the Arctic, making it a highly productive region [*Oziel et al.*, 2020, 2022; *Sakshaug et al.*, 2009; *Siegel et al.*, 2002]. This is due to several factors. Firstly, two types of water masses meet in the area: warm and salty Atlantic waters, and cold and relatively fresh Arctic waters that form frontal zones characterized by high productivity [*Hansen et al.*, 1990; *Longhurst*, 2007; *Makarevich et al.*, 2022; *Qu and Gabric*, 2022]. Secondly, energy associated with the North Atlantic Current contributes to the breakdown of stratification in summer, and therefore, a flux of nutrients into the surface layer necessary for phytoplankton growth [*Sakshaug et al.*, 2009]. Finally, the area is partially covered in ice, which adds to the formation of phytoplankton blooms specific to polar latitudes, including ice-edge blooms that contribute significantly to the overall productivity of the region [*Anderson*, 1986; *Borstad and Gower*, 1984].

Over the past 20 years, productivity of polar seas has been changing due to the instability of the climate, which is the most pronounced in the Arctic [*Arrigo and van Dijken*, 2015; *Oziel et al.*, 2022; *Wassmann et al.*, 2010]. Rising temperature and reduced sea ice cover add to the changes in overall conditions contributing to a phytoplankton bloom: higher overall temperature and earlier warming of the water column could lead to an earlier bloom onset; lessening sea-ice cover could lead to a greater surface area available for phytoplankton to bloom [*Oziel et al.*, 2020]. An earlier phytoplankton bloom with a larger surface area could lead to a higher overall productivity for the region [*Lewis et al.*, 2020]. To assess and monitor these changes accurately, it is necessary to have an extensive database of ocean productivity. The biggest problem in studying ocean productivity in the ocean, and in the Arctic especially, is the lack of in situ data needed for a statistically significant analysis of its spatial and temporal variability: a possible solution is using remotely sensed data to study the productivity of the Arctic [*Lee et al.*, 2015a].

Ocean productivity can be estimated via its relationship with chlorophyll-*a* concentration (Chl-*a*), since organic matter production is a result of photosynthesis, which utilizes chlorophyll pigments (mainly Chl-*a*) [*Delafontaine and Peters*, 1986; *Lee et al.*, 2015a; *Ryther and Yentsch*, 1957]. The study of ocean productivity based on satellite data provides the basis for modeling PP for the Arctic as a whole: once one has determined the contribution of multiple environmental factors to Chl-*a* variability in the surface layer, one would be able to develop models for assessing Arctic waters' productivity – in our case, the productivity of EAC [*Kuzmina et al.*, 2022, 2023; *Lee et al.*, 2015a; *Martyanov et al.*, 2018; *Oliver et al.*, 2018; *Skogen et al.*, 1995; *Slagstad and Støle-Hansen*, 1991; *Vernet et al.*, 2021; *Wassmann et al.*, 2006].

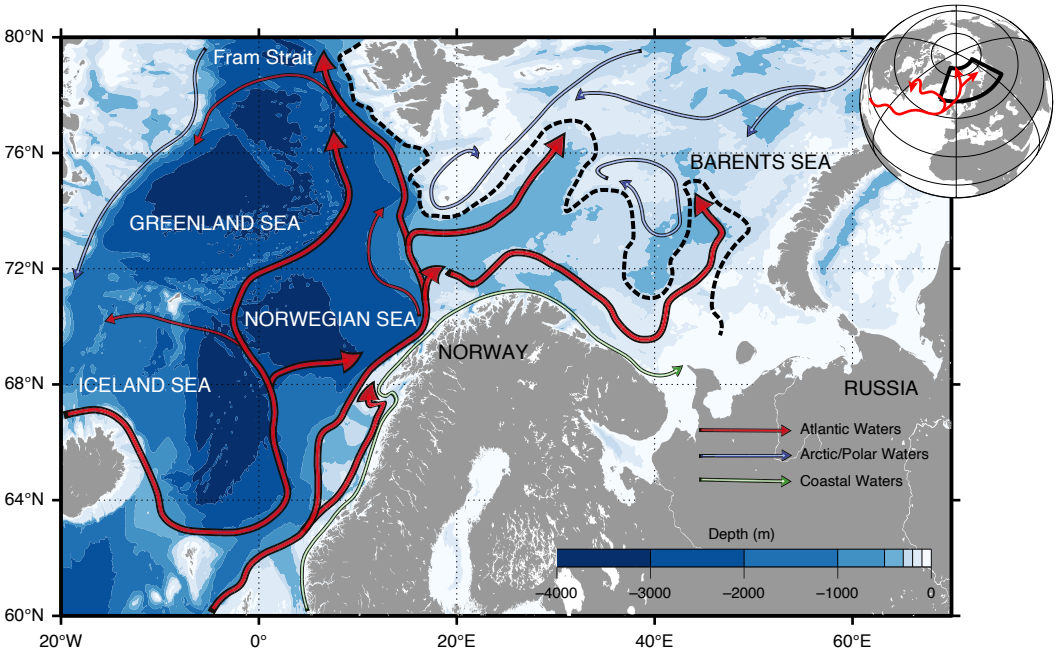


Figure 1. Map of the European Arctic Corridor. Surface currents are: polar waters in blue, coastal waters in green, Atlantic waters – in red. Dashed black line is the Barents Sea polar front. From [*Oziel et al.*, 2020].

Defining the term "ocean productivity" is divided into two schools of thought: viewing productivity (1) as a process occurring at a certain rate in a single volume – i.e., the rate of synthesis of organic matter, or photosynthesis [*Behrenfeld and Falkowski*, 1997; *Platt and Sathyendranath*, 1988], and (2) as an amount of substance (for example, carbon or Chl-*a* pigment) formed in a single volume per unit of time – i.e., the amount of photosynthetic products produced in a single time unit [*Behrenfeld et al.*, 2005; *Carr et al.*, 2006; *Falkowski et al.*, 1998; *Nielsen*, 1963; *Riley*, 1940].

Following the second definition, a higher Chl-*a* would suggest a higher value of ocean productivity in an area. While we acknowledge that there is a complex and non-linear connection between Chl-*a* and ocean productivity, we believe that Chl-*a* is still a good indicator of overall ocean productivity on a monthly scale [*Bode et al.*, 2011].

Therefore, in this study we assess the productivity of the EAC by assessing the position and overall total area of *high-productivity zones* (HPZs) in the EAC. We define these HPZs using a threshold value of Chl-*a* in a grid cell (4 × 4 km) – greater than 1 mg m^{-3} [*Balch*, 1992; *Carr*, 2001], – and zones with Chl-*a* below that threshold value are assumed to be *low-productivity zones* (LPZs) [*Lee et al.*, 2015b].

It is worth noting that in this case we model only part of the region's productivity, mostly so for the Barents Sea [*Kondrik et al.*, 2017]. This is the part that is mostly attributed to algae like diatoms and dinoflagellates, i.e., algae that do not have a calcium skeleton, algae that we observe using ocean color Chl-*a* images. The presence of coccolithophores – another very abundant species for the EAC – is reflected in other parts of the color spectra (with wavelengths not used in this study [*Balch et al.*, 1991]), and their productivity cannot be assessed through standard ocean color products. It means that in this study, the productivity of the region can be estimated to be somewhat less than in situ productivity. One must also take into account the fact that coccolithophore presence affects the optical properties of the waters: during a coccolithophore bloom, higher $R_{rs}(\lambda)$ in the blue and green areas of the spectrum have been observed in the Baltic, North and Celtic Seas, although usually the accuracy of ocean color products is not degraded significantly [*Cazzaniga et al.*, 2021].

Because autotrophic organisms' productivity is determined by photosynthesis, occurring via the pigment Chl-*a*, it is influenced by those environmental factors that contribute to the maximum rate of photosynthesis and phytoplankton growth. These are, in order of highest contribution: light [*Morel*, 1978; *Odum*, 1971], nutrients (which enter the upper ocean layers as a result of upwelling, horizontal advection (surface currents, polar fronts), with river runoff, ice sheet melt, and precipitation [*Chandler et al.*, 2015; *Sverdrup*, 1953]), and sea surface temperature (SST) [*Talling*, 1957; *Teira et al.*, 2005].

The study region is characterized by two phytoplankton blooms: in spring and autumn [*Ardyna et al.*, 2014; *Kahru et al.*, 2011]. In the Greenland and Norwegian Seas, the bloom occurs later than in the Barents Sea (June and May, respectively); the autumnal bloom is usually more intense than the spring one, and this intensity is ever-increasing due to overall climate changes in the Arctic [*Ardyna et al.*, 2014; *Lewis et al.*, 2020; *Longhurst*, 2007; *Vernet et al.*, 2021]. In each sea, a spring bloom peak occurs firstly in the southern part of the sea, gradually moving northward [*Qu and Gabric*, 2022]. Maximum Chl-*a* is observed in the southern parts of the seas, near ice edges [*Perrette et al.*, 2011], on the shelf, as well as in the frontal regions [*Reigstad et al.*, 2002]. Chl-*a* is often higher in the Barents and Norwegian Seas than in the Greenland Sea [*Qu and Gabric*, 2022]; however, the duration of the spring bloom in the Norwegian Sea is shorter [*Børsheim et al.*, 2014].

The purpose of this work is to identify environmental factors that determine Chl-*a* in EAC waters (case study for the Barents, Norwegian, and Greenland Seas), as well as to create and validate models for the position of HPZs using the Random Forest machine learning algorithm in the Classifier modification (RF). This work has, as far as the authors are aware, for the first time, used RF to predict the position of HPZs and LPZs (as Chl-*a* classes) in the European Arctic Corridor and identify the remotely-sensed factors that influence it.

2. Materials and Methods

The following satellite and reanalysis data were used in the study: 1) ocean color data from the Ocean Colour Climate Change Initiative database, version 5 (https://www.oceancolour.org) – chlorophyll-*a* concentration (Chl-*a*, mg m^{-3}) and euphotic layer depth (Zeu, m), monthly data in 4 × 4 km pixels; the latter was calculated as a function of a diffuse attenuation coefficient at 490 nm (K_d490) described in [*Lobanova*, 2017]; 2) mixed layer depth (MLD, m) calculated using a method by Dukhovsky D.S. presented in [*Bashmachnikov*

et al., 2018] on the basis of vertical density profiles obtained from temperature and salinity data from the EN4 Hadley Center and ARMOR data bases, monthly data in 4 × 4 km pixels; 3) sea surface salinity (SSS, psu) from the Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis (MIRAS) satellite Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) from the European database Space Agency (ESA) (https://earth.esa.int), monthly data in 25 × 25 km pixels; 4) sea surface temperature (SST, °C) from NASA's Physical Oceanography Distributed Active Archive Center MUR SST database (https://podaac.jpl.nasa.gov/MEaSUREs-MUR), daily data in 1 × 1 km pixels; 5) photosynthetically active radiation (PAR, $\mathrm{E\,m^2\,day^{-1}}$) from the MODIS-Aqua spectroradiometer from NASA's Ocean Biology Processing Group database (https://oceancolor.gsfc.nasa.gov), monthly data in 4 × 4 km pixels.

All data were interpolated to a grid with a spatial resolution of 4 × 4 km using the 2D linear interpolation available in MATLAB, and averaged monthly for the period from 2010 to 2019. This was done to eliminate gaps in data caused by atmospheric interference such as, for example, cloud cover for ocean color data.

To estimate the connection between Chl-*a* and environmental parameters we used Pearson's correlation coefficient:

$r(A,B) = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{A_i-\mu_A}{\sigma_A}\right)\cdot\left(\frac{B_i-\mu_B}{\sigma_B}\right)$, where $\mu_{A/B}$ and $\sigma_{A/B}$ are the mean and standard deviation of A/B.

In each 4 × 4 km pixel we created vectors with a value of the parameter for each month in the time period from 2010 to 2019 for all available data and calculated the correlation coefficient between the Chl-*a* vector and the environmental parameter vectors. For each pixel we had between 20 to 30 available data points, 5–20 for autumnal data, and the data availability was the most limited in the northernmost parts of the region, where sea ice cover and clouds prevented data access the most (see Appendix A, Figure A1).

To predict the position of HPZ, for the first time a Random Forest machine learning algorithm was used in the Classifier modification, which has already proven itself to be a useful research tool in different environmental studies [*Cutler et al.*, 2007; *Kuzmina et al.*, 2023; *Rivero-Calle et al.*, 2015].

Random Forest Classifier is a machine learning algorithm that uses decision trees to classify data. The advantages of using this algorithm in particular are that it 1) allows for non-linear connections between data points, 2) allows for spatially and temporally non-continuous datasets and 3) is resistant to overfitting.

When modeling, to define the position of high- and low-productivity zones all Chl-*a* values were divided into two data sets distinguishing these zones, resulting in two classes: the HPZ class and the LPZ class, the positions of which were later predicted by the proposed models. The allocation of classes was determined by a threshold value for Chl-*a* of $1\ \mathrm{mg\,m^{-3}}$ [*Balch*, 1992].

The resulting data sets were divided into training and test data sets using a ratio conventional for machine learning of 2:1 respectively for each sea. For the second validation set, we used all available data except year 2019 as a training set to maximize the accuracy of our models' performance by maximizing the amount of training data available to the algorithm [*Joseph*, 2022; *Nguyen et al.*, 2021].

Three models were developed: one for each sea in the EAC.

Based on our results, we obtained quantitative estimates (precision, recall, and F1-score) of the quality of the models:

$$\text{Precision} = TP/(TP+FP)\cdot 100\%,$$

$$\text{Recall} = TP/(TP+FN)\cdot 100\%,$$

$$\text{F1-score} = (2\cdot\text{Precision}\cdot\text{Recall})/(\text{Precision}+\text{Recall})\cdot 100\%,$$

where TP is true positive (correctly predicted class), FP – false positive (incorrectly predicted class in terms of overestimation, i.e., detection of a class where there was not one

in the test data), and *FN* – false negative values (incorrectly predicted class in terms of underestimation, i.e., non-detection of a class where there was one in the test data), F1-score – the weighted average between precision and recall. Resulting metrics describe the proportion of correctly predicted cases: thus, 100% is the best indicator for each metric, 0% – the worst.

3. Results

3.1. Relationship Between Chlorophyll-a Concentration and Environmental Parameters

To estimate the relationship between Chl-*a* and environmental factors we analyzed spatial and temporal variability of the correlation coefficients between the parameters for the entire study period (Figures 2–3). The closest relationship between the parameters can be seen in spring: at this time, the correlation between Chl-*a* and PAR is positive, between Chl-*a* and SST is positive in open waters, negative – in coastal waters ($|r| > 0.4$). Following high correlation between Chl-*a* and SST, dynamically active Atlantic waters can be traced; as their effect weakens when going further northward, correlation decreases.

In summer, correlation between Chl-*a* and SST is negative in the Norwegian and Greenland Seas, and positive in the southern and central part of the Barents Sea ($|r| = 0.4$–0.6). The reverse is typical for Chl-*a* and PAR: the correlation is positive in the Norwegian and Greenland Seas and the northern part of the Barents Sea, negative – in the coastal part of the Barents Sea ($|r| = 0.6$–0.8).

During autumn, spatial variability of correlation between Chl-*a* and environmental parameters becomes more non-linear: correlation between Chl-*a* and SST in open waters of the Barents and eastern Greenland Seas is positive, but lower than in spring. In coastal waters, the Norwegian Sea and the western part of the Greenland Sea correlation is reversed. The correlation between Chl-*a* and PAR is mostly negative in contrast to the spring period, and less pronounced.

The correlations between Chl-*a* and SSS, Chl-*a* and MLD are the most homogenous in spring (Figure 3): correlation between Chl-*a* and SSS is positive, between Chl-*a* and MLD – negative ($|r| = 0.4$–0.6).

In summer, the correlation between Chl-*a* and these two parameters is mostly low ($|r| < 0.2$), positive moderately high correlation between Chl-*a* and SSS is observed in the east of the Barents Sea, and between Chl-*a* and MLD – in the Greenland Sea. For SSS, negative moderately high correlation is also observed near the coast and in the east of the Greenland and Norwegian Seas, while an area characterized by positive correlation shifts to the west towards a mixing zone of the Norwegian (warm) and the East Greenland (cold) currents.

In autumn, the correlation distribution between the parameters appears to be the most non-linear. For Chl-*a* and SSS, in the central part of the Barents and Norwegian Seas, positive correlation is observed ($r > 0.4$), in the Greenland Sea and in the north of the Barents and Norwegian Seas there is negative correlation ($|r| = 0.4$–0.6). For Chl-*a* and MLD, the areas of positive correlation are: the southern part of the Barents Sea, a border between the Barents and Norwegian Seas, and the Greenland Sea frontal zones, where active mixing occurs; in other areas correlation is predominantly negative.

3.2. Development and validation of the models

Using the Random Forest machine learning algorithm, we developed models to predict the position of high- and low-productivity zones in the study area. Model Quality Metrics (MQMs) exceed 90% for each sea for the initial test sample (Table 1). The models for the Greenland and Barents Seas show slightly higher MQMs (by 3–5%) than the model for the Norwegian Sea.

In the preliminary testing, we also considered Zeu as a predictor. However, this resulted in the contribution of Zeu to the variability of Chl-*a* classes being more than 80% of all predictors' (Zeu, PAR, SST, SSS, MLD). Almost 90% of Chl-*a* class' variability was accounted for by Zeu and PAR (81–82% and 6–8% respectively), and SST, SSS and MLD accounted for between 3 to 5% of variability. We made the decision to then remove Zeu as a predictor, as, firstly, the Zeu data is available with the same discrepancy as Chl-*a*

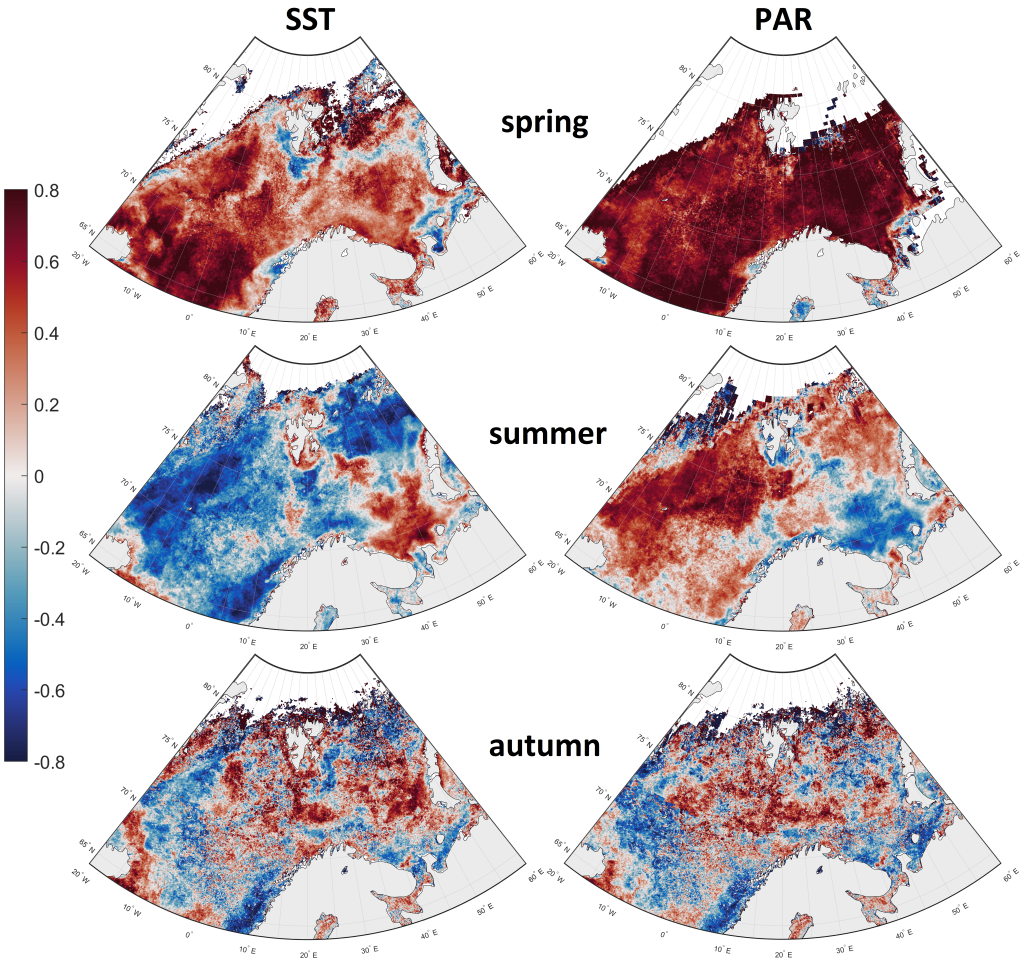


Figure 2. Spatial and temporal variability of a correlation coefficient between chlorophyll-*a* concentration (Chl-*a*, mg m^{-3}) and environmental parameters: sea surface temperature (SST, °C), and photosynthetically active radiation (PAR, E m^2 day^{-1}) in 2010–2019. The correlation coefficient is grouped and calculated by seasons. All correlation coefficients have a p-value ≤ 0.05.

data – therefore, our models would not expand our understanding of HPZs' positions in high cloud-cover, low-light areas. Moreover, we came to the conclusion that this would be a falsely strong connection, seeing as Zeu was calculated through K_d490 – a parameter that accounts for the amount of suspended particles in the water. Seeing as most of the study area is type I waters – where most suspended matter is phytoplankton – we believe that this connection is mostly artificial [*Morel and Prieur*, 1977]. Therefore, we have made the decision to remove Zeu as a predictor to better understand how environmental factors – PAR, SST, SSS and MLD, – account for Chl-*a* variability.

Based on the results of the models, the contribution of the environmental parameters to the variability of the position of high-productivity zones (i.e., Chl-*a* classes) in the area was estimated (Table 1). Here, the greatest contribution to the spatial and temporal variability of HPZs was made by PAR, SSS and SST: for PAR, this contribution is 28–32%, depending on the sea, for SSS it is 26–31%, and for SST it is 25–29%, however, MLD accounts for only 12–17% of the variability.

To further evaluate the models' performance, we validated them for the year 2019, which is the last year available for the analysis. For this, the training set consisted of all available data except for 2019, and the test one was the 11 available months of year 2019 (January – November). MQMs for this data set retained high values, although decreased slightly: precision: 67–71%, recall: 66–68%, F1-score: 66–68%. This is the dataset that shall now be discussed in further detail.

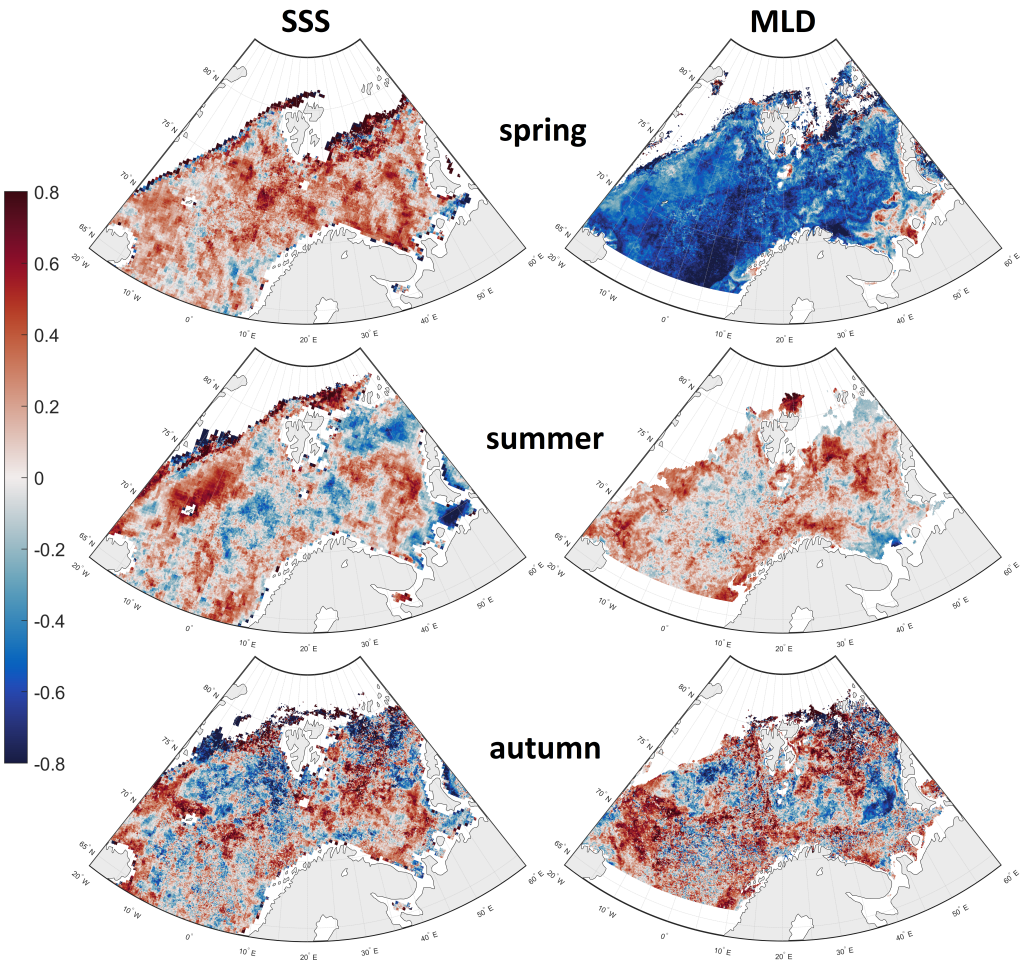


Figure 3. Spatial and temporal variability of a correlation coefficient between chlorophyll-*a* concentration (Chl-*a*, mg m^{-3}) and environmental parameters: sea surface salinity (SSS, psu) and mixed layer depth (MLD, m) in 2010–2019. The correlation coefficient is grouped and calculated by seasons. All correlation coefficients have a p-value ≤ 0.05.

Based on the analysis of the models, all three quite accurately represent the general nature of both temporal (Figure 4) and spatial (Figure 5) variability of the distribution of high- and low-productivity zones. The model for the Greenland Sea achieves this best in terms of overall performance (highest MQMs), seeing as it almost always correctly shows the position of HPZs, however, it lacks in quantitive assessment, as it underestimates total HPZ area during an autumn bloom. The model for the Norwegian Sea generally correctly predicts the position of HPZs, but underestimates the total area of HPZs, especially during spring and autumn blooms. The Barents Sea model does not always correctly predict HPZ position, however it predicts the total area of HPZs during a spring bloom (March – June) the best out of the three models and only during the autumn bloom does it underestimate it.

As can be seen from Figure 5, the most accurate results for the models are characteristic for months with lower Chl-*a*. For the Norwegian and Greenland Seas, the greatest bias both in the extension of HPZs and in their position occurs during a spring bloom (May – June); for the Barents Sea, the greatest bias in predicting the total HPZ area is characteristic of the autumn bloom (September – October); in predicting the position of HPZs – for the spring bloom.

Table 1. Contribution (in %) of environmental parameters to the variability of chlorophyll-*a* concentration classes in the seas. Here PAR is photosynthetically active radiation, SST is sea surface temperature, MLD is mixed layer depth. To assess the accuracy of the models, the following model quality metrics were used: precision, recall, and F1-score. Metrics in brackets refer to the metrics for two classes – LPZ and HPZ, metrics in bold refer to a mean metric between the two classes

Parameter	Barents Sea	Norwegian Sea	Greenland Sea
PAR	29%	28%	32%
SST	28%	29%	25%
SSS	31%	26%	28%
MLD	12%	17%	14%
Model Quality Metrics			
Precision	**0.96** (0.95; 0.97)	**0.93** (0.95; 0.90)	**0.96** (0.97; 0.95)
Recall	**0.96** (0.93; 0.98)	**0.91** (0.97; 0.86)	**0.95** (0.97; 0.93)
F1-score	**0.95** (0.94; 0.97)	**0.92** (0.96; 0.88)	**0.95** (0.97; 0.94)
Data set size in 4 × 4 km pixels, training/test data	1,774,134/887,067	613,026/306,513	862,802/431,401

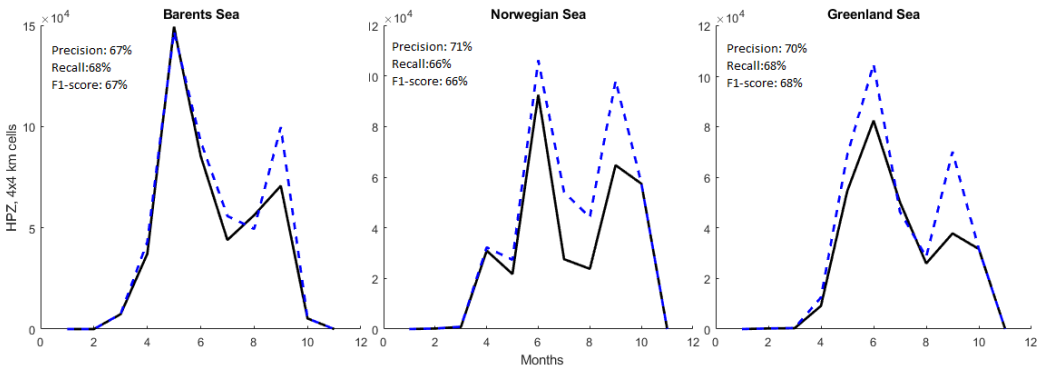


Figure 4. Validation results for the proposed models. Comparison of the estimated and remotely sensed total area of high-productivity zones (total sum of high-productivity cells in the region) based on chlorophyll-*a* concentration in 2019. Solid black line is satellite data (test set), dotted blue line is data estimated by the models for the same period.

4. Discussion

4.1. Sverdrup's Critical Depth Hypothesis

According to Sverdrup's theory, a bloom can begin when MLD becomes shallower in the late spring – early summer period, when most of the phytoplankton concentrate inside the euphotic layer above the critical depth [*Sverdrup*, 1953]. The theory has been confirmed many times both by Sverdrup himself and by other researchers for different water bodies [*Brody and Lozier*, 2015; *Delafontaine and Peters*, 1986; *Sathyendranath et al.*, 2015; *Siegel et al.*, 2002]. However, in recent years, more and more researches have argued against it [*Behrenfeld*, 2010; *Chiswell*, 2011; *Fischer et al.*, 2014; *Lewandowska et al.*, 2015]. The theory describes an idealized, uniformly mixed layer; it does not take into account convection rate and turbulent flows within the layer, and it does not consider changes in composition in auto- and heterotrophic communities; a phytoplankton spring bloom often does not coincide with the formation of steady stratification, but begins somewhat earlier [*Behrenfeld*, 2010]. Despite the criticism of the theory, according to the results of our study (the relationship between Chl-*a* and MLD, see Figure 3), this hypothesis could be confirmed when describing the general annual cycle of phytoplankton growth: the correlation between Chl-*a* and MLD is negative in spring, when at the beginning of the

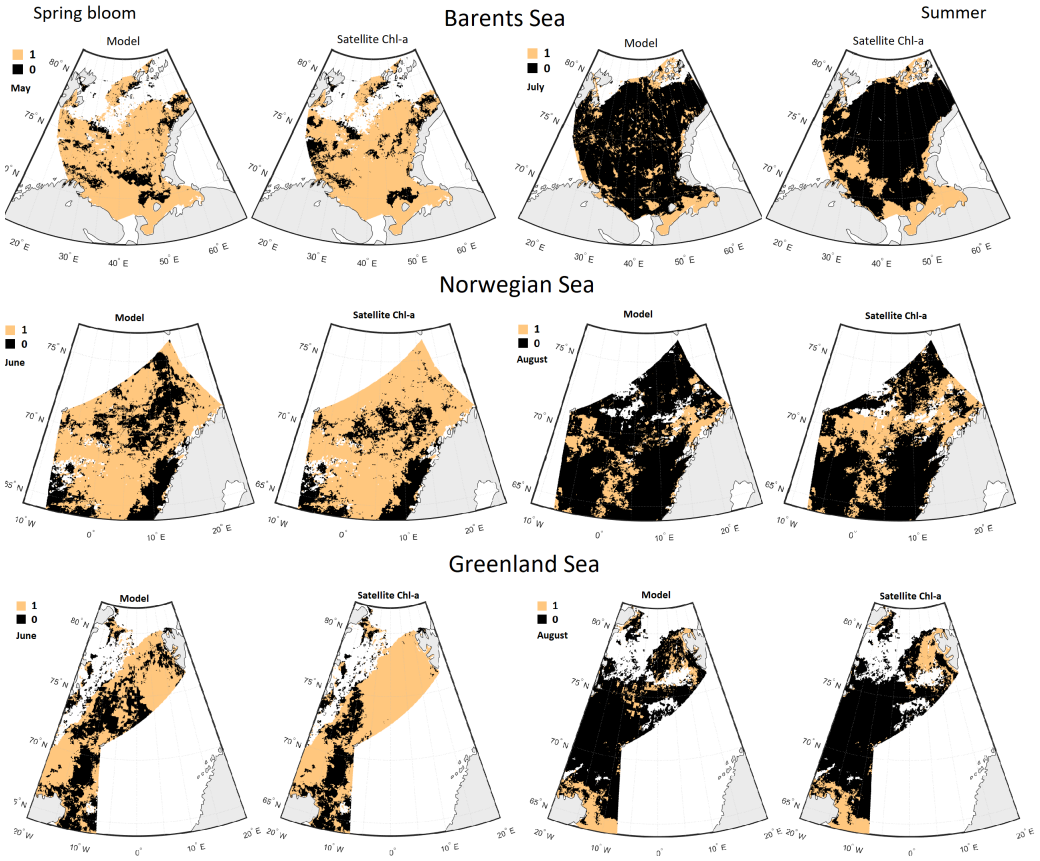


Figure 5. Validation results for the proposed models. Comparison of the estimated and remotely sensed position of high-productivity zones during a spring bloom and summer less productive months in 2019. Here "1" is a high-productivity zone with chlorophyll-*a* concentration greater than 1 mg m^{-3}, "0" is a low-productivity zone with chlorophyll-*a* concentration less than 1 mg m^{-3}. In each month, the left map refers to modeled results and the right map – to satellite data (test set).

bloom, Chl-*a* is dependent on MLD (i.e., a pycnocline needs to become shallower for the onset of a bloom). At the same time, correlation between the parameters is positive in summer: a decrease in MLD indicates stronger stratification, which prevents inflow of nutrients from the lower layers, thus, Chl-*a* decreases. In autumn, correlation is positive in areas where MLD is deepened, and vertical mixing occurs further: with deepening of MLD, nutrients can enter the surface layer, and Chl-*a* can increase.

4.2. Phytoplankton as the Main Suspended Matter in the Open Ocean

According to the results of our study, the relationship between Chl-*a* and Zeu is predominantly negative (r : $-0.9\ldots-0.7$), as has already been found in previous studies [*Delafontaine and Peters*, 1986; *Estrada et al.*, 1993; *Smith and Baker*, 1978].

This relationship is explained by several processes: firstly, during a bloom phytoplankton tends to shade itself (self-shading effect) [*Shigesada and Okubo*, 1981]. That in turn leads to a decrease of productivity in spring, when water turbidity increases due to abundant phytoplankton blooms (Zeu is shallow at this moment). Secondly, in summer, when Chl-*a* decreases due to nutrient limitation, Zeu increases since a decrease in dissolved and suspended matter allows light to penetrate into deeper layers. In autumn, two factors work together: a decrease in Zeu due to a decrease in surface illumination, and a decrease in Zeu due to an increase in the concentration of suspended matter (here once again suspended matter is mainly phytoplankton starting its autumn bloom).

4.3. Influence of Environmental Factors on Chlorophyll-a Concentration and the Formation of Highly Productive Zones

In this study we analyzed the correlation between Chl-*a* and environmental factors that affect phytoplankton's ability to photosynthesize and grow.

We found significant correlation between Chl-*a* and SST, Chl-*a* and PAR.

The nature of the relationship between Chl-*a* and SST can be explained by the seasonal variability of these parameters. In spring and early summer, when SST increases, a phytoplankton bloom begins and Chl-*a* rises. However, that is not always the case: in the northernmost parts of EAC a spring bloom does not occur, as the abundant ice-cover and light-limitation prevent phytoplankton growth until early summer [*Qu and Gabric*, 2022; *Silva et al.*, 2021]. Furthermore, in coastal regions the correlation is mostly inverse: warmer waters in the Norwegian shelf have been found to have a negative correlation with the onset of a spring bloom [*Hansen et al.*, 2010].

In summer, SST continues to increase, however, stratification is established, and phytoplankton stop actively growing, hence, the relationship is reversed. The positive correlation between Chl-*a* and SST in summer can be explained by abundant continental waters runoff. In this case, SST is an indicator of the influx of warm, nutrient-rich water from rivers or warm Atlantic waters, which cause a slight destruction of stratification, an influx of nutrients to the surface layer [*Ardyna and Arrigo*, 2020; *Qu and Liu*, 2020]. Additionally, positive correlation in the high latitudes could indicate a summer bloom that occurs in polar regions [*Silva et al.*, 2021].

Finally, in autumn, SST decreases, and Chl-*a* can increase again, due to the destruction of stratification, and upwelling of nutrients from underlying layers [*Ardyna and Arrigo*, 2020; *Dalpadado et al.*, 2020]. Alternatively, together with decreasing of SST, there is decreasing of Chl-*a* due to reducing phytoplankton photosynthetic activity.

Overall, we believe that remotely-sensed SST is more so an indicator of the variability of Chl-*a*, and less so a parameter that directly determines Chl-*a* in the area.

The correlation between Chl-*a* and PAR is determined both by the dependence of photosynthesis on light during bloom seasons – spring and autumn, – and by the parallel seasonal evolution of Chl-*a* and PAR during the summer season, when photosynthesis is less intense. During a spring bloom, the relationship between the parameters is positive: photosynthesis starts rapidly with a rise in light availability, and thus, Chl-*a* rises. Similar conditions have been described for the Barents and Greenland Seas in [*Qu and Gabric*, 2022], for the EAC – in [*Silva et al.*, 2021].

In summer, as light intensity decreases after the solstice, the maximum rate of photosynthesis decreases as well. Meanwhile, Chl-*a* decreases due to nutrient limitation, as strong stratification is established [*Ardyna and Arrigo*, 2020]. Moreover, at this time the waters are mostly dominated by coccolithophores, not diatoms and small flagellates, and they cannot be observed via Chl-*a* ocean color images [*Qu and Gabric*, 2022; *Silva et al.*, 2021]. Overall, correlation between the parameters is mostly positive, however we believe that at this time light availability is not the driving factor for the changes in monthly Chl-*a*.

Finally, in autumn, the relationship is mostly negative, since Chl-*a* increases with destruction of stratification through wind and convective mixing and the following nutrient influx, while PAR continues to decrease [*Silva et al.*, 2021].

We found some significant correlation between Chl-*a* and SSS, Chl-*a* and MLD.

The correlation between Chl-*a* and SSS almost always illustrates salinity as either an indicator of the intrusion of salty Atlantic waters into the region or an influx of fresh continental or glacial waters: in the first case, the relationship is positive, in the second, it is negative. The salty and dynamically active Atlantic waters mix the water column, destroying stratification; additional nutrients upwell from underlying layers and contribute to the increase of Chl-*a* [*Ardyna and Arrigo*, 2020]. Fresh water is an indicator of continental runoff (in summer and autumn), sufficient amount of nutrients is essential for diatoms blooming (mainly nitrates and silicates), as well as melting of the sea ice contributing to the phytoplankton bloom in a thin, well-lit fresh water layer that forms consequently in spring [*Perrette et al.*, 2011; *Silva et al.*, 2021].

Through analyzing the correlation between Chl-*a* and MLD, which is the most spatially universal in spring, a complex connection between Chl-*a* and the euphotic and upper mixed layers can be observed. In spring, as stratification is established, MLD becomes shallower and, after some time, coincides with the euphotic depth; phytoplankton, having "settled" on the pycnocline, begin to photosynthesize, when a sufficient amount of solar radiation and nutrients (accumulated during winter months) is reached. This relationship between the shallowing of ML and increase in Chl-*a* has been observed in the Labrador and Irminger Seas in the North Atlantic [*Naustvoll et al.*, 2020].

To further enhance our understanding of the conditions that influence Chl-*a* in each sea, we produced hexagonal binning plots (Figure 6) that show two of the most prevalent factors influencing productivity for each sea and their relationship to Chl-*a*: for the Barents and Greenland Seas SSS and PAR are the more important factors, while for the Norwegian Sea – SST and PAR take the lead.

In the Greenland and Norwegian Seas just before the start of the spring bloom, when phytoplankton are still limited by light, a thin layer above the shallow pycnocline can form due to the relatively fresh waters that come from glaciers melting on land as well as from sea ice melting [*Levasseur*, 2013]. This layer is relatively fresh and warm; it lies very close to the surface, so phytoplankton can comfortably photosynthesize in it even during limited light conditions [*Borstad and Gower*, 1984; *Tremblay and Gagnon*, 2009]. Moreover, mainland meltwater is rich in nutrients that are necessary for the growth of phytoplankton. These are, for example, silica compounds, which are the base for the diatom skeleton [*Anderson*, 1986; *Hegseth and Sundfjord*, 2008; *Perrette et al.*, 2011]. [*Oliver et al.*, 2018] modeled the same conditions for the Labrador Sea, confirming the increase in PP when glacial Greenland water flowed into the sea.

Furthermore, melt ponds that form on sea ice can provide phytoplankton with conditions that could lead to an increase in productivity due to the nutrients dissolved in the meltwater and abundant light comfortably penetrating the shallow ponds [*Chandler et al.*, 2015]. Under-ice blooms have also been detected in the Arctic containing high diatom concentrations that exhibited high growth and production rates [*Arrigo et al.*, 2012]. Conditions indicating such blooms are seen in Figure 6 in areas where PAR is between 10–20 E m^2 day^{-1}, salinity is below 33 psu, and SST is above 6 °C. Similar conditions were also observed at the end of June 2021 during the 83rd cruise of the RV "Academic Mstislav Keldysh" in the Kara Sea [*Demidov et al.*, 2022] at stations where ice melted within a month from the measurements taken.

During summer, photosynthesis is limited by nutrients. Thus, in spite of high illumination, there are low Chl-*a* values corresponding to data points with relatively high PAR, SST and salinity (Figure 6).

Local phytoplankton blooms are observed during the intrusion of dynamically active, nutrient-rich and salty Atlantic Ocean waters into the area [*Haug et al.*, 2017; *Torres-Valdés et al.*, 2013]. Similar conditions happen after vertical water mixing in the deep convection regions and in the frontal zones of the Greenland and Norwegian Seas (high illumination, high salinity and low temperature zones in Figure 6). For example, [*Hansen et al.*, 2010] described an increase in PP in anticyclonic eddies observed near the Norwegian Sea fronts. Vertical mixing can cause an upwelling of nutrients into the surface layer, which are then utilized by phytoplankton for photosynthesis.

In autumn, when illumination decreases again and salinity is relatively high, the second bloom can occur due to the beginning of winter convection. This is especially relevant for the Barents Sea (see Figure 6): high Chl-*a* is characteristic for the light-limited areas (PAR is about 20–30 E m^2 day^{-1}) with salinity above 30 psu. It is important to mention that high Chl-*a* coinciding with low PAR could be caused by errors in ocean color data characteristic of low-light conditions beyond 70°N, however most of these errors tend to be flagged as such at the L3 processing stage for MODIS and SeaWiFS sensors, whose data was used in this study [*Babin et al.*, 2015]. Conversely, some studies described conditions in the North Sea where under low-light conditions satellite sensors have failed to accurately detect the exact date of the onset of a bloom [*Silva et al.*, 2021].

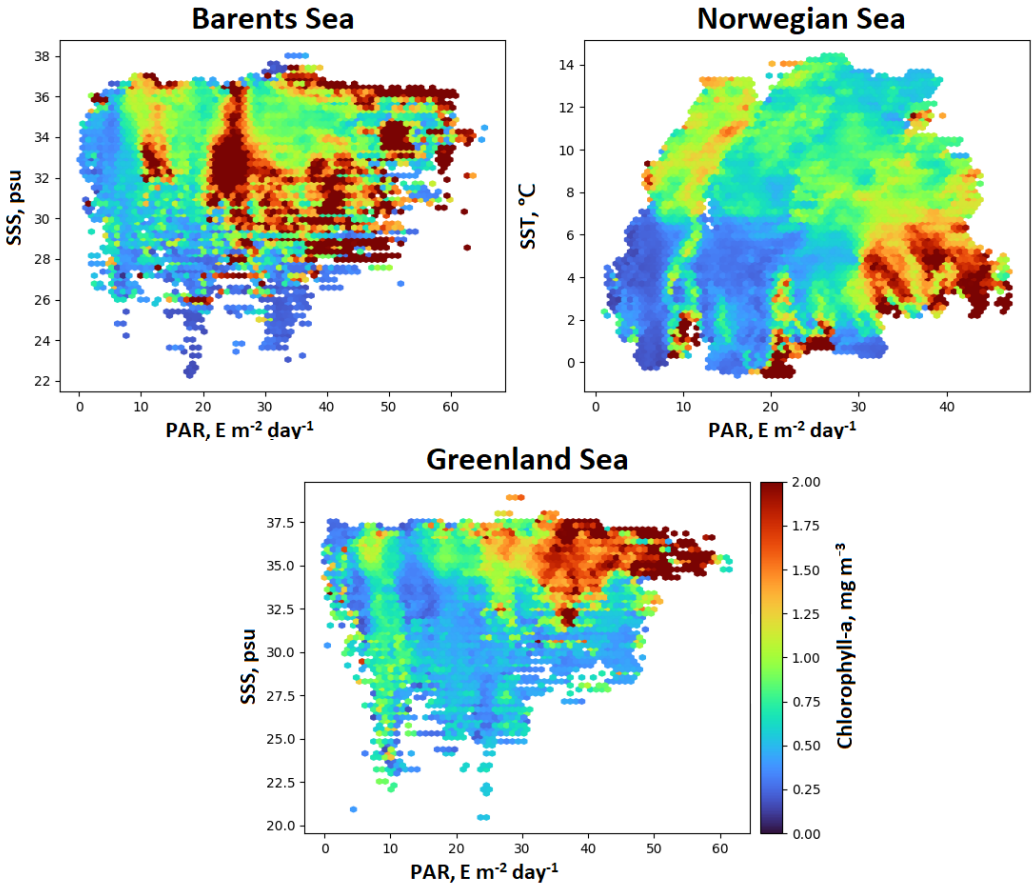


Figure 6. Hexagonal binning plots for the Barents, Norwegian and Greenland Seas: chlorophyll-*a* concentration (in color, mg m^{-3}) and environmental parameters: sea surface salinity (SSS, psu), sea surface temperature (SST, °C) and photosynthetically active radiation (PAR, E m^2 day^{-1}) in 2010–2019. Figure adapted from [*Kuzmina et al.*, 2023].

4.4. Models' Performance and its Affecting Factors

There are many models predicting the productivity of the Arctic seas, especially the European Arctic Corridor seas. Previous studies [*Martyanov et al.*, 2018; *Wassmann et al.*, 2006] have used physically–biologically coupled 3D modeling to predict PP and carbon flux in the Barents Sea; this model underestimated the vertical carbon export of the sea and, similarly to our models, had higher variability of results in the more ice-covered areas of the region. Another study found that PP in the region was influenced by nutrient availability, ice coverage and temperature- and wind-induced stratification [*Mousing et al.*, 2023]. A recent study of PP in the Greenland shelf has found that sea ice coverage was better seen and felt in models that used ocean color data as compared to models that used coupled 3D modeling [*Vernet et al.*, 2021].

Ocean productivity in this region is influenced by warm Atlantic waters and cold Arctic waters, as well as river and ice runoff, light availability and sea ice extent [*Mousing et al.*, 2023]. Our results showed greater variability of model performance (assessed through MQMs and quantitively through the sum-total area of HPZs in 2019) during spring, when the productivity is more influenced by sea ice extent [*Mousing et al.*, 2023; *Wassmann et al.*, 2006]. We did not use ice extent or sea ice concentration data in our models, so perhaps part of the variability and bias of our models could be explained by this. This could be further investigated in future projects.

5. Conclusions

In this study we describe the spatial and temporal distribution of the connections between Chl-*a* and environmental parameters in the EAC. We confirmed that Chl-*a* is greatly dependent on light availability: the best correlation is noted between Chl-*a* and PAR, and it is predominantly positive. The relationship between Chl-*a* and SST is positive in spring, but almost strictly negative in summer. A somewhat weaker relationship is seen between Chl-*a* and SSS, it is positive in spring. The relationship between Chl-*a* and MLD is strictly negative in spring and mostly positive in summer.

According to the results of our modeling, the greatest contribution to the variability of Chl-*a* is made by the variability of PAR (contribution – 28–32%), SSS (26–31%) and SST (25–29%), the contribution of MLD is almost twice as low (12–17%). Together, these parameters describe the conditions that most favorably affect the productivity of the area: the availability of light in the spring and autumn periods and the availability of nutrients with vertical mixing in the summer and autumn periods.

Modeling the position of high- and low-productivity zones (HPZ and LPZ, respectively) in the studied seas showed that: 1) all three models predict the overall temporal and spatial variability of the distribution of HPZs and LPZs with an accuracy comparable to observed values (depending on the sample, 66 to 96% of the results were correct); 2) the model for the Greenland Sea has the best overall performance, since it showed the highest quality metrics and almost always correctly predicted both the total area and the location of HPZs; 3) the model for the Norwegian Sea on the whole correctly determines the position of HPZs, but underestimates their total area; 4) the model for the Barents Sea does not always correctly predict the position of HPZs, but it is the best at predicting the total area of HPZs. The models' performance might in the future be improved by introducing more factors (sea ice concentration and thickness, wind stress).

Acknowledgments. The authors acknowledge Saint Petersburg State University for a research project no. 116442164.

Appendix A

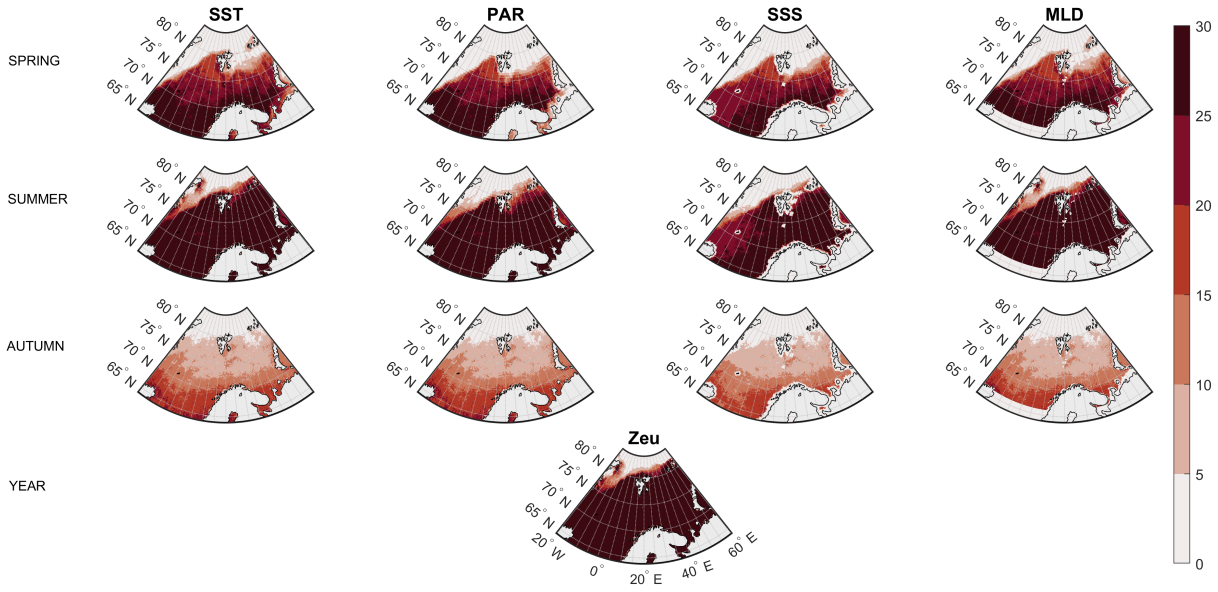


Figure A1. Size of dataset (N) used to calculate correlation coefficients between chlorophyll-*a* concentration (Chl-*a*, mg m^{-3}) and environmental parameters: sea surface temperature (SST, °C), photosynthetically active radiation (PAR, E m^2 day^{-1}), sea surface salinity (SSS, psu), mixed layer depth (MLD, m) and euphotic layer depth (Zeu, m) in 2010–2019.

References

Anderson, G. F. (1986), Silica, diatoms and a freshwater productivity maximum in Atlantic Coastal Plain estuaries, Chesapeake Bay, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *22*(2), 183–197, https://doi.org/10.1016/0272-7714(86)90112-5.

Ardyna, M., and K. R. Arrigo (2020), Phytoplankton dynamics in a changing Arctic Ocean, *Nature Climate Change*, *10*(10), 892–903, https://doi.org/10.1038/s41558-020-0905-y.

Ardyna, M., M. Babin, M. Gosselin, et al. (2014), Recent arctic ocean sea ice loss triggers novel fall phytoplankton blooms, *Geophysical Research Letters*, *41*(17), 6207–6212, https://doi.org/10.1002/2014gl061047.

Arrigo, K. R., and G. L. van Dijken (2015), Continued increases in Arctic Ocean primary production, *Progress in Oceanography*, *136*, 60–70, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.05.002.

Arrigo, K. R., D. K. Perovich, R. S. Pickart, et al. (2012), Massive Phytoplankton Blooms Under Arctic Sea Ice, *Science*, *336*(6087), 1408–1408, https://doi.org/10.1126/science.1215065.

Babin, M., K. Arrigo, S. Bélanger, and M.-H. Forget (Eds.) (2015), *Ocean Colour Remote Sensing in Polar Seas*, IOCCG Report Series, No. 16, International Ocean Colour Coordinating Group, Dartmouth, Canada.

Balch, W. (1992), The remote sensing of ocean primary productivity: Use of a new data compilation to test satellite algorithms, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *97*(C3), 3689–3689, https://doi.org/10.1029/92jc00372.

Balch, W. M., P. M. Holligan, S. G. Ackleson, and K. J. Voss (1991), Biological and optical properties of mesoscale coccolithophore blooms in the Gulf of Maine, *Limnology and Oceanography*, *36*(4), 629–643, https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.4.0629.

Bashmachnikov, I. L., A. M. Fedorov, A. V. Vesman, et al. (2018), Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 1: localization of the deep convection sites, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, *15*(7), 184–194, https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194 (in Russian).

Behrenfeld, M. J. (2010), Abandoning Sverdrup's Critical Depth Hypothesis on phytoplankton blooms, *Ecology*, *91*(4), 977–989, https://doi.org/10.1890/09-1207.1.

Behrenfeld, M. J., and P. G. Falkowski (1997), Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Limnology and Oceanography*, *42*(1), 1–20, https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.1.0001.

Behrenfeld, M. J., E. Boss, D. A. Siegel, and D. M. Shea (2005), Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space, *Global Biogeochemical Cycles*, *19*(1), https://doi.org/10.1029/2004GB002299.

Bode, A., J. Hare, W. K. W. Li, et al. (2011), Chlorophyll and primary production in the North Atlantic, in *ICES Status Report on Climate Change in the North Atlantic*, pp. 77–102, International Council for the Exploration of the Sea, Denmark.

Børsheim, K. Y., S. Milutinović, and K. F. Drinkwater (2014), TOC and satellite-sensed chlorophyll and primary production at the Arctic Front in the Nordic Seas, *Journal of Marine Systems*, *139*, 373–382, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.07.012.

Borstad, G. A., and J. F. R. Gower (1984), Phytoplankton Chlorophyll Distribution in the Eastern Canadian Arctic, *ARCTIC*, *37*(3), https://doi.org/10.14430/arctic2195.

Brody, S. R., and M. S. Lozier (2015), Characterizing upper-ocean mixing and its effect on the spring phytoplankton bloom with in situ data, *ICES Journal of Marine Science*, *72*(6), 1961–1970, https://doi.org/10.1093/icesjms/fsv006.

Carr, M.-E. (2001), Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *49*(1–3), 59–80, https://doi.org/10.1016/s0967-0645(01)00094-7.

Carr, M.-E., M. A. M. Friedrichs, M. Schmeltz, et al. (2006), A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *53*(5–7), 741–770, https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.028.

Cazzaniga, I., G. Zibordi, and F. Mélin (2021), Spectral variations of the remote sensing reflectance during coccolithophore blooms in the Western Black Sea, *Remote Sensing of Environment*, *264*, 112,607, https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112607.

Chandler, D. M., J. D. Alcock, J. L. Wadham, et al. (2015), Seasonal changes of ice surface characteristics and productivity in the ablation zone of the Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere*, *9*(2), 487–504, https://doi.org/10.5194/tc-9-487-2015.

Chiswell, S. M. (2011), Annual cycles and spring blooms in phytoplankton: don't abandon Sverdrup completely, *Marine Ecology Progress Series*, *443*, 39–50, https://doi.org/10.3354/meps09453.

Cutler, D. R., T. C. Edwards, K. H. Beard, et al. (2007), Random Forests for Classification in Ecology, *Ecology*, *88*(11), 2783–2792, https://doi.org/10.1890/07-0539.1.

Dalpadado, P., K. R. Arrigo, G. L. van Dijken, et al. (2020), Climate effects on temporal and spatial dynamics of phytoplankton and zooplankton in the Barents Sea, *Progress in Oceanography*, *185*, 102,320, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102320.

Delafontaine, Y., and R. Peters (1986), Empirical relationship for marine primary production - the effect of environmental variables, *Oceanologica Acta*, *9*, 65–72.

Demidov, A. B., V. M. Sergeeva, V. I. Gagarin, et al. (2022), Size-Fractionated Primary Production and Chlorophyll in the Kara Sea during the First-Year Ice Retreat, *Oceanology*, *62*(3), 346–357, https://doi.org/10.1134/s0001437022030031.

Estrada, M., C. Marrasé, M. Latasa, et al. (1993), Variability of deep chlorophyll maximum characteristics in the Northwestern Mediterranean, *Marine Ecology Progress Series*, *92*, 289–300, https://doi.org/10.3354/meps092289.

Falkowski, P. G., R. T. Barber, and V. Smetacek (1998), Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production, *Science*, *281*(5374), 200–206, https://doi.org/10.1126/science.281.5374.200.

Fischer, A., E. Moberg, H. Alexander, et al. (2014), Sixty Years of Sverdrup: A Retrospective of Progress in the Study of Phytoplankton Blooms, *Oceanography*, *27*(1), 222–235, https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.26.

Hansen, B., U. C. Berggreen, K. S. Tande, and H. C. Eilertsen (1990), Post-bloom grazing by Calanus glacialis, C. finmarchicus and C. hyperboreus in the region of the Polar Front, Barents Sea, *Marine Biology*, *104*(1), 5–14, https://doi.org/10.1007/bf01313151.

Hansen, C., E. Kvaleberg, and A. Samuelsen (2010), Anticyclonic eddies in the Norwegian Sea; their generation, evolution and impact on primary production, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *57*(9), 1079–1091, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.05.013.

Haug, T., B. Bogstad, M. Chierici, et al. (2017), Future harvest of living resources in the Arctic Ocean north of the Nordic and Barents Seas: A review of possibilities and constraints, *Fisheries Research*, *188*, 38–57, https://doi.org/10.1016/j.fishres.2016.12.002.

Hegseth, E. N., and A. Sundfjord (2008), Intrusion and blooming of Atlantic phytoplankton species in the high Arctic, *Journal of Marine Systems*, *74*(1–2), 108–119, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.11.011.

Joseph, V. R. (2022), Optimal ratio for data splitting, *Statistical Analysis and Data Mining: The ASA Data Science Journal*, *15*(4), 531–538, https://doi.org/10.1002/sam.11583.

Kahru, M., V. Brotas, M. Manzano-Sarabia, and B. G. Mitchell (2011), Are phytoplankton blooms occurring earlier in the Arctic?: PHYTOPLANKTON BLOOMS IN THE ARCTIC, *Global Change Biology*, *17*(4), 1733–1739, https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02312.x.

Kondrik, D., D. Pozdnyakov, and L. Pettersson (2017), Tendencies in Coccolithophorid Blooms in Some Marine Environments of the Northern Hemisphere according to the Data of Satellite Observations in 1998-2013, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, *53*(9), 955–964, https://doi.org/10.1134/s000143381709016x.

Kuzmina, S., P. Lobanova, and I. Bashmachnikov (2022), Spatial and temporal variability of chlorophyll-a and its relation to physical and biological parameters: a case study for the European Arctic Corridor, in *PICES-2022 Book Abstracts*, p. 127, PICES Secretariat, Busan, Korea.

Kuzmina, S., P. Lobanova, and S. Chepikova (2023), Modeling Chlorophyll a Concentration for the European Arctic Corridor Based on Environmental Parameters, in *Complex Investigation of the World Ocean (CIWO-2023)*, pp. 456–462, Springer Nature Switzerland, https://doi.org/10.1007/978-3-031-47851-2_55.

Lee, Y. J., P. A. Matrai, M. A. M. Friedrichs, et al. (2015a), An assessment of phytoplankton primary productivity in the Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll-a based models, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *120*(9), 6508–6541, https://doi.org/10.1002/2015jc011018.

Lee, Z., J. Marra, M. J. Perry, and M. Kahru (2015b), Estimating oceanic primary productivity from ocean color remote sensing: A strategic assessment, *Journal of Marine Systems*, *149*, 50–59, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.11.015.

Levasseur, M. (2013), Impact of Arctic meltdown on the microbial cycling of sulphur, *Nature Geoscience*, *6*(9), 691–700, https://doi.org/10.1038/ngeo1910.

Lewandowska, A. M., M. Striebel, U. Feudel, et al. (2015), The importance of phytoplankton trait variability in spring bloom formation, *ICES Journal of Marine Science*, *72*(6), 1908–1915, https://doi.org/10.1093/icesjms/fsv059.

Lewis, K. M., G. L. van Dijken, and K. R. Arrigo (2020), Changes in phytoplankton concentration now drive increased Arctic Ocean primary production, *Science*, *369*(6500), 198–202, https://doi.org/10.1126/science.aay8380.

Lobanova, P. V. (2017), Satellite Derived Algorithms of Primary Production Assessment in Waters With Various Oceanographic Conditions: Case Studies of the Northeast Atlantic and the Japan/East Sea, candthesis, Saint Petersburg State University, Saint Petersburg (in Russian).

Longhurst, A. R. (2007), *Ecological geography of the sea*, ii ed., Elsevier, Amsterdam; Boston, MA, https://doi.org/10.1016/b978-0-12-455521-1.x5000-1.

Makarevich, P., V. Vodopianova, and A. Bulavina (2022), Dynamics of the Spatial Chlorophyll-A Distribution at the Polar Front in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea during Spring, *Water*, *14*(1), 101, https://doi.org/10.3390/w14010101.

Martyanov, S. D., A. Y. Dvornikov, V. A. Ryabchenko, et al. (2018), Investigation of the relationship between primary production and sea ice in the Arctic seas: Assessments based on a small-component model of marine ecosystem, *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*, *11*(2), 108–117, https://doi.org/10.7868/S2073667318020107.

Morel, A. (1978), Available, usable, and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis, *Deep Sea Research*, *25*(8), 673–688, https://doi.org/10.1016/0146-6291(78)90623-9.

Morel, A., and L. Prieur (1977), Analysis of variations in ocean color, *Limnology and Oceanography*, *22*(4), 709–722, https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709.

Mousing, E. A., I. Ellingen, S. S. Hjøllo, et al. (2023), Why do regional biogeochemical models produce contrasting future projections of primary production in the Barents Sea?, *Journal of Sea Research*, *192*, 102,366, https://doi.org/10.1016/j.seares.2023.102366.

Naustvoll, L. J., W. Melle, T. Klevjer, et al. (2020), Dynamics of phytoplankton species composition, biomass and nutrients in the North Atlantic during spring and summer - A trans-Atlantic study, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *180*, 104,890, https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2020.104890.

Nguyen, Q. H., H.-B. Ly, L. S. Ho, et al. (2021), Influence of Data Splitting on Performance of Machine Learning Models in Prediction of Shear Strength of Soil, *Mathematical Problems in Engineering*, *2021*, 1–15, https://doi.org/10.1155/2021/4832864.

Nielsen, E. S. (1963), Productivity, definition and measurement, in *The Sea. Volume 2*, pp. 129–164, Wiley, New York.

Odum, E. P. (1971), *Fundamentals of Ecology*, third ed., 574 pp., W. B. Saunders Co., Philadelphia.

Oliver, H., H. Luo, R. M. Castelao, et al. (2018), Exploring the Potential Impact of Greenland Meltwater on Stratification, Photosynthetically Active Radiation, and Primary Production in the Labrador Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *123*(4), 2570–2591, https://doi.org/10.1002/2018jc013802.

Oziel, L., A. Baudena, M. Ardyna, et al. (2020), Faster Atlantic currents drive poleward expansion of temperate phytoplankton in the Arctic Ocean, *Nature Communications*, *11*(1), https://doi.org/10.1038/s41467-020-15485-5.

Oziel, L., P. Massicotte, M. Babin, and E. Devred (2022), Decadal changes in Arctic Ocean Chlorophyll a: Bridging ocean color observations from the 1980s to present time, *Remote Sensing of Environment*, *275*, 113,020, https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113020.

Perrette, M., A. Yool, G. D. Quartly, and E. E. Popova (2011), Near-ubiquity of ice-edge blooms in the Arctic, *Biogeosciences*, *8*(2), 515–524, https://doi.org/10.5194/bg-8-515-2011.

Platt, T., and S. Sathyendranath (1988), Oceanic Primary Production: Estimation by Remote Sensing at Local and Regional Scales, *Science*, *241*(4873), 1613–1620, https://doi.org/10.1126/science.241.4873.1613.

Qu, B., and A. J. Gabric (2022), The multi-year comparisons of chlorophyll and sea ice in Greenland Sea and Barents Sea and their relationships with the North Atlantic Oscillation, *Journal of Marine Systems*, *231*, 103,749, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103749.

Qu, B., and X. Liu (2020), The effect of wind and temperature to phytoplankton biomass during blooming season in Barents Sea, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *91*, 101,157, https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101157.

Reigstad, M., P. Wassmann, C. Wexels Riser, et al. (2002), Variations in hydrography, nutrients and chlorophyll a in the marginal ice-zone and the central Barents Sea, *Journal of Marine Systems*, *38*(1–2), 9–29, https://doi.org/10.1016/s0924-7963(02)00167-7.

Riley, G. A. (1940), Limnological Studies in Connecticut. Part III. The Plankton of Linsley Pond, *Ecological Monographs*, *10*(2), 279–306, https://doi.org/10.2307/1948608.

Rivero-Calle, S., A. Gnanadesikan, C. E. D. Castillo, et al. (2015), Multidecadal increase in North Atlantic coccolithophores and the potential role of rising CO_2, *Science*, *350*(6267), 1533–1537, https://doi.org/10.1126/science.aaa8026.

Ryther, J. H., and C. S. Yentsch (1957), The Estimation of Phytoplankton Production in the Ocean from Chlorophyll and Light Data, *Limnology and Oceanography*, *2*(3), 281–286, https://doi.org/10.1002/lno.1957.2.3.0281.

Sakshaug, E., G. H. Johnsen, and K. M. Kovacs (Eds.) (2009), *Ecosystem Barents Sea*, 587 pp., Tapir Academic Press, Trondheim.

Sathyendranath, S., R. Ji, and H. Browman (2015), Revisiting Sverdrup's critical depth hypothesis, *ICES Journal of Marine Science*, *72*(6), 1892–1896, https://doi.org/10.1093/icesjms/fsv110.

Shigesada, N., and A. Okubo (1981), Analysis of the self-shading effect on algal vertical distribution in natural waters, *Journal of Mathematical Biology*, *12*(3), 311–326, https://doi.org/10.1007/bf00276919.

Siegel, D. A., S. C. Doney, and J. A. Yoder (2002), The North Atlantic Spring Phytoplankton Bloom and Sverdrup's Critical Depth Hypothesis, *Science*, *296*(5568), 730–733, https://doi.org/10.1126/science.1069174.

Silva, E., F. Counillon, J. Brajard, et al. (2021), Twenty-One Years of Phytoplankton Bloom Phenology in the Barents, Norwegian, and North Seas, *Frontiers in Marine Science*, *8*, https://doi.org/10.3389/fmars.2021.746327.

Skogen, M. D., E. Svendsen, J. Berntsen, et al. (1995), Modelling the primary production in the North Sea using a coupled three-dimensional physical-chemical-biological ocean model, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *41*(5), 545–565, https://doi.org/10.1016/0272-7714(95)90026-8.

Slagstad, D., and K. Støle-Hansen (1991), Dynamics of plankton growth in the Barents Sea: model studies, *Polar Research*, *10*(1), 173–186, https://doi.org/10.3402/polar.v10i1.6736.

Smith, R. C., and K. S. Baker (1978), The bio-optical state of ocean waters and remote sensing, *Limnology and Oceanography*, *23*(2), 247–259, https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.2.0247.

Sverdrup, H. U. (1953), On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton, *ICES Journal of Marine Science*, *18*(3), 287–295, https://doi.org/10.1093/icesjms/18.3.287.

Talling, J. F. (1957), Photosynthetic Characteristics of Some Freshwater Plankton Diatoms in Relation to Underwater Radiation, *New Phytologist*, *56*(1), 29–50, https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1957.tb07447.x.

Teira, E., B. M. no, E. M. nón, et al. (2005), Variability of chlorophyll and primary production in the Eastern North Atlantic Subtropical Gyre: potential factors affecting phytoplankton activity, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *52*(4), 569–588, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.11.007.

Torres-Valdés, S., T. Tsubouchi, S. Bacon, et al. (2013), Export of nutrients from the Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *118*(4), 1625–1644, https://doi.org/10.1002/jgrc.20063.

Tremblay, J.-E., and J. Gagnon (2009), The effects of irradiance and nutrient supply on the productivity of Arctic waters: a perspective on climate change, in *Influence of Climate Change on the Changing Arctic and Sub-Arctic Conditions*, pp. 73–93, Springer Netherlands, https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9460-6_7.

Vernet, M., I. Ellingsen, C. Marchese, et al. (2021), Spatial variability in rates of net primary production (NPP) and onset of the spring bloom in Greenland shelf waters, *Progress in Oceanography*, *198*, 102,655, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102655.

Wassmann, P., D. Slagstad, C. W. Riser, and M. Reigstad (2006), Modelling the ecosystem dynamics of the Barents Sea including the marginal ice zone, *Journal of Marine Systems*, *59*(1–2), 1–24, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.05.006.

Wassmann, P., D. Slagstad, and I. Ellingsen (2010), Primary production and climatic variability in the European sector of the Arctic Ocean prior to 2007: preliminary results, *Polar Biology*, *33*(12), 1641–1650, https://doi.org/10.1007/s00300-010-0839-3.

Russian Journal of Earth Sciences

Characteristics of the Deep Structure of the Kimberlite-Controlling Faults of the Arkhangelsk Diamondiferous Province According to the Microseismic Sounding Method. Review

K. B. Danilov *

N. Laverov Federal Centre for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia

* **Correspondence to:** Konstantin Danilov, danilov_kostea@mail.ru.

Abstract: Prospecting for kimberlite pipes can be challenging due to their small size in plan. One potential solution to this problem is to search for kimberlite-controlling faults. In addition, information on the depth structure of kimberlite-controlling faults is important for studying pipe formation patterns. However, this approach is rarely used in practice due to the complex structure of the host environment. This issue is particularly pressing in areas where there is a large layer of rocks overlying the pipes, such as the Arkhangelsk diamondiferous province. The paper presents a review of the host environment structure of pipes in the Arkhangelsk diamondiferous province using the microseismic sounding method. The method was selected for its high horizontal resolving power, which enabled us to obtain more detailed information. The study reveals that the controlling structures consist of a sequence of vertical elementary faults that traverse the entire thickness of the Vendian sedimentary cover and extend into the crystalline basement. Additionally, the controlling structures do not penetrate above the Ust-Pinezhskaya formation of the Vendian sediments when at a distance from the pipes. Shear wave velocities within these faults are reduced by more than two times compared to the undisturbed medium. The pipes are interconnected with one of the elementary faults. Therefore, the method of microseismic sounding can confidently identify kimberlite-controlling structures in a complex host medium. Further application of these results could enhance the efficiency of both the search for new deposits and the study of the patterns of formation of pipes.

Keywords: Microseisms, Velocity analysis, Passive method, Faults, Kimberlite pipe.

Citation: Danilov K. B. (2025), Characteristics of the Deep Structure of the Kimberlite-Controlling Faults of the Arkhangelsk Diamondiferous Province According to the Microseismic Sounding Method. Review, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1011, EDN: YCMJLT, https://doi.org/10.2205/2025es000981

Research Article

Received: 29 May 2024
Accepted: 9 December 2024
Published: 14 March 2025

Copyright: © 2025. The Author. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

Kimberlite fields occupy territories of tens of square kilometers. However, the pipes themselves have dimensions ranging from tens of meters to a few kilometers [*Milashev*, 1984; *Stogniy and Korotkov*, 2010]. The small size of these prospecting objects in relation to the entire territory significantly complicates the discovery of new deposits. Diamond deposits are characterised by their complex geological structure and poorly contrasted prospecting features [*Gubaidulin*, 2001; *Stogniy and Korotkov*, 2010; *Ustinov et al.*, 2022]. In the Arkhangelsk diamondiferous province (ADP), prospecting of pipes is further complicated by a thick overlying layer, which reduces the contrast of kimberlite bodies in potential fields. Furthermore, the thick layer of sediment contains numerous "false" objects that have geophysical images similar to the search object. These factors significantly reduce the efficiency of prospecting works, both during the implementation of geophysical methods and drilling stages. Currently, there is a sharp decrease in the efficiency of prospecting [*Stogniy and Korotkov*, 2010]. To increase the efficiency of diamond deposit development, it

is necessary to introduce new approaches to prospecting pipes. One promising direction for improving efficiency is analyzing controlling faults.

The pipes are characterized by their cone-shaped structure with the top facing downwards [*Milashev*, 1984] and their confinement to the intersection of faults [*Stogniy and Korotkov*, 2010]. Previous studies have demonstrated that the cone-shaped structure of pipes and the host environment's structure are reliably detected through the microseismic sounding method (MSM). The main advantage of MSM over other geophysical methods is its ability to allocate subvertical objects. Additionally, the method's results are not affected by "false" objects [*Danilov et al.*, 2021, 2022; *Frantsuzova and Danilov*, 2016; *Gorbatikov et al.*, 2009], which significantly increases the informativeness of the study of the host environment.

Previously, the application of MSM on pipes revealed several faults in the host environment. Additionally, MSM enabled the reconstruction of detailed images of the complex host environment. It is important to note that the reliability of MSM test results on the pipes was confirmed by drilling, which allows for confident interpretation of information about the host environment. The reliability of each result in particular is discussed in a series of relevant articles. Therefore, the obtained results can be considered for further analysis [*Danilov et al.*, 2021, 2022; *Frantsuzova and Danilov*, 2016; *Gorbatikov et al.*, 2009]. Determining the features of manifestation of controlling faults by MSM can increase the efficiency of prospecting for pipes. However, in the past, the host environment of each pipe was analyzed separately. To identify consistent features, a more in-depth analysis of the results is required. Therefore, this paper reviews the features of the host environment based on MSM data.

2. Objects of Research

This paper analyses five pipes shown in Figure 1: the Lomonosov [*Danilov et al.*, 2021; *Frantsuzova and Danilov*, 2016] and Pionerskaya [*Danilov et al.*, 2017] – both part of the Lomonosov deposit, Chidvinskaya pipe of Chidvinsko-Izhmozerskoe field [*Kiselev et al.*, 2017], C10 pipe of Nenokskoe field [*Frantsuzova and Danilov*, 2016], and Verkhnetovskaya pipe of Verhotinskoe (Megorskoe) field [*Danilov et al.*, 2022]. As a result, the objects under consideration cover the majority of the kimberlite and melilite-pecrite fields in the province. The respective publications for each pipe provide a detailed description of the study objects. Below is a description of the faults that control the ADP pipes.

In the Late Devonian-Middle Carboniferous, formation of a submeridional system of ore-controlling deep faults and intensive magmatic activity occurred in the ADP territory, which is associated with the formation of pipes of alkaline-ultrabasic (kimberlites, melilitites) and basic (tholeiitic basalts) compositions. This emplacement coincided with the global manifestation of alkaline magmatism of the Kola Peninsula. The Zolotitskoye and Melskoye kimberlite fields, the Verkhotinskoye and Kepinskoye kimberlite and melilitite fields, the Izhmozerskoye and Nenokskoye melilitite fields, and the Turyinskoye, Poltinskoye, and Pinezhskoye basalt fields are distinguished based on their spatial distribution and material composition [*Bogatikov et al.*, 1999].

The structural criterion requires that pipes be confined to fault zones. Geological and geophysical studies have identified two types of fault zones. The first type has a wide zone of deformed rocks but insignificant vertical displacement amplitude. The second type consists of faults that form broad grabens [*Kalinin*, 1989]. Only fault zones of the first type are identified in this paper. Accordingly, this discussion will focus on the first type of fault zone. These zones are typically complex, wide (1.5–2 km), and extended structures that include several elementary faults [*Kalinin*, 1989]. A zone of this type was identified within the Lomonosov deposits based on seismic data [*Kalinin*, 1989] shown in Figure 2 and electrical exploration [*Stogniy and Korotkov*, 2010] shown in Figure 3. Based on seismic and electrical survey data, the fault zone is identified as a complex heterogeneity. However, reliable identification of elementary faults was not possible.

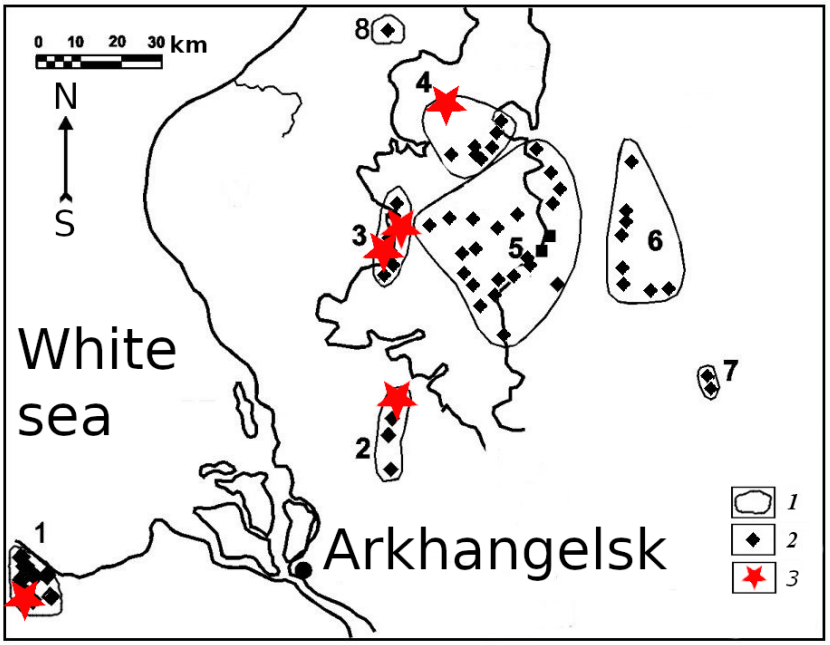


Figure 1. Scheme of the distribution of igneous rocks of the Arkhangelsk diamondiferous province [*Tretyachenko et al.*, 2013] with addition. 1 – kimberlite fields; 2 – explosion tubes; 3 – pipes examined using microseismic sounding. (1 – Nenokskoe, 2 – Izhmozerskoe, 3 – Zolotitskoye, 4 – Verkhotinskoye, 5 – Kepinskoye, 6 – Turinskoye, 7 – Poltinskoye, 8 – Melskoye).

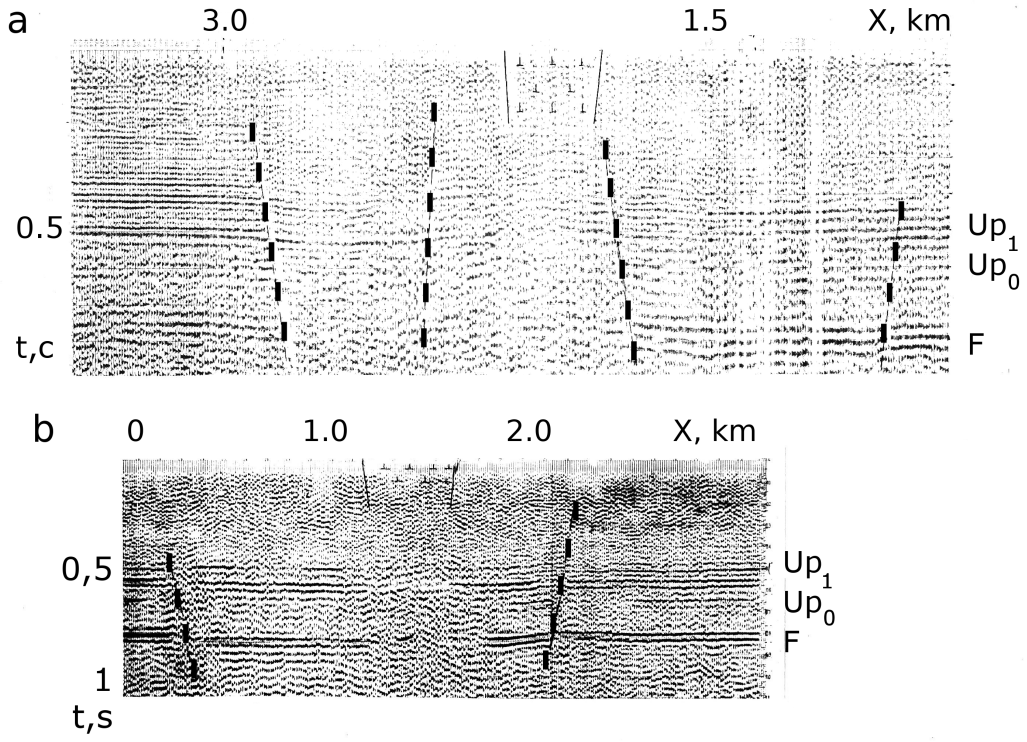


Figure 2. Common Depth Point Method time sections highlighting fault zones (shown in dotted lines) in areas where kimberlite pipes were introduced [*Kalinin*, 1989]. a – Snegurochka pipe; b – Pionerskaya pipe. F, Up0, Up1 are reflected waves characterizing the surface of the crystalline basement and two boundaries in the Ust-Pinega formation, respectively.

Seismic studies have shown that the integral value of *P*-wave velocities in the first type of fault zones is 3–5% lower than in normal conditions. Elementary faults are sub-vertical discontinuities with a width of several tens of meters, likely consisting of three sub-zones: abrasion, compression, and physical property alteration. It is important to note that the elementary faults that constitute the controlling structures have not been reliably investigated [*Kalinin*, 1989].

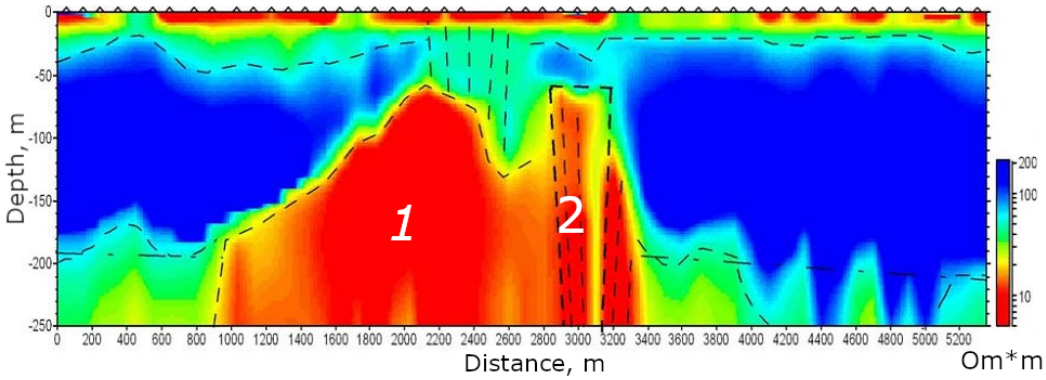


Figure 3. Geoelectric section through the kimberlite-controlling fault (1) and the Lomonosov pipe (2) Lomonosov kimberlite pipe [*Stogniy and Korotkov*, 2010].

The Arkhangelsk diamondiferous province is located in the northern part of the East European platform, in the zone of its junction with the Baltic crystalline shield. This determines the presence of two structural floors. The lower structural level is a crystalline basement, represented by the Lower Archean formations with an age of 3.5 billion years and the Proterozoic with an age of 2.7 billion years [*Gubaidulin*, 2001]. The upper structural layer is a sedimentary cover. It is divided into the Riphean, Vendian, Upper Paleozoic, and Cenozoic stages [*Bogatikov et al.*, 1999; *Shirobokov*, 1997; *Stankovsky*, 1997]. The Riphean stage combines weakly metamorphosed deposits of the Middle and Upper Riphean up to 2 km thick. The Vendian stage is represented by sandy-argillaceous deposits with a total thickness of 0.5–1.0 km. The Upper Paleozoic includes carbonate deposits of the Lower, Middle and Upper Carboniferous. Study of xenoliths of sedimentary rocks in kimberlite pipes of the M. V. Lomonosov showed that the region was represented by terrigenous-carbonate rocks of the Lower Paleozoic (Lower Cambrian-Lower Ordovician) with a total thickness of about 100 m [*Sablukov*, 1987].

On the pipes of the Zolotitskoe kimberlite field, the tectonic signs of the near-pipe space in the form of faults and fractures are clearly distinguished. This aspect has been studied most thoroughly on the Arkhangelskaya pipe, because this pipe is developed by a quarry. On other pipes of the Zolotitsky field, tectonic features of the near-pipe space are recorded in the cores of exploration wells [*Ignatov et al.*, 2009]. Thus, local tectonic elements accompanying the exocontacts of kimberlites are revealed in the Arkhangelskaya pipe [*Ignatov et al.*, 2008, 2012]. The pipe is bounded by the zones of mylonites and steeply dipping fractures, including low-amplitude overfaults and subsidence faults. Tectonic disturbances are accompanied by enclosing and overburden deposits and are reliably determined in the Urzugskaya Carboniferous and Padunskaya Vendian suites [*Vasilyev*, 2010]. Endogenous vein lightening develops along these fracture zones. The dimensions of the spreading aureole of secant clarification reach the diameter of the pipe and are fixed along the perimeter of the near-contact space, both directly on the tectonic contacts of the crater part of the pipe, as well as at up to 300 m from the pipe. The lightening develops along the cracks and has a thickness of up to 20 cm [*Ignatov et al.*, 2015].

3. Microseismic Sounding Methods

The most contrasting changes in physical properties in the first type of fault zones are expected in the abrasion subzone of elementary faults [*Kalinin*, 1989]. In the abrasion zone it is fair to expect a decrease in the shear modulus. Consequently, the abrasion

subzone have the most contrasting effect on transverse wave velocities. One of the effective methods for studying such structures is the microseismic sounding method [*Gorbatikov*, 2006; *Gorbatikova and Tsukanov*, 2011].

The microseismic sounding method (MSM) is based on the proposal that the vertical component of ambient seismic noise is presented, predominantly, by the fundamental mode of Rayleigh waves. This assumption is true for natural microseismic oscillation [*Bath*, 1974]. According to [*Eddy and Ekström*, 2014; *Gorbatikov et al.*, 2008, 2013; *Gorbatikova and Tsukanov*, 2011; *Lin et al.*, 2012], the fundamental mode of Rayleigh wave increases its amplitude above low-velocity inhomogeneity and decreased amplitude above high-velocity inhomogeneity. The variations of intensity of microseisms were recorded on the surface, while inhomogeneity was located under the surface in some depth. Also, analysis of amplitude information allows for improving the resolution of the method in the horizontal [*Gorbatikova and Tsukanov*, 2011; *Lin et al.*, 2012]. The MSM does not require the medium to be layered. As a consequence, the MSM can be used in complex geological environments near kimberlite pipes. On the other hand, the method will not allow us to identify horizontal layering without significantly changing the depth of the layers. Besides, it is necessary to control a quality of signal at preliminary conduction. In particular, at high frequency signal can be distorted by man-made source.

MSM is a differential amplitude technique where measurements are conducted successively at the points of a profile. Simultaneously, the microseismic signal should be recorded at the reference point located around the studied area to apply a correction to eliminate the non-stationary sounding of the microseismic signal.

The result of the processing is the geophysical cross-section, a distribution of relative intensity of microseisms along the profile and in depth. Zones with a higher relative microseism intensity represent an area with relatively reduced velocity properties and vice versa. A more detailed description of the method is presented in [*Danilov et al.*, 2017; *Gorbatikov et al.*, 2013; *Kugaenko et al.*, 2018].

Measurements were made along profiles crossing the pipes. Also considered are sublatitudinal profiles from the north of the Lomonosov pipe, at a distance of 50 m and 1 km. The distance between microseism measurement points varied from 30 to 70 meters. The signal accumulation period ranged from 1.5 to 3 hours. The profiles ranged in length from 0.8 to 2.8 km. This paper considers sublatitudinal profiles crossing the Lomonosov, Chidvinskaya and C10 pipes. Submeridional profiles crossing the Lomonosov and Pionerskaya pipes are also considered.

4. Theoretical Valuation

According to the results of mathematical modeling [*Gorbatikov et al.*, 2013; *Gorbatikova and Tsukanov*, 2011], the MSM allows to identify objects with dimensions of about 0.07 of their depth with a horizontal resolution of about 0.6 of the depth. Considering that fault zones have a width of 1–2 km, we can assume that they can be identified down to depths of 15–30 km, i.e. practically across the entire thickness of the Earth's crust. However, this requires profiles of 60 km or more in length. Elementary faults probably have a characteristic width of 50 m and can therefore be identified to depths of 700 m. And their shape and size can be studied to depths of 100 m.

It is important to note that it is reasonable to expect a "super-resolution" effect of the MSM in the abrasion subzone of the elementary fault. *In this case, the resolution becomes close to the minimum size of heterogeneity identification.* This effect has been described in the study of an extinct volcano and confirmed by the results of mathematical modelling [*Gorbatikov et al.*, 2013]. As a result, it is reasonable to expect that elementary faults can be traced to depths of 1 km and more. The spacing between measurement points for reliable identification of elementary faults should be less than the resolution of the method at the depths investigated and comparable to the width of the faults, which is 30–50 meters.

The thickness of the sedimentary cover in the studied areas is 1–2 km. Thus, for the Lomonsov, Pionerskaya and Verkhnetovskaya pipes, the thickness is 700–900 m [*Danilov et al.*, 2021, 2022]. This is consistent with previously published data [*Baluev et al.*,

2012; *Gubaidulin*, 2001]. For the C10 and Chidvinskaya pipes, the thickness ranges from 1 to 2 km [*Baluev et al.*, 2012]. In summary, it is reasonable to expect that the available data will allow us to analyse the entire sedimentary cover. In addition, in case of super-resolution effect, it is possible to study elementary faults.

5. Results

The structure of the host medium is known for the Lomonosov, Pionerskaya, Pionerskaya, Chidvinskaya, Verkhnetovskaya and C10 pipes by the microseismic sounding method (MSM) shown in Figure 1 [*Danilov et al.*, 2017, 2021, 2022; *Frantsuzova and Danilov*, 2016]. This set of pipes covers the majority of the ADP kimberlite fields. At the same time, the most information is available for the Lomonosov and Pionerskaya pipes as they are part of the Lomonosov diamond deposit. The Lomonosov pipe has been studied in the most detail using the MSM method. As such, the data for it are known along the sublatitudinal and submeridional profiles, as well as along the sublatitudinal profiles at 50 m and 1 km north of the Lomonosov pipe. Therefore, more attention is paid to the Lomonosov and Pionerskaya pipes.

5.1. Lomonosov and Pionerskaya Pipes

According to microseismic data shown in Figures 4 and 5, the Lomonosov and Pionerskaya pipes appear as low-velocity inhomogeneities. At the same time, blocks with properties close to those of the host medium are found inside the pipes. In all cases, the pipes appeared in the form of a deformed cone with the apex pointing downwards at depths up to 2 km [*Danilov et al.*, 2021, 2022; *Frantsuzova and Danilov*, 2016]. In this respect, the qualitative character of the pipe contrast with respect to the host medium is not a stable feature.

Contrasting faults are highlighted in the host medium to the west of the Lomonosov pipe shown in Figure 4a. In Figure 4a these anomalies are numbered 1–3. The pipe itself corresponds to anomaly number 4. These faults form a series of linear vertically contrasting low velocity anomalies at depths greater than 2km with anomalies approximately 50–200 m wide. All of the highlighted faults have a contrast of up to 16 dB. According to the results of mathematical modeling [*Gorbatikov et al.*, 2013], this contrast may be due to a decrease in velocity by more than a factor of two. The tracking of these anomalies to depths of more than 1 km with almost no blurring indicates that they are due to the effect of "super-resolution" [*Gorbatikov et al.*, 2013]. The presence of the "super resolution" effect suggests that the observed anomalies could have been generated by sub-zones of abrasion of elementary faults. It is interesting to note that the most contrasting narrow and extended disturbance is highlighted in close proximity to the pipe.

Further investigation of the Lomonosov pipe has shown that it is located directly on top of an elementary fault, as reported by [*Danilov et al.*, 2021]. This fault exhibited a contrast from the north of the pipe and was less distinct from the south. Similar observations were made for the Vrekhnetovskaya pipe [*Danilov et al.*, 2022].

Based on the submeridional profiles crossing the Lomonosov and Pionerskaya pipes shown in Figure 4b, no linear vertical faults were detected. Pipes had less contrast. The lack of linear faults may be attributed to the co-direction of the profiles and controlling faults. It is worth noting that, at a depth of approximately 500m, the root section of the pipe appears to have shifted towards the north. At depths between 500 and 1000 meters, the pipe root is associated with the low-velocity zone of the sedimentary cover located to the south of the pipe. Additionally, a low-velocity zone has been identified to the north of the Lomonosov pipe. It is likely that these low-velocity zones are caused by controlling faults.

Figure 5 presents a comparison of three sublatitudinal profiles: one crossing the Lomonsov pipe, another located north of 50 m from the pipe, and a third located north of 1 km from the pipe. The comparison confirms the continuation of the highlighted fault system northward for at least 1 km. The selected strike of the controlling structures

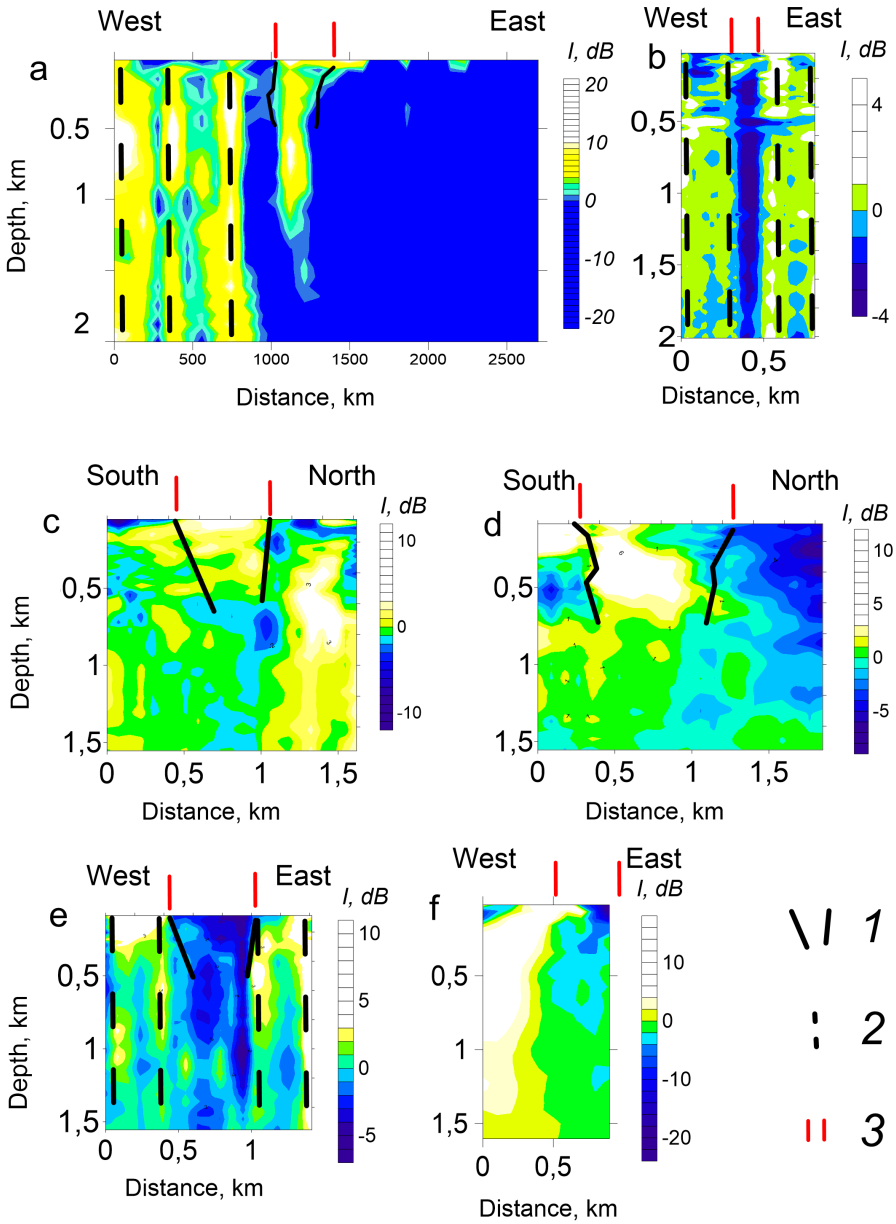


Figure 4. Results of data processing along profiles crossing the explosion pipes: a – Lomonosov [*Frantsuzova and Danilov*, 2016]; b – Verhnetoskaya [*Danilov et al.*, 2022]; c – Lomonosov ; d – Pionerskaya [*Danilov et al.*, 2017]; e – Chidvinskaya [*Kiselev et al.*, 2017]; f – C10 [*Popov et al.*, 2014]; 1 – boundary of pipes and intrusion phases according to drilling data; 2 – identified linear vertical heterogeneities according to the microseismic sounding method; 3 – boundaries of pipes on the surface.

coincides with the results of electrical exploration [*Stogniy and Korotkov*, 2010], which confirms the reliability of the results. It is worth noting the uniform distribution of linear faults. Thus, the average distance between the faults is about 200 m.

We also see from Figure 5 that the elementary faults penetrate to varying depths, all of which are deeper than 1 km. These faults cross the Vendian deposits of the sedimentary cover and continue into the crystalline basement, where the depth is 700–900 m. It is possible that the faults penetrate deeper, but their small size makes them indistinguishable at such depths. At depths greater than 4 km, a number of faults can be confidently distinguished. It is reasonable to assume that these faults can also be traced at even greater depths, indicating the potential for conducting deeper studies.

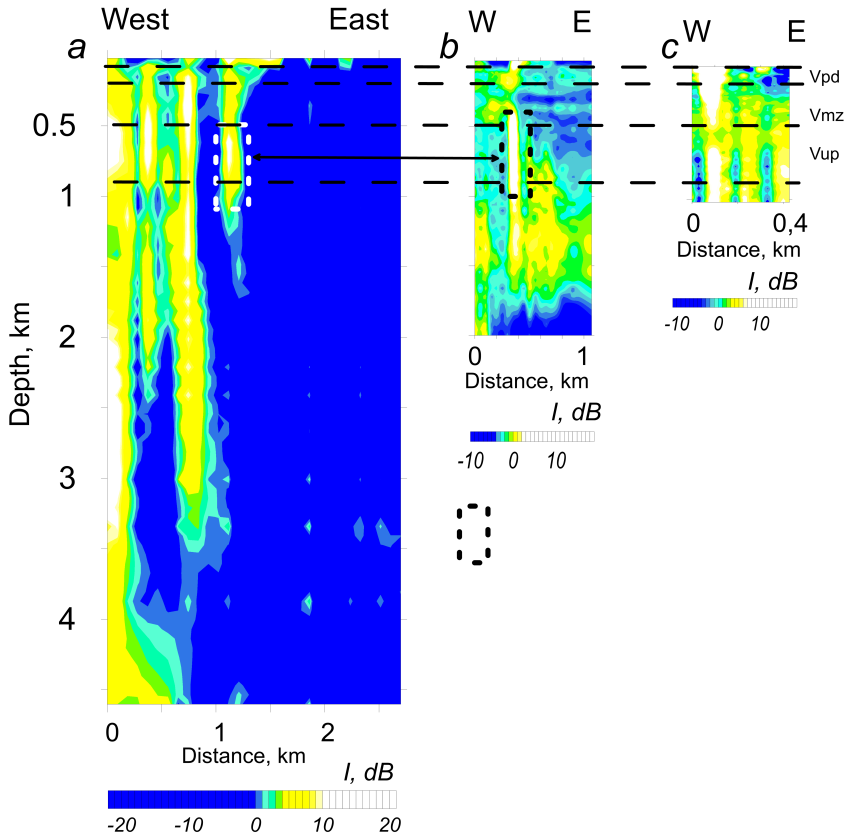


Figure 5. Structures controlling the Lomonosov pipe according to MSM data along the profiles: a – crossing the Lomonosov tube; b – 50 m north of the pipe [*Danilov et al.*, 2022]; c – 1 km north of the tube; 1 – elementary fault controlling the pipe; 2 – identified anomalies. Vpd, Vmz, Vup–Vendian suites, respectively Padunskaya, Mezenskaya and Ust-Pinezhskaya.

At a distance of 1 km from the Lomonosov pipe, elementary faults were observed at depths greater than 400 m. When in close proximity to the pipe, elementary faults are observed at depths of 100 m, with the maximum contrast also located at depths of 400 m to 1000 m. Depths greater than 400 m correspond to the Ust-Pinezhskaya Formation of Vendian sediments. Figure 6 shows that the upper boundary of the control zone, as identified by the MSM data near the pipe, is in agreement with the results of electrical exploration [*Stogniy and Korotkov*, 2010]. This confirms the reliability of the MSM results. Figure 2 shows that the boundaries of the Ust-Pinezhskaya formation were most distinct in the sedimentary cover, according to the Common Depth Point Method. These boundaries lose their contrast and experience distortions near the pipes of the Lomonosov deposit. Which confirms the development of faults in the strata above the Ust-Pinezhskaya Formation [*Kalinin*, 1989]. Several elementary faults are visible on the surface, which appear as near-surface contrast anomalies. It is likely that these manifestations of faults above the Vendian sediments are caused by the unloading of mineralized water [*Stogniy and Korotkov*, 2010].

In summary, the MSM data confidently revealed a controlling fault zone consisting of a series of elementary faults. These faults were observed as linear, vertical, narrow, and equidistant low-velocity contrast anomalies. They can be traced from depths of 100–200 m to 4 km or more. The fault zone has a meridional strike in terms of plan. Consequently, this structure appeared most confidently according to the data of sublatitudinal profiles. The elementary faults have most likely developed abrasion subzones, causing anomalous velocity lowering and a "super-resolution effect". The pipes are directly associated with one of these faults. The controlling fault zone is most clearly manifested in the Ust-Pinezhskaya Formation of the Vendian sediments.

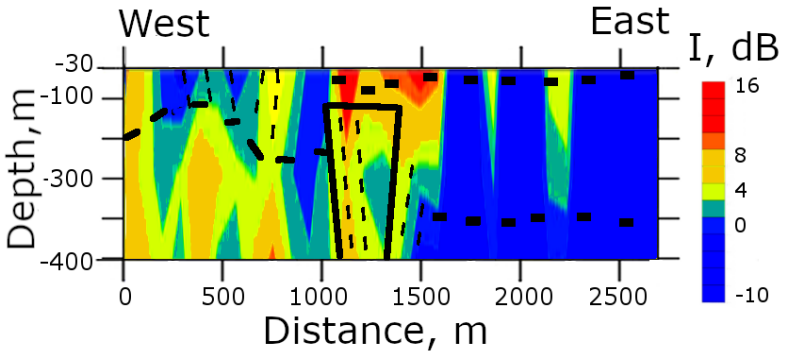


Figure 6. Results of the microseismic sounding method along a profile intersecting the Lomonosov pipe, with the overlay of boundaries identified based on the results of electrical prospecting [*Stogniy and Korotkov*, 2010].

5.2. Pipes Chidvinskaya, Verkhnetovskaya and C10

Figure 4 shows that the Chidvinskaya, Verkhnetovskaya and C10 pipes were identified as high-velocity anomalies, unlike the Lomonosov pipe. Additionally, a system of linear vertical faults similar to the controlling fault zone of the Lomonosov deposit was observed in the host medium of the Chidvinskaya and Verkhnetovskaya pipes. However, the contrast of these faults was significantly less than that of the faults of the Lomonosov deposit. The location of the profiles within the fault zone may explain the reduced contrast. Therefore, the average velocity is determined by the velocity of this fault zone.

Thus, the defining difference between the Chidvinskaya, Verkhnetovskaya, and Lomonosov pipes is their position relative to the edges of the controlling zones. The Lomonosov pipe is situated at the edge of the fault zone, while the Chidvinskaya and Verhnetovskay pipe are located within the fault zone. Figure 4 shows that the contrast between the pipe body and elementary faults is similar in all cases, ranging from 5–12 dB. The relative contrast between elementary faults and the medium is consistent at 3–6 dB for both cases. The width of elementary faults and the distance between them are also uniform, at 50 m and 200 m, respectively. Therefore, the Lomonosov, Verkhnetovskaya, and Chidvinskaya pipes are associated with fault zones of the first type, which have a similar structure and close relative contrasts.

Only one elementary fault, located at the edge of the profile at point 19 in the vicinity of the Chidvinskaya pipe, exhibits anomalous intensity values. This suggests that different elementary faults experienced different stresses during their formation and activation. A similar fault is located in close proximity to the Lomonosov pipe. To gain a more comprehensive understanding of the causes, it is important to conduct studies over a larger area in order to determine the boundaries of the fault zone and potential causes of the anomalous values.

The C10 pipe is situated in an inclined low-velocity zone, and its host medium differs significantly from the cases discussed above. No linear vertical abnormalities were detected. The contrast between the C10 pipe and its host medium is pronounced, measuring more than 20 dB, as well as with the fault. Additionally, high contrast is observed even between separate parts of the pipe. At the same time, the size of profiles and density of points outside the pipe is significantly lower than in studies of other pipes, which makes it difficult to compare the data.

6. Discussion

The upper boundary of the control zone of the Lomonosov deposit is delineated at various depths. Elementary faults do not extend above the Ust-Pinezhskaya Formation at a distance from the Lomonosov pipe. However, near the pipe, faults cross all Vendian sediments, with the most contrasting fault sections also located in the Ust-Pinezhskaya Formation. It can be assumed that the controlling structure was formed in the Ust-Pinezhskaya

Formation before the formation of the Mezenskaya Formation. The controlling structure formed during the Neoproterozoic period (650–610 Ma) [*Stankovsky et al.*, 1985], coinciding with the formation of the White Sea rift system [*Baluev et al.*, 2022]. During the Devonian-Carboniferous period, the fault system was activated, resulting in the uplift of kimberlite and the development of faults in the overlying Mezenskaya and Padunskaya formations of the Vendian.

Therefore, the formation of ore-controlling faults resulted from the development of previously formed faults. This is necessary for the explanation of the observed variations in control zone structure at different distances from the kimberlite pipe.

The elementary faults can be traced to different depths. It is interesting to note that the fault confined directly to the pipe has a minimum depth of 1.5 km. At the same time, the fault extending to depths of more than 4 km is located 1 km west of the pipe. However, it is clear that the kimberlite has been exhumed from greater depths. Furthermore, in paper [*Danilov et al.*, 2021] showed that the elementary fault controlling the Lomonosov pipe can only be traced to the north. It is reasonable to assume that the controlling faults have a complex geometry and are probably interconnected. This assumption is consistent with the results of independent studies of the Tolbachinsky volcano [*Kugaenko et al.*, 2018], where it was shown that the volcano has a complex system of vertical and horizontal supply channels. In this regard, it is important to continue studying the maximum trace depth of elementary faults at different distances from the pipes.

Figure 5 shows that diamondiferous pipes appear as low velocity inhomogeneities, while non-diamondiferous pipes appear as high velocity inhomogeneities.

Nevertheless, the velocity contrasts between the pipes and the elementary faults, as well as between the elementary fault and the medium between them, are quite close in all observed cases. Thus, the differences in the manifestation of the pipes on the MSM results are most likely related to the position of the pipes relative to the edges of the first type control zone. For example, the pipes of the Lomonosov deposit are located at the edge of the controlling fault zone [*Stogniy and Korotkov*, 2010]. Accordingly, about half of the profiles exit into the consolidated block of Vendian sediments, resulting in the pipes being characterised by reduced velocities compared to the undisturbed environment. Thus, the main difference between the studied diamondiferous and non-diamondiferous pipes is their position relative to the controlling fault zone. On the other hand, this may be due to the difficulty of detecting diamondiferous kimberlite pipes within fault zones. In particular, the probability of missing pipes using traditional methods is described in [*Kutinov and Chistova*, 2004].

According to seismic studies, the integral velocity reduction in fault zones of the first type is 5% [*Kalinin*, 1989]. At the same time, according to the MSM data, the velocity reduction in elementary faults is more than twice as high. At the same time, elementary faults extend throughout the depth of the sedimentary cover. The small contribution to the integral velocity characteristics of the fault zone can be explained by the fact that the fault zone has a small width. For example, there are 4 elementary faults in the 1200 m section. Accordingly, the average width of the fracture zone can be estimated to be 25 m. This estimate is consistent with the observed width of the elementary faults of 50 m. Thus, the observed velocity contrast, the density of elementary faults and their widths are consistent with the results of active seismic methods for estimating integral velocities. This agreement confirms the reliability of the observed data.

The structure of the host medium and the pipes is most contrasting in the sub-latitudinal profiles. This is most likely related to the fact that there are more contrasting changes in physical parameters when studies are conducted across controlling structures. In addition, sublatitudinal profiles cross the maximum number of elementary faults.

The exception to the observations made is the C10 pipe of the Nenoksa field. It belongs to a contrasting extensive fault zone, within which no elementary faults are identified. Perhaps the absence of pronounced elementary faults is a peculiarity of the Nenoksa field. In particular, it may be influenced by the fact that up to four phases of activation have been

identified in the Nenoksa field [*Gubaidulin*, 2001]. To answer this question, more detailed studies of different pipes of the Nenoksa field are required.

7. Conclusion

The first type of kimberlite-controlling fault zones were manifested in the MSM data as a series of vertical, narrow, linear elementary faults. A distinctive feature of the observed seismic pattern is the uniformity of the distribution of elementary faults, which can be traced from depths of 150 m through the entire sedimentary cover and into the crystalline basement. The average distance between elementary faults is 200–300 m, and their width is about 50 m. At the same time, the velocity of the share wave decreases more than twofold in an elementary fault. Most likely, the velocity reduction occurs in the abrasion subzone. The pipes are connected to one of the elementary faults. Thus, elementary faults play a leading role in the formation of pipes. This fact emphasises the need for a more detailed study of such structures.

The controlling structures were probably originally formed in the Neoproterozoic. Activation in the Devonian-Carboniferous resulted in the formation of faults in the overlying Mezen and Padun formations in some areas. As a result, elementary faults can be traced through the entire thickness of the Vendian sediments in the vicinity of the pipes. At the same time, away from the pipes, the elementary faults do not extend above the Ust-Pinezhskaya Formation. Thus, the depth of the faults may be an indirect indication of the distance from the pipelines.

It is reasonable to assume that these faults must continue into the crystalline basement or be associated with other faults in the crystalline basement, which will require the implementation of larger scale studies.

The regularities revealed can be additional criteria for the selection of promising anomalies. During prospecting, it is advisable to identify structures with seismic patterns close to the established structure of the first-type fault zone, with subsequent tracing of elementary faults. The most effective controlling structures will be identified using data from sub-latitudinal MSM profiles. Particular attention should be paid to elementary faults on the sides of the control zone.

Acknowledgments. The research was funded by the grant Russian Science Foundation No 23-27-10022, "Controlling structures of explosion pipes according to passive seismic and radiometric methods (on the example of the Arkhangelsk diamondiferous province)" https://rscf.ru/project/23-27-10022/.

References

Baluev, A. S., V. A. Zhuravlev, E. N. Terekhov, and E. S. Przhialgovskiy (2012), *Tectonics of the White Sea and adjacent areas (The explanatory notes to "The Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas", at a Scale of 1:1500000)*, 104 pp., GEOS, Moscow (in Russian).

Baluev, A. S., V. A. Zhuravlev, and E. N. Terekhov (2022), Paleorift system of the White Sea, in *Lithospheric structure and dynamics of the White Sea region*, pp. 23–40, Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, Federal Research Center "Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences", Institute of Geology KaRC RAS, Petrozavodsk (in Russian), EDN: OAIZKT.

Bath, M. (1974), *Spectral analysis in geophysics*, 563 pp., Elsivier, Amsterdam.

Bogatikov, O. A., V. K. Garanin, V. A. Kononova, et al. (1999), *Arkhangelsk diamondiferous province (geology, petrography, geochemistry and mineralogy)*, 524 pp., MSU, Moscow (in Russian).

Danilov, K. B., N. Y. Afonin, and A. I. Koshkin (2017), Structure of Pionerskaya breccia pipe at the Arkhangelsk diamond-bearing area based on data on passive seismic methods, *Vestnik KRAUNTs*, *Nauki o Zemle*, (2(34)), 90–98 (in Russian).

Danilov, K. B., E. Y. Yakovlev, and N. Y. Afonin (2021), Study of Deep Structure of the Kimberlite Pipe Named After M. Lomonosov of the Arkhangelsk Diamondiferous Province Obtained by Joint Using of Passive Seismic and Radiometric Methods, *Pure and Applied Geophysics*, *178*(10), 3933–3952, https://doi.org/10.1007/s00024-021-02864-2.

Danilov, K. B., E. Y. Yakovlev, N. Y. Afonin, and S. V. Druzhinin (2022), Deep structure of the Verkhnetovskaya kimberlite pipe in the Arkhangelsk diamondiferous province according to passive seismic and radiological methods, *Geophysical Prospecting*, *71*(9), 1873–1885, https://doi.org/10.1111/1365-2478.13254.

Eddy, C. L., and G. Ekström (2014), Local amplification of Rayleigh waves in the continental United States observed on the USArray, *Earth and Planetary Science Letters*, *402*, 50–57, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.013.

Frantsuzova, V. I., and K. B. Danilov (2016), The structure of the Lomonosov volcanic pipe in the Arkhangel'sk diamond province from anomalies of the microseismic field, *Journal of Volcanology and Seismology*, *10*(5), 339–346, https://doi.org/10.1134/s074204631605002x.

Gorbatikov, A. V. (2006), *Exploration seismology method. Patent RU 2 271 554 C1*, Federal service for intellectual property, patents and trademarks, Moscow, EDN: MMZEAI.

Gorbatikov, A. V., M. Y. Stepanova, and G. E. Korablev (2008), Microseismic field affected by local geological heterogeneities and microseismic sounding of the medium, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, *44*(7), 577–592, https://doi.org/10.1134/s1069351308070082.

Gorbatikov, A. V., N. V. Larin, E. I. Moiseev, and A. V. Belyashov (2009), The microseismic sounding method: Application for the study of the buried diatreme structure, *Doklady Earth Sciences*, *428*(1), 1222–1226, https://doi.org/10.1134/s1028334x0907040x.

Gorbatikov, A. V., F. G. Montesinos, J. Arnoso, et al. (2013), New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis, *Surveys in Geophysics*, *34*(4), 463–489, https://doi.org/10.1007/s10712-013-9240-4.

Gorbatikova, A. V., and A. A. Tsukanov (2011), Simulation of the Rayleigh waves in the proximity of the scattering velocity heterogeneities. Exploring the capabilities of the microseismic sounding method, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, *47*(4), 354–369, https://doi.org/10.1134/s1069351311030013.

Gubaidulin, M. G. (2001), Physico-geological models of prospecting objects, in *Lithosphere and hydrosphere of the European North of Russia. Geoecological Problems*, pp. 57–68, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg (in Russian).

Ignatov, P. A., A. V. Bolonin, B. A. Kalmykov, et al. (2008), Paleotectonic structures in Zimniy bereg diamandiferous area of Arkhangelsk region, *Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Department of Geology*, *83*(3), 13–20 (in Russian), EDN: JSEAUN.

Ignatov, P. A., A. V. Bolonin, I. D. Vasilyev, et al. (2009), Contacts of Arkhangelskaya Kimberlite Pipe and Deformations of Enclosing and Overlying Rocks, *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration*, *5*, 28–34 (in Russian), EDN: LLZWEL.

Ignatov, P. A., A. V. Bolonin, I. D. Vasiliev, et al. (2012), Folded and ruptural deformations in the Bearing and Capping rock stratas of kimberlite in the pit of Arkhangelsk pipe, *Ores and Metals*, *1*, 42–48 (in Russian), EDN: OWLRRD.

Ignatov, P. A., N. R. Zaripov, V. Kim, and A. P. Gunin (2015), Types of clarified red-brown kimberlite-bearing Vend-Cambrian rocks of Zimneberezhniy district of Arkhangelsk region, *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration*, (2), 15–21 (in Russian), EDN: UARLHJ.

Kalinin, O. I. (Ed.) (1989), *Report on the research work "Development and implementation of seismic survey methodology in the search for kimberlite pipes in the South-Eastern Belomorye"*, 87 pp., NPO "Rudgeofizika", Leningrad (in Russian).

Kiselev, G. P., K. B. Danilov, E. U. Yakovlev, and S. V. Druzhinin (2017), Radiometric and seismic study of Chidvinskaya kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province, North of the East European Craton, Russia), *Geofísica Internacional*, *56*(2), 147–155, https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2017.56.2.1762.

Kugaenko, Y. A., V. A. Saltykov, A. V. Gorbatikov, and M. Y. Stepanova (2018), Deep Structure of the Zone of Tolbachik Fissure Eruptions (Kamchatka, Klyuchevskoy Volcano Group): Evidence from a Complex of Geological and Geophysical Data, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, *54*(3), 444–465, https://doi.org/10.1134/s1069351318030059.

Kutinov, Y. G., and Z. B. Chistova (2004), *Hierarchical series of manifestations of alkaline-ultrabasic magmatism in the Arkhangelsk diamondiferous province. Their reflection in geological and geophysical materials*, 268 pp., Pravda Severa, Arkhangelsk (in Russian).

Lin, F. C., V. C. Tsai, and M. H. Ritzwoller (2012), The local amplification of surface waves: A new observable to constrain elastic velocities, density, and anelastic attenuation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B6), https://doi.org/10.1029/2012jb009208.

Milashev, V. A. (1984), *Explosion pipes*, 268 pp., Nedra, Leningrad (in Russian).

Popov, D. V., K. D. Danilov, R. A. Zhostkov, et al. (2014), Processing the digital microseism recordings using the Data Analysis Kit (DAK) software package, *Seismic Instruments*, *50*(1), 75–83, https://doi.org/10.3103/s074792391401006x.

Sablukov, S. M. (1987), Some features of the internal structure of kimberlite pipes, *Proceedings of the Central Research Institute of Geology and Geophysics*, *218*, 37–41 (in Russian).

Shirobokov, V. N. (1997), Some features of the deep structure of the Zimneberezhny diamondiferous region, *Prospect and protection of mineral resources*, *5*, 21–25 (in Russian).

Stankovsky, A. F. (1997), Wend of the South-Eastern Belomorie, *Prospect and protection of mineral resources*, *5*, 4–9 (in Russian).

Stankovsky, A. F., E. M. Verichev, and M. P. Dobeiko (1985), Chapter 3. Vendian of the South-Eastern Belomoria, in *Vendian system. Volume 2*, pp. 67–75, Nauka, Moscow (in Russian).

Stogniy, V. V., and Y. V. Korotkov (2010), *Search for kimberlite bodies by the method of transient processes*, 121 pp., Malotirazhnaya tipografiya 2D, Novosibirsk (in Russian), EDN: KPJDSQ.

Tretyachenko, V. V., A. V. Samsonov, A. A. Nosova, and K. V. Garanin (2013), Geotectonic position and main aspects of mineragenic zoning of early Hercynian kimberlite complexes and convergent rocks of the Arkhangelsk picrite-kimberlite region, in *Collection of publications based on the results of the V and VI annual scientific readings named after G.P. Kudryavtseva*, pp. 115–137, Institute of Applied Mineralogy, Moscow (in Russian).

Ustinov, V. N., I. I. Mikoev, and G. F. Piven (2022), Prospecting models of primary diamond deposits of the north of the East European Platform, *Journal of Mining Institute*, *255*, 299–318, https://doi.org/10.31897/pmi.2022.49.

Vasilyev, I. D. (2010), Geological structures in the near-pipe zone of the Arkhangelskaya pipe and their use to find diamond deposits in the Zimneberezhny area, candthesis, MGRI-RGGRU, Moscow (in Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Широтный фактор в процессе выхолаживания прибрежных вод восточной части Балтийского моря

К. Д. Коробченкова[1,2], А. В. Килесо[*,2] и А. Е. Куприянова[1]

[1]Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
[2]Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, Россия
[*] **Контакт:** Александр Владимирович Килесо, aleksandr.kileso@gmail.com

Выполнено исследование значимости географической широты в изменчивости процесса выхолаживания вод Балтийского моря у его восточных берегов в 2016 и 2018 годах на основе натурных данных и массивов реанализа. Показана протяженность по широте аномального режима выхолаживания, ранее отмеченного у берегов Куршской косы (Калининградская область, РФ). Получены оценки скорости изменения температуры прибрежных вод для типичного и аномального режимов выхолаживания. Показана зависимость скорости охлаждения прибрежных вод от температуры воды 9,5 °C. Достижение этой температуры с северо-востока на юго-запад происходит с запаздыванием примерно на месяц.

Ключевые слова: выхолаживание воды с поверхности, географическая широта, конвекция, ветро-волновое перемешивание, поверхностный слой, Балтийское море, плотность морской воды, температура воды.

Цитирование: Коробченкова, К. Д., А. В. Килесо, А. Е. Куприянова Широтный фактор в процессе выхолаживания прибрежных вод восточной части Балтийского моря // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1012. — DOI: 10.2205/2025es000984 — EDN: OTFDPK

Введение

Известно [*Гилл, 1986; Федоров и Гинзбург, 1988; Dijkstra, 2000*], что появление горизонтальной неоднородности температуры на поверхности воды приводит к возникновению горизонтальных градиентов плотности воды и давления, порождающих движение неоднородной по плотности воды. На масштабах океана различия в получении солнечной энергии и в прогреве поверхностных вод в зависимости от географической широты проявляются в виде глобальной термохалинной циркуляции [*Иванов, 1981; Монин и др., 1974*].

Для Балтийского моря с его значительной широтной протяженностью (почти на две тысячи км с юго-запада на северо-восток) и обширным мелководьем, горизонтальные градиенты температуры по данным спутниковых наблюдений [*Лаврова и др., 2011*] как по направлению от берега к открытой части моря, так и по широте с юго-запада на северо-восток существуют во все сезоны. В периоды осенне-зимнего понижения температуры прибрежных вод (далее выхолаживания) температурные градиенты во фронтальных зонах могут достигать больших по величине значений (до 2–3 °C/км и более) [*Чубаренко, 2010*]. Из-за большой протяженности Балтики акватории моря располагаются в различных климатических зонах и неодинаково по времени реагирует на процесс осенне-зимнего выхолаживания вод с поверхности.

Различие погодных условий в зависимости от географической широты конкретных акваторий моря естественным образом за счет ветро-волнового и конвективного перемешивания [*Федоров и Гинзбург, 1988*] способствуют различию формирования на поверхности более холодных вод. В частности, среднеклиматические показатели температуры воды в начале октября в самой северной части моря составляют около 12 °C, а в самой южной – более 15 °C [*Feistel et al., 2008; Hersbach et al., 2018; Majewski and Lauer, 1994*].

https://elibrary.ru/OTFDPK

Получено: 25 июня 2024 г.
Принято: 9 января 2025 г.
Опубликовано: 14 марта 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Изучению особенностей выхолаживания поверхностных вод в осенний период, для близких по своим физико-географическим особенностям Каспийского и Черного морей, посвящено достаточное количество работ [*Байдин и Косарев, 1986; Гинзбург и др., 2004; Ефимов и др., 2014, 2015; Каспийское море..., 1990; Титов, 2004; Титов и Часовникова, 2012*]. Фокус внимания исследований сосредоточен на сезонных изменениях характеристик поверхностного слоя моря под атмосферным воздействием. В частности, для Каспийского моря, так же мелководного с солоноватой водой, как и Балтийское, широтная зависимость сезонного хода температуры поверхностных вод отчетливо видна (см. рис. 2 из [*Гинзбург и др., 2004*]). Для региона Черного моря внимание было сосредоточено на формировании квазиоднородного поверхностного слоя в осенний период [*Титов, 2004*].

Вместе с тем, по сравнению с Каспийским и Черным морями, Балтийское море обладает специфическими морфометрическими особенностями. На акватории моря с глубинами менее 50 м приходится около 60% всей его площади, а с глубинами более 200 м – около 3% [*Гидрометеорология..., 1992*]. Известно [*Морозов и др., 2007; Степанова и др., 2015; Чубаренко, 2010*], что процесс выхолаживания в прибрежных водах моря протекает быстрее, а формируемые на поверхности объемы холодных вод могут достигать дна и начинать движение по его склону. Различие во времени отклика прибрежных вод на атмосферное воздействие может обострять широтные градиенты температуры воды в прибрежной зоне моря. В результате, конвективные движения, возникающие при осенне-зимнем выхолаживании, совместно с эффектом Кориолиса могут вносить вклад во вдольбереговые движения более плотных вод.

Для вод Мирового океана хорошо известен циркумконтинентальный фактор, определяемый повсеместно наблюдаемой разницей температур вод в прибрежной и открытой частях своих акваторий. Для достижения полноты понимания процесса осенне-зимнего выхолаживания прибрежных вод Балтики необходимо рассмотреть возможное влияние разницы в географической широте расположения прибрежных акваторий моря (далее, широтный фактор) на изменение во времени температуры их вод.

Целью данной работы стала оценка возможного влияния разницы в географической широте расположения акваторий моря (или широтного фактора) в сочетании с нелинейным характером зависимости плотности воды от температуры на скорости выхолаживания прибрежных вод у восточного берега юго-восточной, восточной и северо-восточной частей Балтийского моря.

Материалы и методы

Выполненный в работе анализ изменчивости температуры поверхностных вод моря опирается на массивы данных за период с 1 сентября по 30 ноября для 2016 и 2018 годов. Рассматриваемые периоды выбраны на основании ранее выполненных исследований по изучению выхолаживания прибрежных вод Балтики [*Куприянова и др., 2024; Мысленков и др., 2017*] по данным с термокосы, расположенной у берегов Куршской косы. Анализ данных термокосы за 6 лет, начиная с 2015 по 2020 года, показал [*Куприянова и др., 2024*], что по характеру изменчивости во времени процесс выхолаживания прибрежных вод в этом районе может быть подразделен на типичный и аномальный. В данной работе в качестве примера типичного режима выхолаживания взят 2018 год (осеннее выхолаживание до позднеосенних температур протекает за 1,5–2 месяца), а аномального режима – 2016 год (выхолаживание произошло всего за 7–8 дней).

В качестве района исследования выбран протяженный участок восточных берегов юго-восточной, восточной и северо-восточной частей Балтийского моря от Гданьского залива до Ботнического (от 54 до 63 градусов с. ш.) [*Геология..., 1991*]. На данном участке было выбрано семь точек наблюдения, которые обеспечены доступными архивами метеорологической информации на прибрежных метеостанциях [*ООО «Расписание Погоды», 2004*]. В качестве рассматриваемого параметра использовалась температура воздуха на горизонте 2 метра от поверхности Земли. Точки выбирались так, чтобы

максимально равномерно покрыть весь район исследования с юга до севера: район косы Хель (Польша), г. Пионерский (Калининградская область, Россия), г. Клайпеда (Литва), г. Павилоста (Латвия), о. Вилсанди (Эстония), о. Руссаро и о. Строммингсбадан (Финляндия). Общий вид выбранного района исследований и точек наблюдений приведен на рис. 1. Дискретность измерений метеоданных по времени – 3 часа.

Метеорологическая информация была дополнена данными о температуре поверхности моря (далее, SST – sea surface temperature) за периоды 01.09.2016–30.11.2016 гг. и 01.09.2018–30.11.2018 гг. Источником данных SST является массив реанализа ECMWF ERA5 [*Hersbach et al., 2018*], временная дискретность 1 час и пространственное разрешение – 0,25° широты и 0,25° долготы, прямоугольная сетка. Для каждой точки наблюдения данные по SST выбирались из ближайшего к ней узла (пикселя) из данных реанализа.

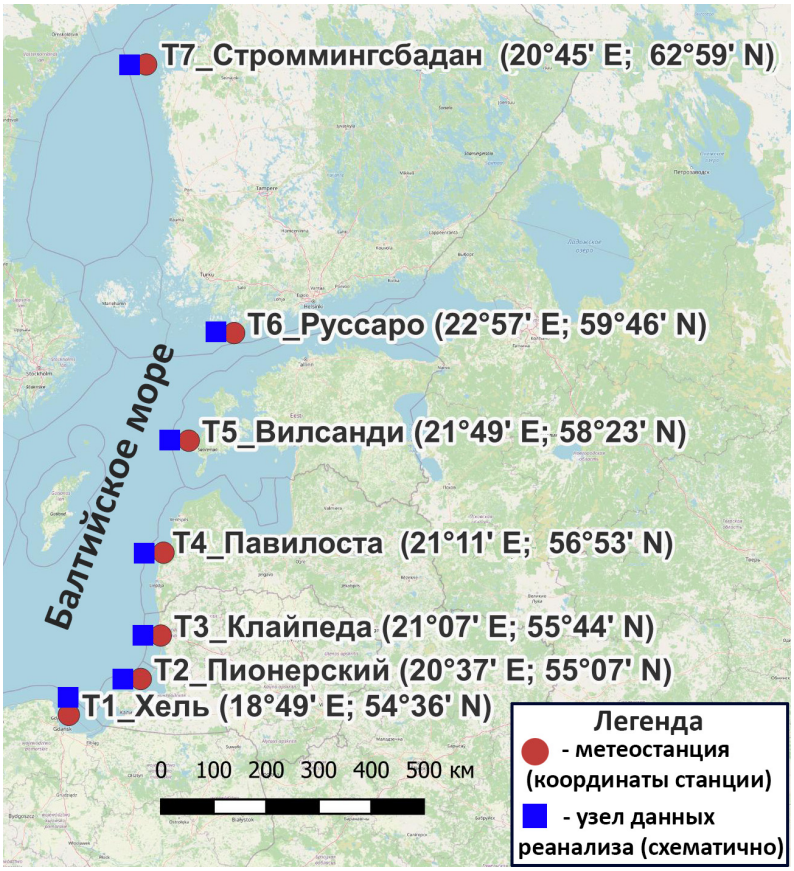


Рис. 1. Общий вид выбранного для анализа района и точек наблюдений у восточных берегов Балтийского моря. Для каждой из точек приведены название и географические координаты. Основа для карты взята из массива данных [*OpenStreetMap contributors, 2012*].

Анализ данных

В ранее выполненном исследовании [*Куприянова и др., 2024*] было показано, что режим выхолаживания прибрежных вод у берегов Куршской косы в районе нефтедобывающей платформы D-6 имеет два режима – типичный, наблюдавшийся в 2017–2019 годах и аномальный – в 2016 году. Отметим, что при типичном режиме выхолаживание до позднеосенних температур протекает за 7–8 недель, а при аномальном – за 7–8 дней. Статистический анализ временных рядов температуры воды в выбранных для исследования точках наблюдений (рис. 2) показал, что различие между типичным и аномальным режимами выхолаживания присуще для шести точек из семи. Как оказалось, только в точке T6 (о. Руссаро) значения среднеквадратического отклонения

для температуры поверхности воды за 2016 и 2018 года без учета линейной трендовой составляющей оказались равными. Данная особенность может быть вызвана региональной спецификой прибрежной зоны моря. Во всех остальных точках наблюдений значения среднеквадратического отклонения для температуры во время аномального режима выхолаживания 2016 года оказались существенно выше. На рис. 2 приведена гистограмма значений среднеквадратического отклонения для всех точек наблюдений 2016 и 2018 гг.

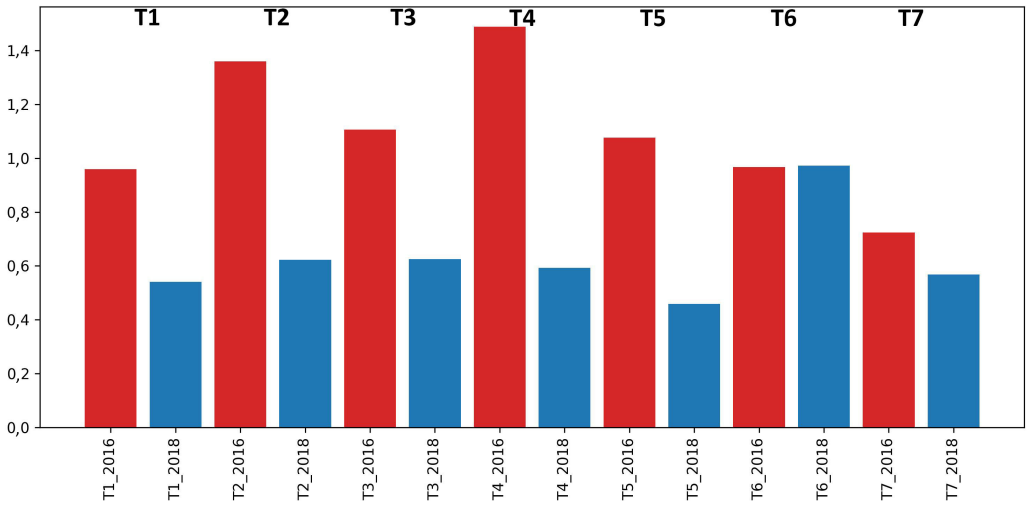


Рис. 2. Гистограмма значений среднеквадратического отклонения для данных температуры поверхности воды (по данным реанализа) без учета линейной трендовой составляющей для выбранных точек наблюдения. Для каждой точки наблюдения левый (красный) столбец – 2016 год, правый (синий) 2018 год. Обозначения T1–T7 над столбцами соответствуют точкам наблюдения на рис. 1.

Выполненный анализ временных рядов, отражающих процесс осеннего выхолаживания поверхностных вод моря и изменения температуры воздуха показал, что необходимое условие для возникновения конвективного перемешивания в приповерхностном слое моря [*Федоров и Гинзбург, 1988; Dijkstra, 2000*], а именно отрицательная разница между дневными значениями температуры воздуха и воды, наблюдается во всех рассматриваемых точках, начиная с конца сентября. Например, для акватории моря у г. Пионерский среднесуточная температура воздуха осенью в 2016 и 2018 гг. практически на всем интервале наблюдения ниже SST (рис. 3).

Известно также [*Букреев, 2011*], что нелинейный характер зависимости плотности воды от значений температуры может оказывать определенное влияние на скорость охлаждения морской воды. Выбор значения температуры воды в 9,5 °C в качестве порогового мотивирован различием в изменении плотности морской воды до и после этой температуры. Расчеты плотности морской воды с соленостью в диапазоне от 4 до 7 psu [*Гидрометеорология...*, *1992; Intergovernmental...*, *2015*], характерной для вод Балтики, показали, что при достижении температуры воды в процессе охлаждения значения в 9,4–9,6 °C происходит изменение скорости процесса выхолаживания с −0,015 °C/сутки на −0,013 °C/сутки. На рис. 4 приведены графики значений плотности морской воды (красная линия для солености 7 psu и желтая линия для солености 4 psu), градиента плотности (синяя линия), линейного приближения градиента плотности (штриховая линия) и разности между ними (тонкая серая линия) в зависимости от температуры воды. Расчет значений плотности воды проводился с использованием международного термодинамического уравнения состояния морской воды (TEOS-10).

Таким образом, учет нелинейного характера зависимости плотности воды от температуры [*Majewski and Lauer, 1994*] и положения порогового значения температуры поверхности моря в 9,5 °C в прибрежных акваториях моря необходим при анализе

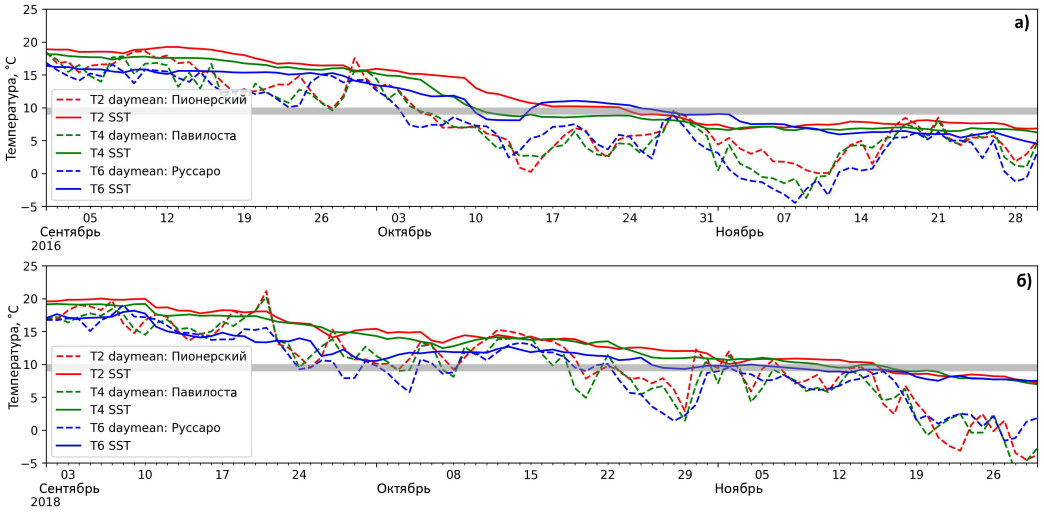


Рис. 3. Графики изменчивости среднесуточной температуры воздуха (пунктирные линии) и SST (сплошные линии) для осени 2016 (а) и 2018 (б) годов для трех точек наблюдения из южной, центральной и северной частей Балтики, T2, T4 и T6, соответственно). Горизонтальные серые линии отображают температуру воды в 9,5 °C.

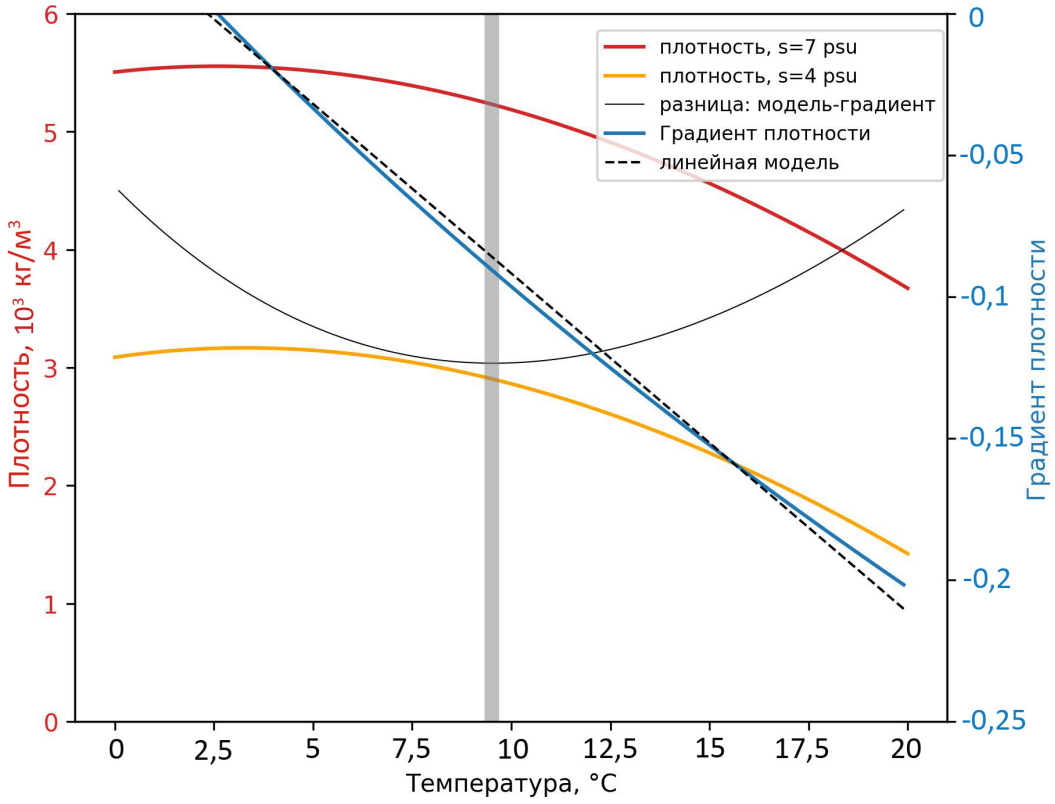


Рис. 4. Графики изменчивости значений плотности морской воды (красная линия для солености 7 psu и желтая линия для солености 4 psu), градиента плотности (синяя линия) от температуры. Вертикальная толстая серая линия обозначает положение порогового значения температуры в 9,5 °C. Штриховая линия показывает график линейного приближения градиента плотности, а тонкая серая линия – разность между значениями градиента плотности и его линейным приближением (для лучшего разрешения данная величина увеличена в 10 раз).

широтной неоднородности процесса выхолаживания прибрежных вод. Данные реанализа свидетельствуют о наличии такой широтной зависимости достижения порогового значения температуры воды в 9,5 °C (см. данные в табл. 1). Данное пороговое значение температуры наблюдалось для всех значений солености воды (от 4 до 7 psu), характерных для выбранного района исследования [*Гидрометеорология...*, *1992*]. Заметим, что особая роль температуры воды в 9,5 °C для условий Балтийского моря находит свое отражение и в геометрии TS-кривой, построенной на основе CTD-зондирования в октябре 2004 года (см. рис. 2в работе [*Степанова и др., 2015*]): ветвь TS-кривой в окрестности $T = 9{,}2$ °C отчетливо нелинейна.

Изменчивость температуры поверхности моря

Рассмотрим теперь количественные характеристики процесса осеннего понижения температуры поверхностных вод у восточных берегов Балтики. При типичном режиме выхолаживание прибрежных вод моря в 2018 году в самой северной из рассматриваемых точек в Ботническом заливе (63 с. ш.) температура воды достигла значения в 9,5 °C к 25 октября, в центральных точках (примерно 58 с. ш.) – 11 ноября, а в самой южной точке (54,5 с. ш.) – только 21 ноября. Таким образом, задержка по времени смены интенсивности выхолаживания вод с севера на юг составляет примерно 1 месяц. При аномальном режиме выхолаживания 2016 года температура воды достигает порогового значения в 9,5 °C для южной части исследуемого района (коса Хель) к 15 ноября, а для центральных и северных точек данный показатель достигается уже к 15 и 10 октября, соответственно, то есть примерно в два раза быстрее.

Расчет линейных трендов понижения температуры прибрежных вод подтвердил различие между типичным и аномальным режимами выхолаживания: типичный режим происходит с двумя характерными скоростями выхолаживания −0,015 °C и −0,013 °C в сутки (на рис. 5б – период 1 и 2, соответственно). Аномальный режим имеет три масштаба скорости: −0,085 °C, −0,25 °C и −0,013 °C в сутки (на рис. 5а – период 1, 2 и 3, соответственно). Отметим также различие в положении графиков зависимостей температуры воды в точках наблюдений относительно порогового значения температуры в 9,5 °C: в 2018 году графики весь октябрь и большую часть ноября имеют температуру большую, чем пороговая, а в 2016 году – аналогичные значения наблюдаются только в октябре. Графики изменчивости температуры воды для всех точек наблюдений, а также линейные тренды изменений значений температуры для осенних периодов 2016 и 2018 гг. приведены на рис. 5.

На общем фоне изменений температуры поверхностных вод в 2016 году выделяется самая южная точка в районе косы Хель. Температура поверхности воды опускается до значения в 9,5 °C примерно в то же время, что и для типичного режима выхолаживания, к 15 ноября (2016 г.) и 21 ноября (2018 г.). В целом же, задержка во времени смены интенсивности отклика температуры воды на температуру приводного воздуха с севера

Таблица 1. Дата, в которую температура воздуха и воды стала ≈ 9,5 °C, согласно реанализу ERA5 [*Hersbach et al., 2018*]. В первом столбце приведены названия городов-точек наблюдений, во втором – их широта, в третьем дата достижения порогового значения температуры воды в 9,5 °C

Точка наблюдения	Широта точки наблюдений, с. ш.	T воды 9,5 °C	
		Дата	Дата
коса Хель	54,36	21.11.2018	15.11.2016
г. Пионерский	55,07	16.11.2018	24.10.2016
г. Клайпеда	55,44	16.11.2018	25.10.2016
г. Павилоста	56,53	12.11.2018	11.10.2016
о. Вилсанди	58,23	11.11.2018	15.10.2016
о. Руссаро	59,46	27.10.2018	10.10.2016
о. Строммингсбадан	62,59	25.10.2018	11.10.2016

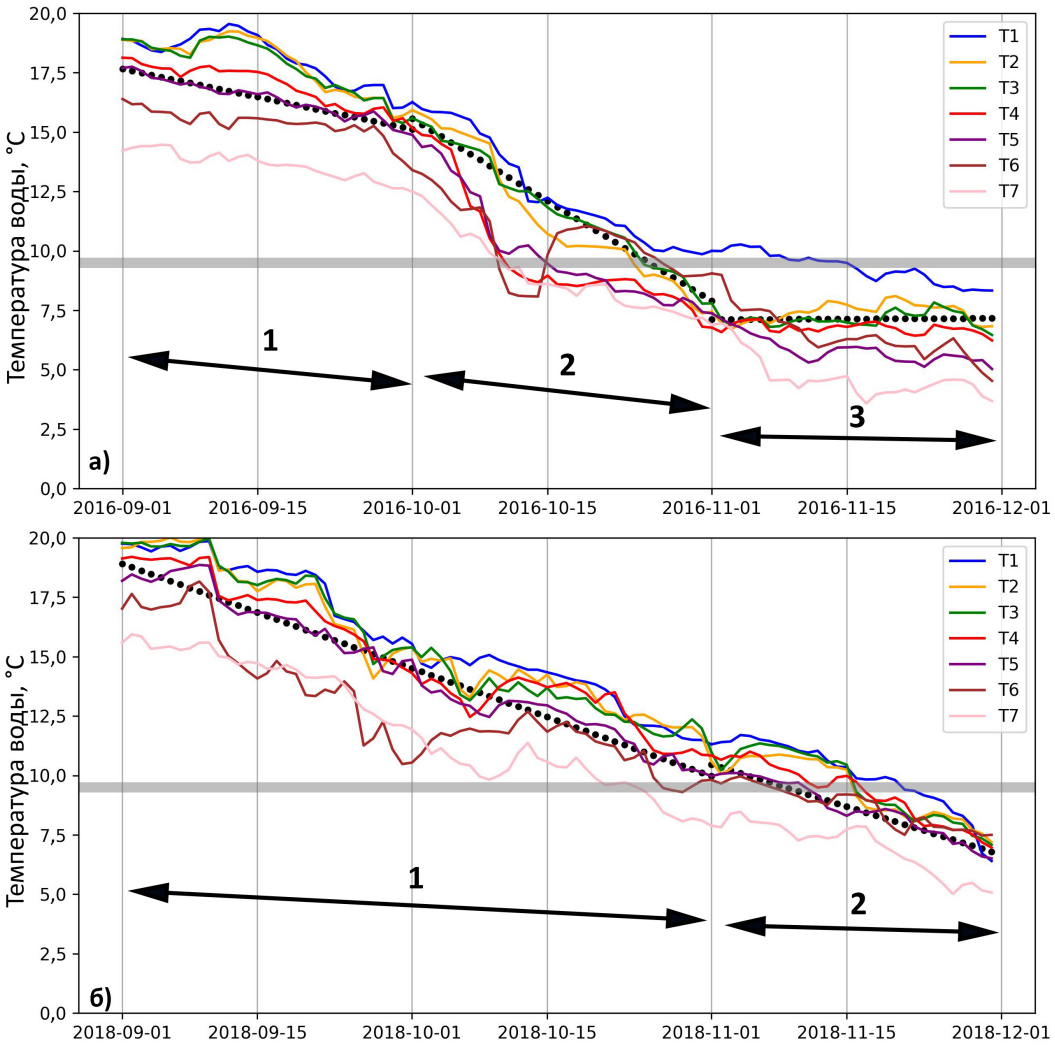


Рис. 5. Графики изменчивости температуры поверхностных вод Балтики в точках наблюдений в 2016 и 2018 годах: временные ряды SST (2016 г. – а, 2018 г. – б) для всех рассматриваемых точек. Серая горизонтальная линия – значение 9,5 °C, при достижении которой меняется скорость выхолаживания воды. Черными точками отображены графики линейных трендов изменений температуры: 2016 г. – 1, 2 и 3 – соответствуют периодам времени до, во время и после скачкообразного понижения температуры штормовой природы; 2018 г. – 1 и 2 – до и после преодоления температурой воды значения в 9,5 °C.

на юг для аномального режима выхолаживания составила 15 дней, то есть в два раза меньше, чем при типичном режиме.

Расчет дополнительных статистических характеристик временных рядов значений температуры воды у восточных берегов Балтийского моря (медианы и среднего значений, интерквартильного размаха и диапазона между максимальными и минимальными значениями) подтвердил различие типичного и аномального режимов выхолаживания для всех точек наблюдений (рис. 6), кроме северных точек.

На рис. 6 видно, что для 2016 года характерно заметное различие средних и медианных значений температуры на всем периоде наблюдений. За исключением точек T6 и T7 (о. Руссаро и о. Строммингсбадан), где и в 2016 году эти значения близки. Таким образом, аномальный режим не локализован в акватории моря у нефтедобывающей платформы D-6 [*Куприянова и др.*, *2024*], а имеет достаточную широтную протяженность. Для 2018 года распределения значений SST близки к симметричному относительно значений своих медиан, а для 2016 года наблюдается асимметрия в боль-

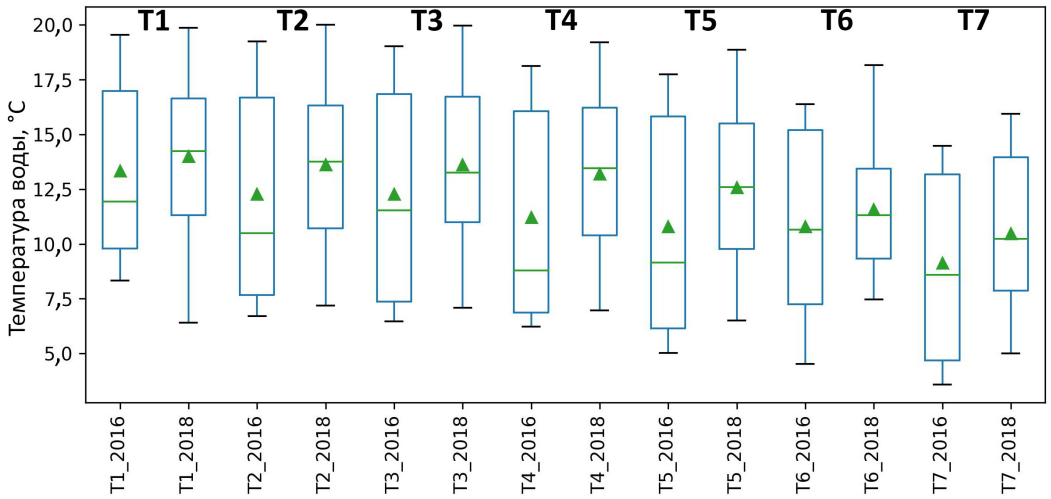


Рис. 6. Коробчатые диаграммы (box-plot) для временных рядов SST попарно для 2016 и 2018 годов, соответственно, левые и правые столбцы диаграммы. Треугольником обозначено среднее значение, горизонтальной чертой – медиана. Длина ящика соответствует интерквартильному размаху, а границы усов – минимуму и максимуму SST.

шую сторону. Отметим также различие в интерквартильном размахе для аномального и типичного режимов выхолаживания прибрежных вод Балтики. В 2016 году данный параметр в 1,5–2 раза больше, чем в 2018 году.

Максимальные скорости выхолаживания поверхностного слоя за осенний период 2018 года отмечаются в районе Гданьского залива у берегов Калининградской области и Литвы и достигают значений −0,14 °C/сутки. С увеличением широты данный параметр изменяется до −0,12 – −0,1 °C/сутки в Ботническом заливе (рис. 7). Также для типичного режима выхолаживания для каждой точки характерно примерное равенство скоростей выхолаживания как для всего осеннего периода, так и для скоростей, рассчитанных для каждого осеннего месяца отдельно, что не характерно для аномального режима. Расчет линейного тренда (см. рис. 7а, штриховые линии) показал наличие широтного замедления скорости выхолаживания в 0,004 °C/градус с. ш. Аналогичный показатель для аномального 2016 года составил 0,002 °C/градус с. ш. (рис. 7б). Шторм восточных румбов, нехарактерный для данного региона [*Majewski and Lauer, 1994*], в первой половине октября 2016 года привел к значительному понижению температуры поверхностных вод по всему восточному побережью Балтийского моря (рис. 5а, период 2). Максимальные скорости выхолаживания в южной части рассматриваемого района составили −0,29 °C/сутки, что практически в 2 раза, а для некоторых станций и в 3 раза, больше, чем при типичном выхолаживании воды. Резкое падение температуры поверхностных вод к отметке в 9,5 °C привело к тому, что в ноябре температура воды практически не менялась, а на станциях T2 и T3 наблюдалось незначительное повышение температуры воды.

Обсуждение

Известно, что появление отрицательных температурных аномалий (понижение температуры или выхолаживание) в поверхностных водах прибрежной зоны моря может иметь различную физическую природу. Кроме конвективного перемешивания (свободного или вынужденного) изменение температуры поверхностных вод в прибрежной зоне моря может быть связано с адвекцией вод дрейфовыми течениями, перемещением вдоль береговой линии мезо- и мелко-масштабных вихрей, а также появлением апвеллингов [*Журбас и др., 2004; Капустина и Зимин, 2021; Мысленков и др., 2017*]. В частности, анализ многолетних и многогоризонтных наблюдений поля температуры прибрежных вод в 22,5 км от Куршской косы позволил определить несколько случаев апвеллинга [*Мысленков и др., 2017*]. Однако, также известно, что естественная изменчи-

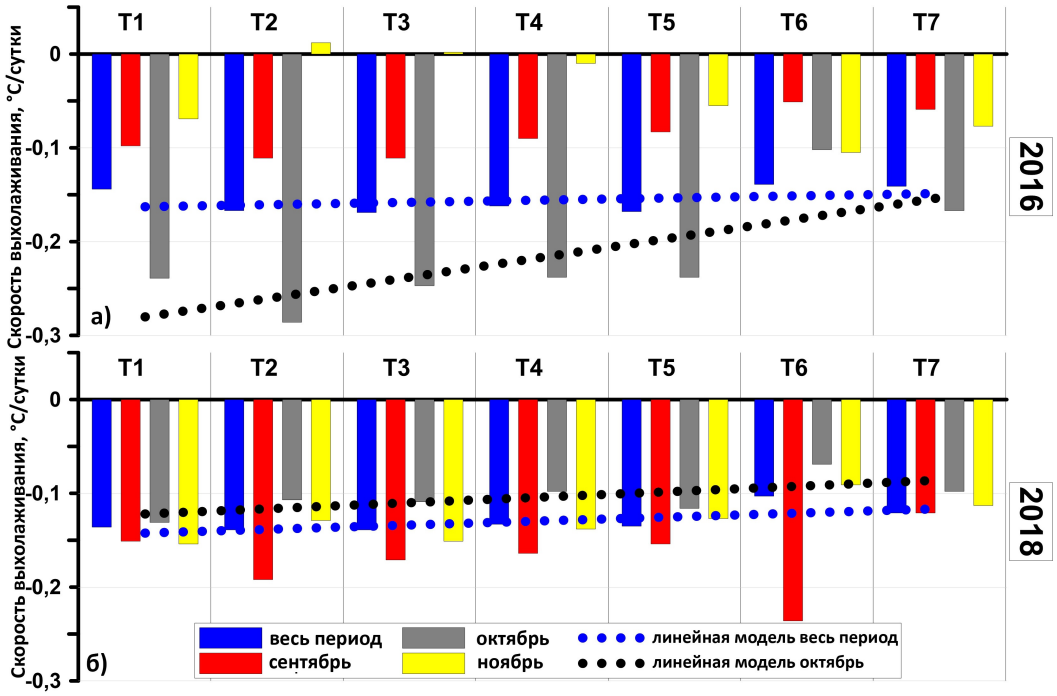


Рис. 7. Скорости выхолаживания прибрежных вод Балтийского моря в точках наблюдений. Точечными линиями на рисунке обозначены линейные тренды скоростей выхолаживания морских вод для октября (черная линия) и всего периода (синяя линия) 2016 года (а) и 2018 года (б).

вость направлений и скоростей ветра (преобладают северо-восточные и юго-западные с косым подходом к линии берега) не является благоприятной для появления чисто экмановских апвеллингов [*Зацепин и др., 2016; Myslenkov et al., 2023*] и порождает одновременно сгонно-нагонные эффекты.

Обширный по времени анализ благоприятных условий для возникновения апвеллингов показал [*Капустина и Зимин, 2021*], что в 2014–2019 годы в летние месяцы их число сократилось на 4–5% по сравнению с периодом 2000–2009 гг., продолжительность апвеллингов сократилась на 8 дней. Среднегодовое количество дней с апвеллингами в 2010–2019 годы по сравнению с 2000–2009 годами уменьшилось почти на половину, а среднесуточная площадь апвеллингов уменьшилась у берегов Калининградской области более, чем в два раза. Увеличение повторяемости площадей отрицательных аномалий температуры поверхности моря в 2010–2019 годах может быть связано как с увеличением «благоприятных» ветровых воздействий на прибрежные акватории моря, так и с интенсивностью осеннего выхолаживания [*Капустина и Зимин, 2021*]. Авторы также отмечают, что использованных при исследованиях массивов данных недостаточно для разделения степени влияния выхолаживания воды с поверхности, адвекции воды дрейфовым течением и возможным апвеллингом (полным или неполным). Для достижения полноты понимания происходящих в прибрежных водах процессов необходимо проведение комплексных полигонных наблюдений, как, например, на полигоне на траверзе голубой бухты (г. Геленджик, РФ) на Черном море [*Зацепин и др., 2016*].

Еще одним обстоятельством, объясняющим появление температурных аномалий в прибрежной зоне моря может быть эффект дифференциального охлаждения вод над склоном дна [*Есюкова и др., 2017; Чубаренко, 2010*]. Обстоятельное исследование, выполненное на основе анализа данных спутниковых наблюдений в осенний период 2010–2014 годов над акваториями юго-восточной Балтики у берегов Калининградской области, с сопутствующими судовыми наблюдениями и аналитическими оценками показало, что перепад температур морских вод при движении от открытого моря к берегу имеет величины порядка 2–3 °С, а в максимуме – может достигать 4–6 °С [*Чубаренко,*

2010]. Анализ всей совокупности массивов данных позволил авторам заключить, что картина дифференциального выхолаживания надсклоновых вод формируется за счет совместного действия вертикального и горизонтального теплообмена. Изменения горизонтальных профилей температуры на 15 разрезах по всей протяженности береговой линии морского побережья Калининградской области показали, что для надсклоновых вод процесс теплообмена по вертикали «работает» гораздо быстрее, чем горизонтальный обмен: характерные времена для первого составляют минуты – десятки минут, а для второго – десятки часов.

Все приведенные обстоятельства позволяют констатировать, что характерные масштабы продолжительности перечисленных выше физических механизмов не превышают нескольких дней. И при оценке осредненных за более продолжительный период времени каждого из физических механизмов неявно будет учтен за счет их вклада в общее изменение температуры воды. Таким образом, полученные в работе трендовые оценки изменчивости температуры за периоды от 10 до 20 дней могут отражать реальную скорость выхолаживания морской воды у берегов Куршской косы.

Выводы

Проделанный анализ изменчивости температуры прибрежных вод у восточных берегов Балтийского моря показал, что широтная зависимость скорости выхолаживания прибрежных вод (рис. 3 и 7) определяется не только разницей температуры воздуха над поверхностью моря и воды, но и разницей в скорости отклика плотности воды на атмосферное воздействие (рис. 4) в зависимости от текущего значения температуры воды. Значение температуры воды в 9,5 °C для условий Балтийского моря определяет смену режима скорости выхолаживания поверхностных вод моря. Линейные тренды изменения температуры до и после достижения этого значения оказались различными. Для типичного режима выхолаживания прибрежных вод тренд составил −0,015 °C и −0,013 °C в сутки, а для аномального режима – −0,085 °C, −0,25 °C и −0,013 °C в сутки.

При типичном режиме осеннего выхолаживания (2017–2019 гг.) минимальные скорости выхолаживания прибрежных вод составляли −0,1 °C/сутки и наблюдались на севере моря в Ботническом заливе. Максимальные скорости выхолаживания в −0,14 °C/сутки отмечались у берегов Литвы и Калининградской области. Широтная зависимость скорости изменчивости температуры поверхностных вод за весь осенний период составляла −0,004 °C/градус с. ш. Для 2016 года с локальным по времени скачкообразным понижением температуры прибрежных вод в условиях сильного шторма максимальные скорости выхолаживания у берегов Калининградской области составили −0,29 °C/сутки, что существенно выше аналогичного показателя при типичном выхолаживании вод. Значения скорости выхолаживания вод в зависимости от широты уменьшилось до −0,002 °C/градус с. ш., то есть изменение до и после скачка температуры вод из-за шторма протекало с меньшей скоростью.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №23-27-00150, https://rscf.ru/project/23-27-00150/.

Список литературы

Байдин С. С., Косарев А. Н. Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. — Москва : Наука, 1986. — 262 с.

Букреев В. И. Ныряние потока, обусловленное немонотонной зависимостью плотности воды от температуры // Океанология. — 2011. — Т. 51, № 4. — С. 612—620. — EDN: NXXERJ.

Геология и геоморфология Балтийского моря: сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500 000 / под ред. А. А. Григялиса. — Ленинград : М-во геологии СССР, Литовский геологический ин-т, 1991.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 3. Балтийское море. Вып. I. Гидрометеорологические условия / под ред. Ф. С. Терзиева, В. А. Рожкова, А. И. Смирновой. — СПб : Гидрометеоиздат, 1992. — 449 с.

Гилл А. Динамика атмосферы и океана: в 2-х томах. Том 1. — Москва : Мир, 1986. — 396 с.

Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Каспийского моря // Океанология. — 2004. — Т. 44, № 5. — С. 645—659. — EDN: OWLNWH.

Есюкова Е. Е., Чубаренко И. П., Стонт Ж. И. Апвеллинг или дифференциальное выхолаживание? Анализ спутниковых ТПМ-изображений юго-восточной части Балтийского моря // Водные ресурсы. — 2017. — Т. 44, № 1. — С. 28—37. — DOI: 10.7868/s0321059617010047.

Ефимов В. В., Савченко А. О., Анисимов А. Е. Особенности теплообмена Черного моря с атмосферой в осенне-зимний период // Морской гидрофизический журнал. — 2014. — № 6. — С. 71—81. — EDN: TECBAN.

Ефимов В. В., Савченко А. О., Анисимов А. Е. Экстремальное выхолаживание Черного моря в зимний период // Метеорология и гидрология. — 2015. — № 7. — С. 74—55. — EDN: TZZYQF.

Журбас В. М., Стипа Т., Малкин П. и др. Мезомасштабная изменчивость апвеллинга в юго-восточной Балтике: ИК-изображения и численное моделирование // Океанология. — 2004. — Т. 44, № 5. — С. 660—669. — EDN: OWLNWR.

Зацепин А. Г., Сильвестрова К. П., Куклев С. Б. и др. Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море // Океанология. — 2016. — Т. 56, № 2. — С. 203—214. — DOI: 10.7868/S0030157416020222.

Иванов Ю. А. Крупномасштабная и синоптическая изменчивость полей в океане. — Москва : Наука, 1981. — 168 с.

Капустина М. В., Зимин А. В. Пространственно-временные характеристики апвеллингов в юго-восточной Балтике в 2010-2019 гг. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. — 2021. — Т. 14, № 4. — С. 52—63. — DOI: 10.7868/S2073667321040055.

Каспийское море: Структура и динамика вод / под ред. А. Н. Косарева. — Москва : Наука, 1990. — 163 с.

Куприянова А. Е., Гриценко В. А., Килесо А. В. и др. О типичном и аномальном режимах выхолаживания морских вод в прибрежной зоне Куршской косы // Гидрометеорология и экология. — 2024. — № 73. — С. 666—683. — DOI: 10.33933/2713-3001-2023-73-666-683.

Лаврова О. Ю., Костяной А. Г., Лебедев С. А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. — Москва : ИКИ РАН, 2011. — 480 с.

Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Ленинград : Гидрометеоиздат, 1974. — 262 с.

Морозов Е. Г., Щука С. А., Голенко Н. Н. и др. Структура температуры в прибрежной зоне Балтийского моря // Доклады Академии наук. — 2007. — Т. 416, № 1. — С. 115—118. — EDN: IAQIOX.

Мысленков С. А., Кречик В. А., Бондарь А. В. Суточная и сезонная изменчивость температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по данным термокосы на платформе Д-6 // Экологические системы и приборы. — 2017. — № 5. — С. 25—33. — EDN: YUSMLT.

ООО «Расписание Погоды». Расписание погоды. — 2004. — URL: https://rp5.ru/ (дата обр. 10.01.2023).

Степанова Н. Б., Чубаренко И. П., Щука С. А. Структура и эволюция холодного промежуточного слоя в юго-восточной части Балтийского моря по данным натурных измерений в 2004-2008 гг. // Океанология. — 2015. — Т. 55, № 1. — С. 32—43. — DOI: 10.7868/s0030157415010153.

Титов В. Б. Формирование верхнего конвективного слоя и холодного промежуточного слоя в Черном море в зависимости от суровости зим // Океанология. — 2004. — Т. 44, № 3. — С. 354—357. — EDN: OWJTDH.

Титов В. Б., Часовникова Л. А. Термическое взаимодействие между приводным слоем атмосферы и поверхностным слоем воды на северо-восточном шельфе Черного моря // Метеорология и гидрология. — 2012. — № 8. — С. 79—88. — EDN: PBJCWF.

Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана. — Ленинград : Гидрометеоиздат, 1988. — 303 с. — EDN: OSMMYO.

Чубаренко И. П. Горизонтальный конвективный водообмен над подводным склоном: механизм формирования и анализ развития // Океанология. — 2010. — Т. 50, № 2. — С. 184—193.

Dijkstra H. A. Nonlinear Physical Oceanography. — Springer Netherlands, 2000. — DOI: 10.1007/978-94-015-9450-9.

Feistel R., Nausch G., Wasmund N. State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment. — Wiley, 2008. — 703 p. — DOI: 10.1002/9780470283134.

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. — 2018. — DOI: 10.24381/CDS.BD0915C6.

Intergovernmental Oceanographic Commission; Scientific Committee on Oceanic Research; International Association for the Physical Sciences of the Oceans. The International thermodynamic equation of seawater - 2010: calculation and use of thermodynamic properties. [includes corrections up to 31st October 2015]. — 2015. — DOI: 10.25607/OBP-1338.

Majewski A., Lauer Z. Atlas morza Bałtyckiego: opracowanie zespołowe. — Warsawa : Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 1994. — 214 p. — (in Polish).

Myslenkov S., Silvestrova K., Krechik V., et al. Verification of the Ekman Upwelling Criterion with In Situ Temperature Measurements in the Southeastern Baltic Sea // Journal of Marine Science and Engineering. — 2023. — Vol. 11, no. 1. — P. 179. — DOI: 10.3390/jmse11010179.

OpenStreetMap contributors. Planet OSM. — 2012. — URL: https://planet.openstreetmap.org (visited on 05/20/2023).

Russian Journal of Earth Sciences

Latitudinal Factor in the Cooling Process of Coastal Waters in the Eastern Part of the Baltic Sea

K. D. Korobchenkova[1,2], A. V. Kileso[,2], and A. E. Kupriyanova[1]**

[1]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia
**Correspondence to: Alexander Kileso, aleksandr.kileso@gmail.com.

A study of the latitudinal variation of the water cooling process along the eastern coast of the Baltic Sea in 2016 and 2018 was carried out based on field and reanalysis data. The latitudinal features of the anomalous cooling regime, previously noted off the coast of the Curonian Spit (Kaliningrad oblast, Russian Federation), were shown. Estimates of trends in decreasing coastal water temperatures were obtained for typical and anomalous cooling regimes. The role of a water temperature of 9.5 °C on the cooling rate of coastal waters is shown. Reaching this temperature from northeast to southwest occurs with a delay of about a month.

Keywords: Surface water cooling, geographic latitude, convection, wind and wave-induced mixing, surface water layer, Baltic Sea, sea water density, water temperature.

Recieved: 25 June 2024
Accepted: 9 January 2025
Published: 14 March 2025

© 2025. The Authors.

Citation: Korobchenkova K. D., A. V. Kileso, and A. E. Kupriyanova (2025), Latitudinal Factor in the Cooling Process of Coastal Waters in the Eastern Part of the Baltic Sea, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1012, https://doi.org/10.2205/2025ES000984, EDN: OTFDPK

References

Baidin S. S., Kosarev A. N. Caspian Sea: Hydrology and hydrochemistry. — Moscow : Nauka, 1986. — P. 262. — (In Russian).

Bukreev V. I. Plunging current caused by nonmonotonous water density dependence on temperature // Oceanology. — 2011. — Vol. 51, no. 4. — P. 574–581. — DOI: 10.1134/s0001437011040059.

Caspian Sea: Water Structure and Dynamics / ed. by A. N. Kosarev. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 163. — (In Russian).

Chubarenko I. P. Horizontal convective water exchange above a sloping bottom: The mechanism of its formation and an analysis of its development // Oceanology. — 2010. — Vol. 50, no. 2. — P. 166–174. — DOI: 10.1134/s0001437010020025.

Dijkstra H. A. Nonlinear Physical Oceanography. — Springer Netherlands, 2000. — DOI: 10.1007/978-94-015-9450-9.

Efimov V. V., Savchenko A. O., Anisimov A. E. Features of Heat Exchange between the Black Sea and the Atmosphere in the Autumn-Winter Period // Marine Hydrophysical Journal. — 2014. — No. 6. — P. 71–81. — EDN: TECBAN ; (in Russian).

Efimov V. V., Savchenko A. O., Anisimov A. E. The extreme winter cooling of the Black Sea // Russian Meteorology and Hydrology. — 2015. — Vol. 40, no. 7. — P. 463–469. — DOI: 10.3103/s1068373915070043.

Esiukova E. E., Chubarenko I. P., Stont Zh. I. Upwelling or differential cooling? Analysis of satellite SST images of the Southeastern Baltic Sea // Water Resources. — 2017. — Vol. 44, no. 1. — P. 69–77. — DOI: 10.1134/s0097807817010043.

Fedorov K. N., Ginzburg A. I. The surface layer of the ocean. — Leningrad : Gidrometeoizdat, 1988. — P. 303. — EDN: OSMMYO ; (in Russian).

Feistel R., Nausch G., Wasmund N. State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment. — Wiley, 2008. — P. 703. — DOI: 10.1002/9780470283134.

Geology and geomorphology of the Baltic Sea: summary explanatory note to geological maps at a scale of 1:500,000 / ed. by A. A. Grigyalis. — Leningrad : Ministry of Geology of the USSR, Lithuanian Geological Institute, 1991. — (In Russian).

Gill A. Dynamics of the atmosphere and ocean: in 2 volumes. Volume 1. — Moscow : Mir, 1986. — P. 396. — (In Russian).
Ginzburg A. I., Kostianoi A. G., Sheremet N. A. Seasonal and Interannual Variability of the Surface Temperature in the Caspian Sea // Oceanology. — 2004. — Vol. 44, no. 5. — P. 605–618. — EDN: LIOLFP.
Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. — 2018. — DOI: 10.24381/CDS.BD0915C6.
Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Volume 3. Baltic Sea. Issue I. Hydrometeorological conditions / ed. by F. S. Terziev, V. A. Rozhkov, A. I. Smirnova. — St. Petersburg : Gidrometeoizdat, 1992. — P. 449. — (In Russian).
Intergovernmental Oceanographic Commission; Scientific Committee on Oceanic Research; International Association for the Physical Sciences of the Oceans. The International thermodynamic equation of seawater - 2010: calculation and use of thermodynamic properties. [includes corrections up to 31st October 2015]. — 2015. — DOI: 10.25607/OBP-1338.
Ivanov Yu. A. Large-scale and synoptic variability of fields in the ocean. — Moscow : Nauka, 1981. — P. 168. — (In Russian).
Kapustina M. V., Zimin A. V. Upwelling Spatiotemporal Characteristics in the Southeastern Baltic Sea in 2010-2019 // Fundamental and Applied Hydrophysics. — 2021. — Vol. 14, no. 4. — P. 52–63. — DOI: 10.7868/s2073667321040055. — (In Russian).
Kupriyanova A., Gritsenko V., Kileso A., et al. About typical and anomalous modes of sea water cooling in a coastal zone of the Curonian spit // Hydrometeorology and Ecology. Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University. — 2024. — No. 73. — P. 666–683. — DOI: 10.33933/2713-3001-2023-73-666-683. — (In Russian).
Lavrova O. Yu., Kostyanoy A. G., Lebedev S. A., et al. Integrated satellite monitoring of the seas of Russia. — Moscow : IKI RAS, 2011. — P. 480. — (In Russian).
Majewski A., Lauer Z. Atlas morza Bałtyckiego: opracowanie zespołowe. — Warsawa : Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 1994. — P. 214. — (In Polish).
Monin A. S., Kamenkovich V. M., Kort V. G. Variability of the World Ocean. — Leningrad : Gidrometeoizdat, 1974. — P. 262. — (In Russian).
Morozov E. G., Shchuka S. A., Golenko N. N., et al. Temperature structure in the coastal zone of the Baltic Sea // Doklady Earth Sciences. — 2007. — Vol. 416, no. 1. — P. 1066–1069. — DOI: 10.1134/s1028334x07070197.
Myslenkov S., Silvestrova K., Krechik V., et al. Verification of the Ekman Upwelling Criterion with In Situ Temperature Measurements in the Southeastern Baltic Sea // Journal of Marine Science and Engineering. — 2023. — Vol. 11, no. 1. — P. 179. — DOI: 10.3390/jmse11010179.
Myslenkov S. A., Krechik V. A., Bondar A. V. Daily and Seasonal Water Temperature Changes in the Coastal Zone of the Baltic Sea Measured by Thermistor Chain // Ecological systems and devices. — 2017. — No. 5. — P. 25–33. — EDN: YUSMLT ; (in Russian).
OpenStreetMap contributors. Planet OSM. — 2012. — URL: https://planet.openstreetmap.org ; (visited on: 20/05/2023). https://planet.openstreetmap.org.
Stepanova N. B., Chubarenko I. P., Shchuka S. A. Structure and evolution of the cold intermediate layer in the southeastern part of the Baltic Sea by the field measurement data of 2004-2008 // Oceanology. — 2015. — Vol. 55, no. 1. — P. 25–35. — DOI: 10.1134/s0001437015010154.
Titov V. B. Formation of the Upper Convective Layer and the Cold Intermediate Layer in the Black Sea in Relation to the Winter Severity // Oceanology. — 2004. — Vol. 44, no. 3. — P. 327–330. — EDN: LIUUKF.
Titov V. B., Chasovnikova L. A. Thermal interaction between near-water atmospheric layer and surface water layer on the northeastern shelf of the Black Sea // Russian Meteorology and Hydrology. — 2012. — Vol. 37, no. 8. — P. 560–566. — DOI: 10.3103/s1068373912080080.
Weather Schedule, LLC. Weather Schedule. — 2004. — URL: https://rp5.ru/ ; (visited on: 10/01/2023) ; (in Russian). https://rp5.ru/.
Zatsepin A. G., Silvestrova K. P., Kuklev S. B., et al. Observations of a cycle of intense coastal upwelling and downwelling at the research site of the Shirshov Institute of Oceanology in the Black Sea // Oceanology. — 2016. — Vol. 56, no. 2. — P. 188–199. — DOI: 10.1134/s0001437016020211.
Zhurbas V. M., Stipa T., Malkin P., et al. Mesoscale Variability of the Upwelling in the Southeastern Baltic Sea: IR Images and Numerical Modeling // Oceanology. — 2004. — Vol. 44, no. 5. — P. 619–628. — EDN: LILESH.

Russian Journal of Earth Sciences

Цифровой анализ изменений характеристик порового пространства коллектора углеводородов после проведения фильтрационных испытаний

В. В. Химуля*

Институт проблем механики им. А. Ю. Ишлинского РАН, г. Москва, Россия
* **Контакт:** Валерий Владимирович Химуля, valery.khim@gmail.com

В работе представлены результаты неразрушающих цифровых исследований остаточных изменений структурных и емкостных свойств коллектора Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения в результате закачки жидкости гидроразрыва пласта. Получены снимки компьютерной рентгеновской томографии с использованием высокоразрешающего томографа ProCon X-Ray CT-MINI Института проблем механики РАН. На базе снимков созданы 3D модели коллектора для проведения цифрового анализа изменения свойств коллектора после испытаний. Проведено сравнение структуры и взаимного расположения зерен породы до и после испытаний. Выполнена оценка локальных изменений пористости в объеме образцов, включая построение карт пористости для интегрального анализа порового пространства. Построены распределения пор по размерам, сделаны выводы о характере изменения порометрических характеристик пород. На базе цифрового подхода получены значения пористости пород, показано хорошее соответствие с данными лабораторных измерений. Описаны изменения распределения пористости по объему образца крупнозернистого песчаника. Обнаружена неравномерность распределения пористости в образце после испытаний. Предложены обоснования причин описываемого изменения пористости. Показано, что при наличии существенной неоднородности структуры и порового пространства пород, применение традиционных способов измерения фильтрационно-емкостных свойств может оказаться недостаточным для точного описания изменений в породах. Подтверждено, что применение методов неразрушающего анализа позволяет значительно уточнить полученные лабораторным способом результаты измерений емкостных свойств пород, а в отдельных случаях может стать незаменимым инструментом для их корректной оценки.

Ключевые слова: цифровой анализ керна, рентгеновская томография горных пород, пористость, емкостные свойства коллекторов, распределение пористости, структура порового пространства.

Цитирование: Химуля В. В. Цифровой анализ изменений характеристик порового пространства коллектора углеводородов после проведения фильтрационных испытаний // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1013. — DOI: 10.2205/2025es000988 — EDN: HLIWKC

Введение

Исследования порового пространства и структуры коллекторов углеводородов играют важную роль в разработке эффективных моделей месторождений, прогнозировании добычи и повышении продуктивности скважин. Глубокое понимание структуры пор и их распределения в породе позволяет точно оценивать коллекторские свойства пласта, такие как пористость и проницаемость [*Ganat, 2020*]. Эти параметры оказывают ключевое влияние на процессы фильтрации и накопления, понимание которых важно для создания и наполнения геологических и гидродинамических моделей пластов.

https://elibrary.ru/HLIWKC

Получено: 18 сентября 2024 г.
Принято: 14 января 2025 г.
Опубликовано: 18 марта 2025 г.

© 2025. Автор.

Традиционные методы оценки физико-механических и фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород, такие как лабораторные испытания керна и каротаж скважин, позволяют получить широкий спектр данных о коллекторе [*Иванов и др., 2008*]. Однако многие классические методы лабораторных исследований могут вызывать необратимые изменения в образцах пород, а следовательно, требуют изготовления из зачастую ограниченного количества кернового материала дополнительных образцов. Неразрушающие методы, в частности, рентгеновская компьютерная микротомография (КТ), позволяют получать детальную картину внутренней структуры пород, а также создавать точные трёхмерные модели порового пространства, что значительно расширяет возможности анализа [*Jia et al., 2013*]. Созданные по снимкам КТ трехмерные модели пород могут использоваться в качестве сетки для проведения компьютерного моделирования разного рода процессов [*Menke et al., 2022*], а также количественного и статистического исследования порового пространства и структуры коллектора. Применение цифровых методов позволяет оценивать фильтрационно-емкостные свойства пород, изучать их локальное распределение в пространстве образцов, а также отслеживать изменения ФЕС после механического или гидродинамического воздействий [*Mostaghimi et al., 2012*].

Многие современные исследования и многолетний опыт промышленной разработки месторождений неоднократно подчеркивали важность учета анизотропии или неравномерного распределения ФЕС при описании транспортных процессов в коллекторах. В частности, выраженная слоистость пласта или наличие в породе пространственно распределенных участков различной пористости могут существенно изменять характер переноса флюида в пласте [*Vajdova et al., 2004*], а также влиять на его путь к скважине [*Алиев и Котлярова, 2017*].

При этом процессы, протекающие при реализации механических и гидродинамических воздействий в ходе проведения лабораторных испытаний коллекторов, могут приводить к изменениям структуры и ФЕС пород, проявляющимся неравномерно в образцах. Характер изменений может зависеть как от свойств породы, так и от способа воздействия. Неравномерность распределения фильтрационных или емкостных свойств в объеме породы может приводить к некорректной оценке этих характеристик традиционными средствами измерений. В таких случаях применение неразрушающих цифровых методов может быть существенным и незаменимым дополнением к результатам традиционных лабораторных измерений характеристик коллекторов.

В работе представлены результаты цифрового анализа изменений структурных и емкостных свойств коллектора Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения после проведения испытаний по закачке жидкости гидроразрыва пласта в барических условиях с дальнейшей продувкой газом. Исследовано распределение пористости в породе, показана неравномерность изменений структуры и емкостных свойств породы после механического и гидродинамического воздействия. Показано, что применение методов неразрушающего анализа позволяет существенно уточнить полученные традиционным способом результаты оценки ФЕС пород.

1. Методика и объекты исследований

Объектами исследования являлись породы коллектора талахского горизонта Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения. Изготовленные из кернового материала образцы пород представляли собой цилиндры с размерами 30 мм и были представлены двумя литотипами: крупнозернистым рыхлым песчаником, а также крепкосцементированной мелкозернистой породой, содержащей вкрапления минеральных соединений и металлов. Результаты описаны на примере характерного для коллектора образца песчаника. После предварительного сканирования образцов проводились экспериментальные лабораторные исследования по определению остаточных ФЕС керна в результате закачки жидкости гидроразрыва пласта и последующей продувки газом в барических (пластовых) условиях. Испытания реализованы на установке УАУИК (фильтрационный блок ФЕС3А) ООО «Газпром ВНИИГАЗ». Через образец в бари-

ческих условиях осуществлялась прокачка флюида ГРП с дальнейшей длительной статической выдержкой, после чего в обратном направлении производилась продувка азотом. Параметры воздействия для образца крупнозернистого песчаника, представленного в тексте в качестве примера: закачка жидкости с установленным давлением репрессии 10 МПа проводилась в направлении скважина-пласт, время воздействия 1,5 ч, статическое время выдержки 12 ч; продувка азотом при депрессии 1 МПа проводилась в направлении пласт-скважина в течение 77 минут. До и после проведения испытаний выполнялись лабораторные измерения пористости образцов по газу.

Для исследования внутренней структуры и регистрации изменений порового пространства пород использовался неразрушающий подход компьютерной рентгеновской томографии с дальнейшим цифровым анализом снимков. Съемка и получение набора проекций проводились с использованием высокоразрешающего рентгеновского микротомографа ProCon X-Ray CT-MINI [*Khimulia et al., 2024*] Института проблем механики РАН. Микрофокусная рентгеновская трубка прибора имеет диапазон выходного напряжения 20–90 кВ, диапазон тока составляет 10–160 мкА. Рентгеновский детектор обладает разрешением 2940×2304 пикселей, а размер пикселя детектора составляет 49,5 мкм.

Методика проведения исследований с применением цифрового анализа состоит из трех этапов: образцы пород сканируются в камере прибора; производится компьютерная реконструкция набора проекций для создания трехмерного проекта из тысяч изображений; осуществляется работа по подготовке изображений к бинаризации (сегментации) и непосредственно превращение проекта в 3D модель с дальнейшим ее цифровым анализом на базе специализированного программного обеспечения.

Реконструкция проекций выполнена в полуручном режиме с помощью ПО VGSTUDIO. После создания 3D проекта из реконструированных изображений уже возможно проводить анализ крупных дефектов матрицы и неоднородностей структуры пород на качественном уровне. Далее проект подгружается в специализированное ПО Geodict Math2Market GmbH [*GeoDict, 2024*], позволяющее проводить детальную обработку 3D изображений, определение свойств материала, численное моделирование процессов и выполнять визуализацию данных цифрового анализа.

Обработка снимков заключается в выравнивании цветового распределения, корректировке яркости, снижения уровня шума, исправлении дефектов съемки (артефактов). После чего выбирается способ бинаризации (сегментации) изображения [*Blunt, 2016*]. Сегментация изображения заключается в присвоении ярлыков определенных веществ и материалов вокселям снимка по принципу цветовой дифференциации [*Ar Rushood et al., 2020*]. Результатом данного этапа является создание цифровых 3D моделей породы с выделением в них конкретных материалов, после чего становится возможным проведение цифрового анализа и численного моделирования. В рамках описанного исследования производились несколько видов сегментации для разделения плотных примесей внутри образцов, основного материала матрицы породы и пустотного пространства. Цифровой анализ и определение пористости породы выполнялись средствами модуля PoroDict пакета GeoDict [*Becker et al., 2022*].

2. Результаты

В рамках первого этапа исследований для образцов был проведен предварительный анализ внутренней структуры до испытаний, детально описанный в [*Химуля, 2023*]. Сканирования исходных состояний образцов показали, что в породах отсутствовали крупные каверны и макротрещины. Для образца песчаника в результате качественного анализа снимков были обнаружены выделяющиеся чередующиеся области с высокой пористостью, совпадающие с плоскостями залегания. Они могут выступать основными фильтрационными каналами породы, так как вдоль обнаруженных слоев были зарегистрированы упорядоченные минеральные вкрапления, представляющие собой направленные следы движения пластового флюида. Скелет породы песчаника неоднороден по минеральному составу и вмещает минимум 4 вещества с различной

поглощающей способностью, включая соединения металлов, минеральные примеси и глину. Они представлены яркими белыми участками на рис. 1а, г.

На рис. 1б, д представлены фото образца песчаника до и после испытаний. Рамками разного цвета показаны области, подлежащие сканированию в разных масштабах. Слева, на рис. 1а, г, демонстрируются соответственные проекции полномасштабных снимков образца с размером вокселя (объемного пикселя 3D изображения) более 11 мкм. Справа, на рис. 1в, е, показаны соответственные проекции снимков центральной части образца в максимальном разрешении 4,957 мкм. Черный цвет на проекциях соответствует пустотному пространству, серый – основному материалу породы, светлые и белые участки – минеральные примеси. На рис. 1б, д желтыми рамками обозначены идентичные участки до и после испытаний для отслеживания качественных изменений расположения зерен и пор. Можно заметить, что кардинальных изменений порового пространства после проведенных испытаний не наблюдается. Встречаются точечные изменения (рис. 1а, г), заключающиеся в: 1) незначительных изменениях формы крупных пор; 2) небольших смещении и деформации фильтрационного канала; 3) изменении/размытии границы крупного уплотнения; 4) появлении/исчезновении пор малого размера. Таким образом, подтверждается отсутствие значительных изменений структуры и порового пространства в масштабах всего образца, в связи с чем для более детального анализа интегральных изменений использовались количественные измерения пористости, а также анализ снимков высокого разрешения.

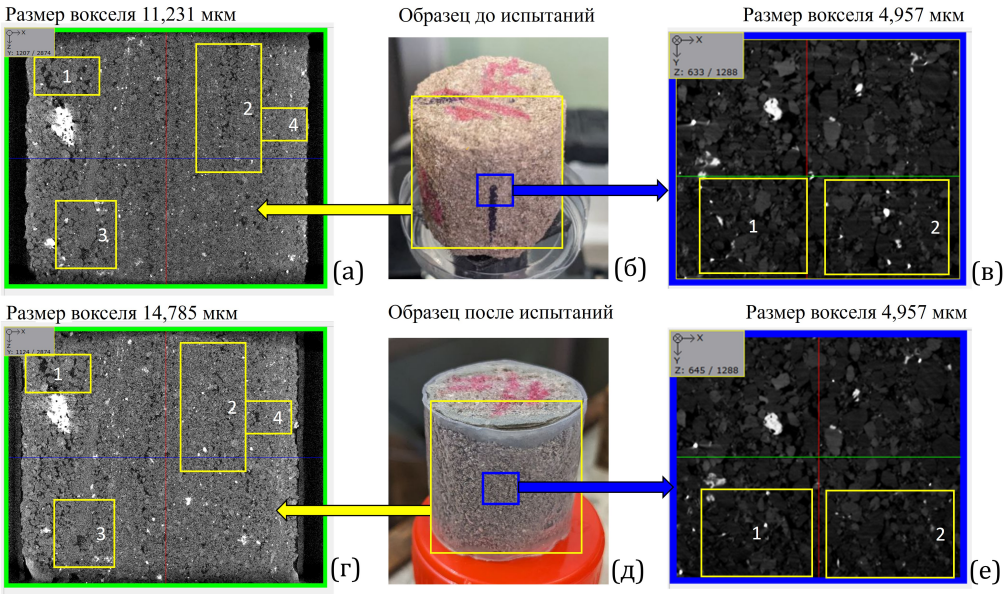


Рис. 1. а – проекция полномасштабного снимка до испытаний; б – фото образца песчаника до испытаний; в – проекция детального снимка центральной части образца до испытания; г – проекция полномасштабного снимка после испытаний; д – фото образца песчаника после испытаний; е – проекция детального снимка центральной части образца после испытания.

На рис. 1в, е показаны проекции снимков в высоком разрешении внутренней центральной части образца до и после испытаний. Качественно наблюдаются изменения положения зерен только в отдельных частях проекции: желтыми рамками выделены участки, на которых произошла смена положения зерен и примесей, уменьшение их размеров. Наиболее подвержены изменениям области с изначально более мелкими фракциями зерен, однако заметные изменения пористости визуально отсутствуют: произошло, преимущественно, перераспределение мелких фракций по объему порового пространства.

Для интегральной оценки пористости образцов была проведена процедура обработки и сегментации изображений, на основе чего созданы трехмерные модели породы,

подлежащие цифровому анализу. Были построены карты пористости вдоль конкретных направлений на основе полномасштабных снимков [*Romano et al., 2020*]. При этом по осям такой карты откладываются направления в образце (в см или мм), а цветом обозначается суммарная пористость вдоль третьего направления в образце [*Naresh et al., 2020*]. Таким образом можно проанализировать суммарную пористость вдоль каждого из направлений в 3D модели. Для создания такой карты суммируются все проекции модели вдоль выбранного направления и определяется средняя их пористость по каждому участку выбранного размера. Из созданных на основе сегментации цилиндрических 3D моделей образцов были вырезаны параллелепипеды для удаления всех участков наружного воздуха вдоль боковой поверхности цилиндра (рис. 2).

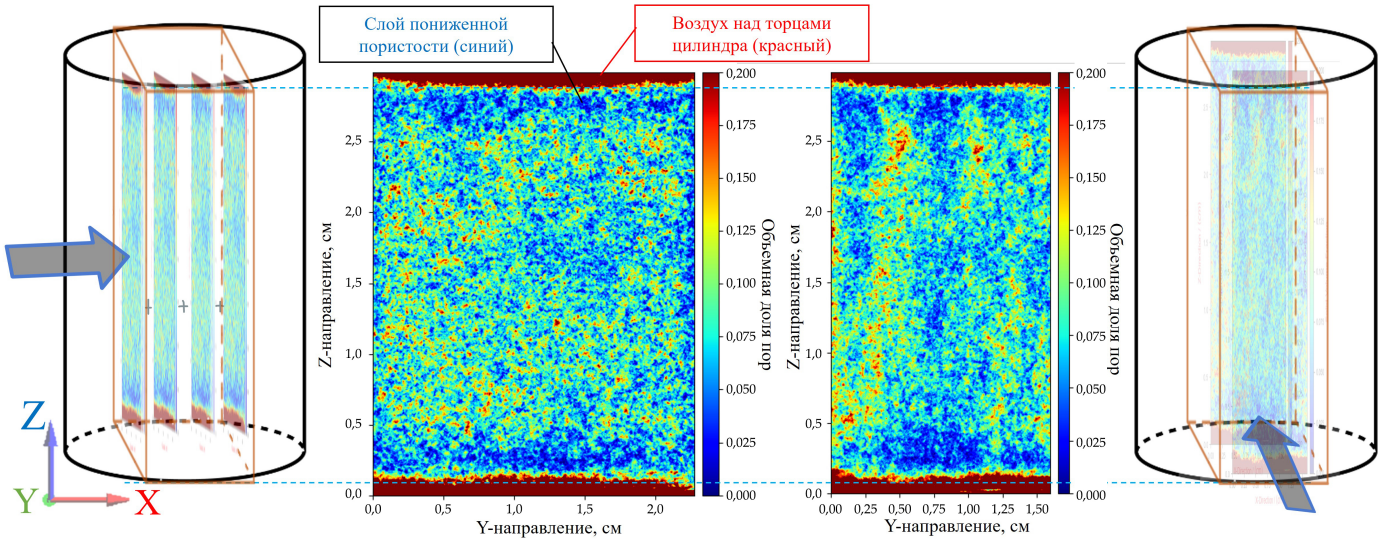


Рис. 2. Интегральные карты пористости образца песчаника после испытаний с пояснительными схемами их составления.

На рис. 2 показаны две карты пористости, построенные для двух боковых направлений полномасштабного снимка образца после испытаний: при прохождении проекций снимка в направлении слева направо (вдоль оси X, схема слева), и при прохождении в ортогональном горизонтальном направлении (вдоль оси Y, схема справа). В правой части карт изображена цветовая шкала пористости. Стоит отметить, что абсолютные значения пористости на картах, построенных при анализе полномасштабных снимков образцов, не отражают точной пористости образца, так как используется грубая модель породы [*Кривощёков и Кочнев, 2013*], позволяющая достаточно различить лишь самые крупные поры. Тем не менее, качественная картина отражает реальное распределение пористости в образце, что представляет отдельный интерес. Для точного измерения значений пористости пород будут использованы снимки высокого разрешения. Обнаруженные ранее высокопористые слои в породе проходят вертикально сверху вниз на рис. 2, но при текущем рассмотрении боковых направлений не регистрируются полноценно в силу угла поворота модели. Их анализ и обсуждение приведены детально в [*Химуля, 2023*].

Красными областями сверху и снизу на картах обозначен воздух снаружи торцов образца (его пористость равна 1 и выходит за пределы оси пористости). Цветом (от темно-синего до красного) отражены суммарные значения пористости в каждой точке: синим оттенкам соответствует меньшая пористость, красным – большая. Из левой карты видно, что среднее значение пористости в целом равномерно по образцу при суммировании в данном направлении. На правой карте пористость более локализована и увеличивается на отдельных участках, что является следствием наличия параллельных плоскостей напластования. При этом заметна тенденция падения пористости

сразу под поверхностями торцов цилиндра (темно-синие горизонтальные линии сверху и снизу на картах). Эти локальные уплотнения имеются по всей поверхности под торцами образца и пористость на этих участках оказывается ниже средней в 1,5–3 раза. Толщина этих участков составляет 1–2 мм, однако наличие данных уплотнений может сказываться на лабораторных измерениях пористости и проницаемости. При анализе одного из этих участков на снимке до испытаний также прослеживается наличие данной области, однако в меньшей степени: толщина слоя и величина падения пористости значительно ниже. Таким образом, можно утверждать, что расширение/появление данной прослойки связано с последствиями проведенных испытаний или процессом изготовления и подготовки образцов.

Детализированные снимки внутренних малых областей образцов проводились с размером вокселя 4,957 мкм для максимально возможного разрешения границ зерен и пор. Из полученных снимков были вырезаны одинаковые области для сравнения. Опорными точками для подбора идентичных областей являлись крупные включения в матрице породы. При этом сами области были выбраны так, чтобы охватывать области как с повышенной, так и пониженной пористостями для возможности интегральной оценки средней пористости по участку образца. На первом этапе для анализа изменений были взяты области из центра образцов. Их линейные размеры составили 5–9 мм. Сегментация, т.е. разделение снимка на поры и материал, проводилась для случаев до и после синхронно, сопоставляя идентичность границ крупных зерен. Таким образом соблюдалась одинаковая процедура, позволяющая зафиксировать только различия между снимками до и после испытаний.

С целью количественного анализа изменений порового пространства был проведен статистический анализ распределения пор по размерам [*Nimmo, 2013*] в центральной области образца. По результатам анализа построены гистограммы объемной доли пор в зависимости от их диаметра. На базе такого подхода возможно определить, поры каких размеров составляют основную часть пустотного пространства, а также их абсолютное и относительное количество, чтобы описать характер изменений после испытаний [*Njeru et al., 2024*].

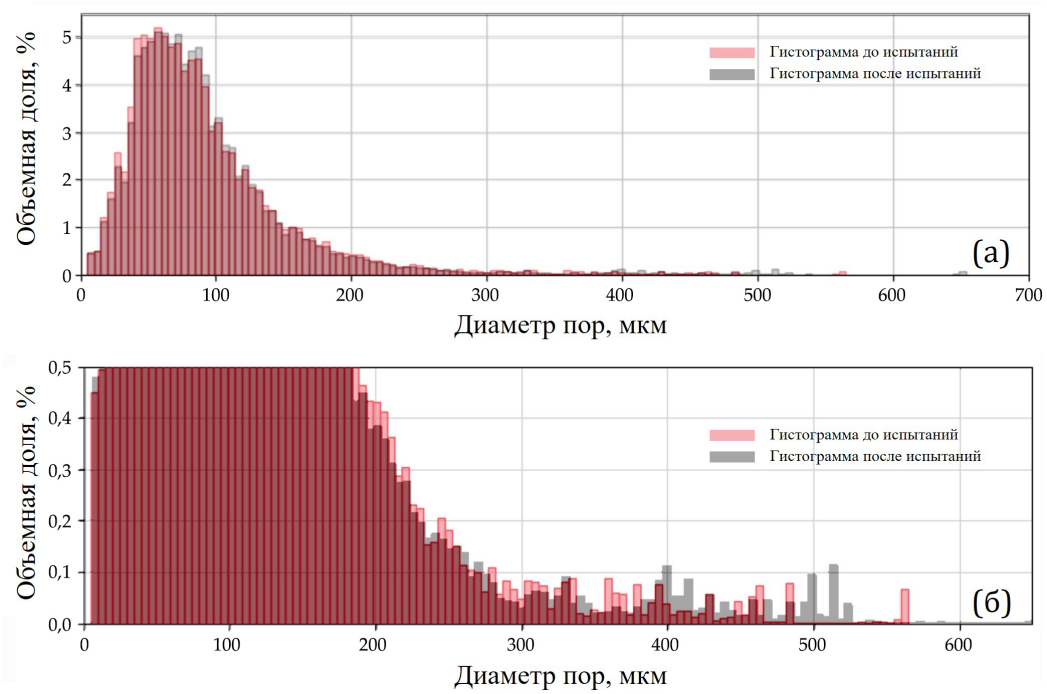


Рис. 3. а – гистограммы распределения пор по размерам в центральной части образцов песчаника до и после испытания; б – детализированная хвостовая часть гистограммы распределения пор по размерам до и после испытания.

На рис. 3 представлены наложенные друг на друга гистограммы объемной доли пор в зависимости от их характерного диаметра до и после испытаний. Красным цветом изображено распределение до испытаний, серым – после. Как видно из рис. 3а, форма гистограммы практически не изменилась, наибольшее количество пор имеют размеры 50–100 мкм. Гистограммы практически идентичны как по форме, так и по величинам столбцов. Разброс размеров пор очень большой, как видно из длины хвостовой части (значения более 200 мкм) гистограммы: данный участок характеризует наибольшие по размеру поры, присутствующие преимущественно в высокопористых слоях образца (вплоть до 700 мкм в диаметре). По значению объемной доли видно, что поры большого диаметра (более 200 мкм) составляют малую часть всего порового пространства, однако, очевидно, вносят решающий вклад в транспортные свойства породы. Для их визуализации на рис. 3б представлена отмасштабированная хвостовая часть наложения гистограмм. Видно, что до испытаний регистрировалось большее количество пор с размерами до 300–350 мкм, а после испытаний увеличилось количество больших пор с размерами более 400 мкм. Аналогичный тренд наблюдается и для диапазона 30–100 мкм на рис. 3а: в этом промежутке произошло уменьшение числа малых пор (30–60 мкм) в пользу пор с размерами 70–100 мкм.

Сравнительная интегральная статистика в процентилях [*Merkus, 2009*] порового пространства образца до испытаний выглядит следующим образом: 10% пор с характерным диаметром до 36,6 мкм; 50% пор с характерным диаметром до 77,867 мкм; 90% пор с характерным диаметром до 162,149 мкм [*Химуля, 2023*]. После испытаний 10% пор имеют диаметр менее 37,848 мкм; 50% пор имеют характерный диаметр менее 79,043 мкм; 90% пор имеют характерный диаметр 160,583 мкм. Таким образом, переустройство порового пространства коснулось в основном пор большого размера и имеет тенденцию к слиянию границ исходных пор.

Созданные модели также использовались для оценки абсолютной величины пористости пород. При этом цифровой анализ данных томографии позволяет оценивать не только открытую пористость, но и полную, закрытую, тупиковую, позволяя получить больший спектр информации о породе [*Ren et al., 2023*]. Полученные цифровым способом значения открытой пористости центральных частей образцов сравниваются с лабораторными измерениями. Данные пористости по описанному в примере образцу представлены в табл. 1.

Таблица 1. Результаты оценки пористости образца песчаника

Образец	Общая пористость, %	Открытая пористость, %	Закрытая пористость, %	Лабораторно измеренная пористость, %
До испытаний	22,4417	22,2287	0,2129	23,3
После испытаний	27,6784	27,5204	0,1580	18,5

3. Обсуждение результатов

Проведенный на основе снимков компьютерной томографии анализ изменений структуры породы подтвердил обнаруженное ранее наличие в образцах явно выраженных слоев с различной пористостью [*Химуля, 2023*], расположенных вдоль напластования и направления фильтрации. Данные прослойки высокой пористости вносят решающий вклад в фильтрационную способность породы. Первичный качественный анализ до и после испытаний показал отсутствие регулярных изменений порового пространства и смещения или деформации зерен.

Как видно из табл. 1, имеется очень хорошее соответствие величин пористости до испытаний, полученных лабораторным (23,3%) и цифровым методами (22,4%) для центральной части образца. Это также свидетельствует о равномерности исходного распределения пористости в образце и отсутствии низкопористых областей, препятствующих корректному лабораторному измерению пористости. При этом цифровой подход позволяет получить более широкий спектр характеристик, позволяя проводить оценку

закрытой пористости или измерения свойств выборочных областей в образце. Значение закрытой пористости менее 0,25% говорит о высокой связности порового пространства породы [*Абросимов и др., 2021*]. При этом заметно расхождение значений открытой пористости, полученных двумя способами, после проведения испытаний, что может подтверждает предположение о неравномерности изменения пористости по образцу после механико-гидродинамического воздействия. Лабораторные измерения позволяют оценить пористость или проницаемость интегрально по всему образцу, и наличие даже малых участков пониженной пористости может занизить реальные значения ФЕС породы.

Построенные на базе полномасштабных снимков карты пористости образца песчаника после испытаний демонстрируют в целом равномерное распределение пористости в основной части образца. При этом были обнаружены слои пониженной пористости, расположенные под поверхностями торцов цилиндрического образца. Расположение и геометрия данных прослоек указывает на то, что их появление является следствием воздействий на образец. Так как по снимкам с охватом целого образца нельзя провести точное измерение пористости в силу недостаточного разрешения снимка, были проведены дополнительные сканирования областей под торцами цилиндра. Были сделаны детальные снимки торцов образца после испытаний, размер вокселя также составил 4,957 мкм. Измеренная пористость приграничной к торцу образца области с линейными размерами около 7 мм составила 18,4%. Была также измерена пористость конкретных прослоек обнаруженных локальных уплотнений. Пористость данных участков изменялась в диапазоне от 5 до 13%, однако их толщина мала и составляет до 2 мм. На рис. 4 представлены фото образца до и после испытаний с итоговыми значениями измеренной пористости в разных частях образца.

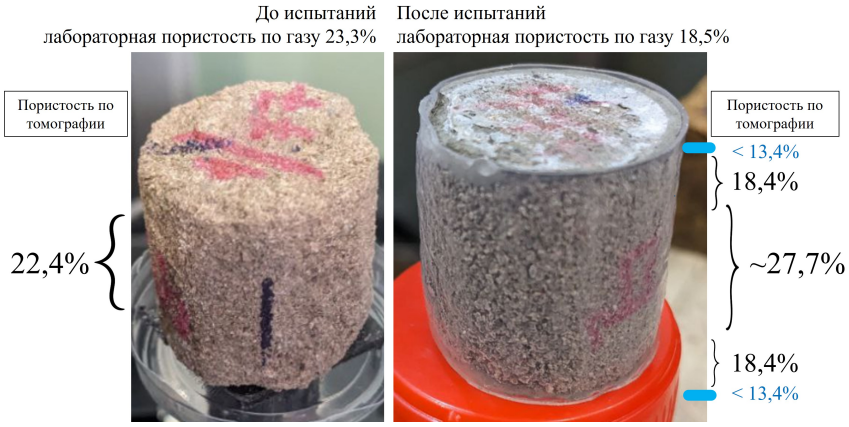


Рис. 4. Сводные результаты оценки пористости образцов.

Как видно из рис. 4, изменение пористости после проведенных испытаний произошло неравномерно по объему образца. Наблюдается ожидаемое увеличение пористости в основной части образца, при этом произошло снижение пористости у торцов. Лабораторно измеренная пористость после испытаний составила 18,5% и имеет хорошее соответствие со значениями пористости вблизи торцов цилиндра (18,4%). Как следует из полученных результатов, появление в образцах после испытаний областей пониженной пористости и наличие в исходной структуре породы вертикальных частично изолированных высокопористых участков [*Химуля, 2023*] не позволяют достоверно измерить интегральную пористость образца по газу, что может приводить к некорректным выводам при анализе результатов лабораторных измерений. Неравномерность изменений может быть следствием совместного влияния процессов изготовления и подготовки образца, проведения предварительных измерений ФЕС или последствиями испытаний как с гидродинамической стороны (влияние флюида), так и с чисто механической. На характер проявления данного эффекта может влиять состав и тип породы, особенно при наличии в составе цементирующих глинистых веществ. Как было

отмечено ранее, основной поток фильтрации в представленном для примера образце идет по вертикальным высокопроницаемым прослойкам, частично изолированным друг от друга напластованием породы [*Химуля, 2023*]. Вследствие этого, если с торца образца имеется уплотнение, даже небольшое, оно может ограничивать или закрывать доступ к конкретному каналу фильтрации, исключая его вклад в измеряемое значение интегральной пористости при лабораторной оценке по стандартной методике. Кроме того, вынужденная цементация образца перед испытаниями также может вносить вклад в измерение лабораторно измеряемой пористости для пород с аналогичными выраженными структурными особенностями в силу частичного закупоривания при размывании цемента входной поверхности торцов до или во время проведения опытов. В таком случае вклад в общие проницаемость и пористость конкретного фильтрационного канала будет либо отсутствовать при физических измерениях, либо существенно уменьшен в силу отсутствия прямого доступа к нему. Для конкретизации описанных предположений необходимо проведение дополнительных исследований на большей выборке аналогичного по составу и свойствам кернового материала.

Результаты проведенного сравнения изменений распределения пор по размерам в образце (рис. 3) указывают на присутствие незначительных изменений порового пространства в основной части образца. Исходное распределение пор в породе неравномерно: преобладают поры малого и средних размеров (50–100 мкм), однако присутствуют и крупные поры (более 200 мкм), упорядоченные в высокопористых прослойках и вносящие решающий вклад в ФЕС породы. После испытаний наблюдается незначительное увеличение объемной доли крупных (более 400 мкм) пор с одновременным уменьшение доли пор среднего размера (150–300 мкм), что сказывается на незначительном увеличении емкостных характеристик основной части образца.

Как видно из табл. 1, по данным цифрового анализа после испытаний закрытая пористость основной части образца уменьшилась на 30% относительно исходного значения, в то время как открытая пористость увеличилась на 20%. Стоит отметить, что участки с наименьшей пористостью (до 13%), регистрируемые у самых торцов образца, были обнаружены и в образце до испытаний, однако их проявление было существенно менее заметно. Сопоставляя данные измерений до и после испытаний, можно заключить, что влияние данных малых прослоек на лабораторные измерения мало в силу их малой толщины. Полученные в работе результаты могут быть дополнены данными расчета путей перколяции в породе, точечного анализа пор, гранулометрии, включая анализ изменения характеристик и формы зерен скелета породы. Таким образом подтверждено, что полученные при помощи технологий неразрушающего анализа данные могут существенно дополнить и уточнить результаты традиционных лабораторных измерений, а в некоторых случаях могут являться незаменимым инструментом для корректной оценки характеристик пород.

4. Заключение и выводы

В статье представлены результаты томографических исследований остаточных изменений коллектора Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения после механического и гидродинамического воздействий. Компьютерная томография пород проводилась с использованием рентгеновского микротомографа ProCon X-Ray CT-MINI Института проблем механики РАН. Проведена регистрация качественных изменений структуры и взаимного расположения зерен породы после испытаний. На базе созданных 3D моделей породы выполнена оценка локальных изменений пористости в объеме образцов, построены карты пористости для интегрального анализа порового пространства. Проведен статистический анализ распределения пор по размерам, сделаны выводы о тенденции изменения пустотного пространства пород. Измерена пористость пород на базе цифрового подхода, показано хорошее соответствие с данными лабораторных измерений. Описано распределение пористости по объему образца на примере крупнозернистого песчаника, показана неравномерность распределения пористости после испытаний.

Появление слоев пониженной пористости в совокупности с наличием в исходной структуре породы частично изолированных высокопроницаемых участков может приводить к некорректным выводам при анализе результатов лабораторных измерений интегральной пористости образцов по газу. Это связано с возможным ограничением или закрытием прямого доступа к части пористых участков породы. Предложены обоснования причин описываемого изменения пористости.

При наличии существенной неоднородности структуры и порового пространства пород, применение традиционных способов измерения ФЕС может оказаться недостаточным для точного описания изменений в породе. Использование методов неразрушающего анализа позволяет значительно уточнить полученные лабораторным способом результаты измерений емкостных свойств пород, а в отдельных случаях может стать незаменимым инструментом для их корректной оценки. Применение полученных результатов в сочетании с традиционным методами оценки свойств горных пород призвано расширить существующие подходы к комплексному анализу кернового материала коллекторов, а также дополнить и уточнить математические и операционные модели изучаемых объектов.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания, номер госрегистрации 124012500441-6. Автор выражает благодарность начальнику лаборатории комплексных исследований кернового материала Московского центра исследования пластовых систем (керн и флюиды) ООО «Газпром ВНИИГАЗ» Семенову Евгению Олеговичу, а также заместителю начальника лаборатории физического моделирования многофазных процессов Московского центра исследования пластовых систем (керн и флюиды) ООО «Газпром ВНИИГАЗ» Мизину Андрею Витальевичу за предоставление материала для исследования и проведение цикла лабораторных испытаний образцов.

Список литературы

Абросимов К. Н., Фомин Д. С., Романенко К. А. и др. Связность порового пространства почв. Показатели связности на примере различных типов порового пространства // Почва как связующее звено функционирования природных и антропогенно-преобразованных экосистем. — Иркутск : Иркутский государственный университет, 2021. — С. 206—210. — EDN: IGOWHR.

Алиев З. С., Котлярова Е. М. Приближенный метод создания и эксплуатации ПХГ в неоднородных по толщине пластах с использованием горизонтальных скважин // Труды РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Оренбургский филиал. Экологическая ответственность нефтегазовых предприятий: Материалы научно-практической конференции. — Саратов : ООО «Амирит», 2017. — С. 46—55. — EDN: ZBVNGD.

Иванов М. К., Бурлин Ю. К., Калмыков Г. А. и др. Петрофизические методы исследования кернового материала (Терригенные отложения). Учебное пособие. Книга 1. — Москва : Издательство Московского университета, 2008. — 112 с.

Кривощёков С. Н., Кочнев А. А. Опыт применения рентгеновской компьютерной томографии для изучения свойств горных пород // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело. — 2013. — Т. 12, № 6. — С. 32—42. — EDN: SGLWLL.

Химуля В. В. Исследование структурных особенностей порового пространства коллектора углеводородов на основе снимков рентгеновской компьютерной томографии // Актуальные проблемы нефти и газа. — 2023. — № 43. — С. 44—57. — DOI: 10.29222/ipng.2078-5712.2023-43.art4.

Ar Rushood I., Alqahtani N., Wang Y. D., et al. Segmentation of X-Ray Images of Rocks Using Deep Learning // SPE Annual Technical Conference and Exhibition. — SPE, 2020. — DOI: 10.2118/201282-ms.

Becker J., Hilden J., Planas B. GeoDict User Guide – PoroDict 2022. — Math2Market GmbH, 2022. — DOI: 10.30423/userguide.geodict2022-porodict.

Blunt M. J. Multiphase Flow in Permeable Media: A Pore-Scale Perspective. — Cambridge University Press, 2016. — DOI: 10.1017/9781316145098.

Ganat T. A.-A. O. Fundamentals of Reservoir Rock Properties. — Springer International Publishing, 2020. — DOI: 10.1007/978-3-030-28140-3.

GeoDict. The Digital Material Laboratory. — 2024. — URL: https://www.math2market.de/ (visited on 09/23/2024).

Jia L., Chen M., Jin Y. 3D imaging of fractures in carbonate rocks using X-ray computed tomography technology // Carbonates and Evaporites. — 2013. — Vol. 29, no. 2. — P. 147–153. — DOI: 10.1007/s13146-013-0179-9.

Khimulia V., Karev V., Kovalenko Yu., et al. Changes in filtration and capacitance properties of highly porous reservoir in underground gas storage: CT-based and geomechanical modeling // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. — 2024. — Vol. 16, no. 8. — P. 2982–2995. — DOI: 10.1016/j.jrmge.2023.12.015.

Menke H. P., Gao Y., Linden S., et al. Using Nano-XRM and High-Contrast Imaging to Inform Micro-Porosity Permeability During Stokes-Brinkman Single and Two-Phase Flow Simulations on Micro-CT Images // Frontiers in Water. — 2022. — Vol. 4. — DOI: 10.3389/frwa.2022.935035.

Merkus H. G. Particle Size, Size Distributions and Shape // Particle Size Measurements. — Springer Netherlands, 2009. — P. 13–42. — DOI: 10.1007/978-1-4020-9016-5_2.

Mostaghimi P., Blunt M. J., Bijeljic B. Computations of Absolute Permeability on Micro-CT Images // Mathematical Geosciences. — 2012. — Vol. 45, no. 1. — P. 103–125. — DOI: 10.1007/s11004-012-9431-4.

Naresh K., Khan K. A., Umer R., et al. The use of X-ray computed tomography for design and process modeling of aerospace composites: A review // Materials & Design. — 2020. — Vol. 190. — P. 108553. — DOI: 10.1016/j.matdes.2020.108553.

Nimmo J. R. Porosity and Pore Size Distribution // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. — Elsevier, 2013. — DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.05265-9.

Njeru R. M., Halisch M., Szanyi J. Micro-scale investigation of the pore network of sandstone in the Pannonian Basin to improve geothermal energy development // Geothermics. — 2024. — Vol. 122. — P. 103071. — DOI: 10.1016/j.geothermics.2024.103071.

Ren D., Xu J., Su Sh., et al. Characterization of internal pore size distribution and interconnectivity for asphalt concrete with various porosity using 3D CT scanning images // Construction and Building Materials. — 2023. — Vol. 400. — P. 132751. — DOI: 10.1016/j.conbuildmat.2023.132751.

Romano C. R., Zahasky Ch., Garing Ch., et al. Subcore Scale Fluid Flow Behavior in a Sandstone With Cataclastic Deformation Bands // Water Resources Research. — 2020. — Vol. 56, no. 4. — DOI: 10.1029/2019wr026715.

Vajdova V., Baud P., Wong T.-F. Permeability evolution during localized deformation in Bentheim sandstone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2004. — Vol. 109, B10. — DOI: 10.1029/2003jb002942.

Russian Journal of Earth Sciences

Digital Analysis of Changes in Hydrocarbon Reservoir Pore Space Characteristics After Filtration Tests

V. V. Khimulia**

Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
****Correspondence to:** Valerii Khimulia, valery.khim@gmail.com.

The paper presents the results of non-destructive digital studies of remaining changes in the structural and reservoir volumetric properties of the rocks of the Chayanda oil and gas condensate field as a result of hydraulic fracturing fluid injection. Computed X-ray tomography images were obtained using a high-resolution ProCon X-Ray CT-MINI scanner of the Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences. 3D models of the reservoir were created on the basis of the images for digital analysis of the change in reservoir properties after the tests. The structure and relative disposition of rock grains before and after the tests were compared. Local porosity changes in the specimen volume were assessed, including plotting of porosity maps for integral pore space analysis. Pore size distributions were drawn, and conclusions were made about the nature of changes in porometric characteristics of rocks. On the basis of the digital approach the porosity values of rocks were calculated, good agreement with the laboratory measurement data was shown. Changes in porosity distribution over the volume of a specimen of coarse-grained sandstone are described. Uneven distribution of porosity in the specimen after tests is found. Reasons for the described changes in porosity are proposed. It is shown that in the presence of significant heterogeneity of structure and pore space of rocks, the application of traditional methods of reservoir flow properties measurement may be insufficient for accurate characterization of changes in rocks. It is confirmed that the application of nondestructive analysis methods allows to significantly clarify the results of measurements of rock reservoir properties obtained by laboratory method, and in some cases can become an indispensable tool for their correct assessment.

Keywords: X-ray computed tomography of rocks (CT), porosity, pore space structure, digital core analysis, reservoir capacity properties, porosity distribution.

Recieved: 18 September 2024
Accepted: 14 January 2025
Published: 18 March 2025

© 2025. The Authors.

Citation: Khimulia, V. V. (2025), Digital Analysis of Changes in Hydrocarbon Reservoir Pore Space Characteristics After Filtration Tests, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1013, https://doi.org/10.2205/2025ES000988, EDN: HLIWKC

References

Abrosimov K. N., Fomin D. S., Romanenko K. A., et al. Connectivity of Soil Pore Space. Connectivity Indicators on the Example of Different // Soil as a link in the functioning of natural and anthropogenically transformed ecosystems. — Irkutsk : Irkutsk State University, 2021. — P. 206–210. — EDN: IGOWHR ; (in Russian).

Aliyev Z. S., Kotlyarova E. M. Approximate method for creating and operating UGS in formations of heterogeneous thickness using horizontal wells // Proceedings of the Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University). Orenburg branch. Environmental responsibility of oil and gas enterprises: Proceedings of the scientific and practical conference. — Saratov : «Amirit» LLC, 2017. — P. 46–55. — EDN: ZBVNGD ; (in Russian).

Ar Rushood I., Alqahtani N., Wang Y. D., et al. Segmentation of X-Ray Images of Rocks Using Deep Learning // SPE Annual Technical Conference and Exhibition. — SPE, 2020. — DOI: 10.2118/201282-ms.

Blunt M. J. Multiphase Flow in Permeable Media: A Pore-Scale Perspective. — Cambridge University Press, 2016. — DOI: 10.1017/9781316145098.

Ganat T. A.-A. O. Fundamentals of Reservoir Rock Properties. — Springer International Publishing, 2020. — DOI: 10.1007/978-3-030-28140-3.

GeoDict. The Digital Material Laboratory. — 2024. — URL: https://www.math2market.de/ (visited on 09/23/2024). https://www.math2market.de/.

Ivanov M. K., Burlin Yu. K., Kalmykov G. A., et al. Petrophysical methods of studying core material (Terrigenous deposits). Study guide. Book 1. — Moscow : Publishing House of Moscow University, 2008. — P. 112. — (In Russian).

Jia L., Chen M., Jin Y. 3D imaging of fractures in carbonate rocks using X-ray computed tomography technology // Carbonates and Evaporites. — 2013. — Vol. 29, no. 2. — P. 147–153. — DOI: 10.1007/s13146-013-0179-9.

Khimulia V. Study of Structural Characteristics of Hydrocarbon Reservoir Pore Space Based on X-Ray Computed Tomography Images // Actual problems of oil and gas. — 2023. — No. 43. — P. 44–57. — DOI: 10.29222/ipng.2078-5712.2023-43.art4. — (In Russian).

Khimulia V., Karev V., Kovalenko Yu., et al. Changes in filtration and capacitance properties of highly porous reservoir in underground gas storage: CT-based and geomechanical modeling // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. — 2024. — Vol. 16, no. 8. — P. 2982–2995. — DOI: 10.1016/j.jrmge.2023.12.015.

Krivoshchekov S. N., Kochnev A. A. Experience of using X-ray computed tomography to study the properties of rocks // Bulletin of the Perm National Research Polytechnic University. Geology. Oil and Gas and Mining. — 2013. — Vol. 12, no. 6. — P. 32–42. — EDN: SGLWLL ; (in Russian).

Math2Market GmbH, Becker J., Hilden J., et al. GeoDict User Guide - PoroDict 2022. — 2022. — DOI: 10.30423/userguide.geodict2022-porodict.

Menke H. P., Gao Y., Linden S., et al. Using Nano-XRM and High-Contrast Imaging to Inform Micro-Porosity Permeability During Stokes-Brinkman Single and Two-Phase Flow Simulations on Micro-CT Images // Frontiers in Water. — 2022. — Vol. 4. — DOI: 10.3389/frwa.2022.935035.

Merkus H. G. Particle Size, Size Distributions and Shape // Particle Size Measurements. — Springer Netherlands, 2009. — P. 13–42. — DOI: 10.1007/978-1-4020-9016-5_2.

Mostaghimi P., Blunt M. J., Bijeljic B. Computations of Absolute Permeability on Micro-CT Images // Mathematical Geosciences. — 2012. — Vol. 45, no. 1. — P. 103–125. — DOI: 10.1007/s11004-012-9431-4.

Naresh K., Khan K. A., Umer R., et al. The use of X-ray computed tomography for design and process modeling of aerospace composites: A review // Materials & Design. — 2020. — Vol. 190. — P. 108553. — DOI: 10.1016/j.matdes.2020.108553.

Nimmo J. R. Porosity and Pore Size Distribution // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. — Elsevier, 2013. — DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.05265-9.

Njeru R. M., Halisch M., Szanyi J. Micro-scale investigation of the pore network of sandstone in the Pannonian Basin to improve geothermal energy development // Geothermics. — 2024. — Vol. 122. — P. 103071. — DOI: 10.1016/j.geothermics.2024.103071.

Ren D., Xu J., Su Sh., et al. Characterization of internal pore size distribution and interconnectivity for asphalt concrete with various porosity using 3D CT scanning images // Construction and Building Materials. — 2023. — Vol. 400. — P. 132751. — DOI: 10.1016/j.conbuildmat.2023.132751.

Romano C. R., Zahasky Ch., Garing Ch., et al. Subcore Scale Fluid Flow Behavior in a Sandstone With Cataclastic Deformation Bands // Water Resources Research. — 2020. — Vol. 56, no. 4. — DOI: 10.1029/2019wr026715.

Vajdova V., Baud P., Wong T.-F. Permeability evolution during localized deformation in Bentheim sandstone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2004. — Vol. 109, B10. — DOI: 10.1029/2003jb002942.

Russian Journal of Earth Sciences

Gold in Ores of the Natalka Giant Deposit (North East Russia): Content, Distribution and Speciation

R. G. Kravtsova[1], A. S. Makshakov[*,1], V. L. Tauson[1], S. V. Lipko[1], and O. Yu. Belozerova[1]

[1] Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
* **Correspondence to:** Artem Makshakov, artem_m@mail.ru.

Abstract: The content, distribution and speciation of gold in ores of the Natalka deposit (North East Russia) were studied. According to atomic absorption spectrometry (AAS), the vein and veinlet-vein ores are highest grade in gold, whereas veinlet-disseminated ores are lower grade and disseminated ores are poor in gold. According to light microscopy and electron probe microanalysis, up to 85% of gold in the Natalka ores is represented by large and small grains of free native gold associated with gangue and sulfide minerals. The gold grains of 0.01 to 2 mm in size are dominated and their fineness vary from 720 to 860 ‰. Up to 20% of native gold is represented by finely dispersed particles < 0.01 mm in size and a fineness of 750–990‰. Most of this gold is fixed and bounded mainly to with sulfides. According to "phase" chemical analysis with AAS, arsenopyrite is richest in gold whereas pyrite is poorer in gold. Using AAS with analytical data selections for single crystals, two non-mineral forms of "invisible" gold were found in these sulfides, namely the structurally bound (structural) and surficially bound (surficial) forms. The structural gold is incorporated into the mineral structure. The surficial form is confined to nano-sized non-autonomous phases on the sulfide mineral surfaces and often dominates over the structural form. The maximum gold concentrations on the surface of arsenopyrite and pyrite were confirmed by LA-ICP-MS data. It is expected that not all "invisible" gold is a refractory gold. The major part of gold contained in arsenopyrite and pyrite as finely dispersed, micron- and submicron-sized particles, as well as the surficially bound gold, can be extracted with modification of current flowsheet, which enhances the value of the gold ores at the Natalka deposit.

Keywords: Natalka deposit, gold, ores, content, distribution, gangue minerals, sulfide minerals, arsenopyrite, pyrite, speciation.

Citation: Kravtsova, R. G., A. S. Makshakov, V. L. Tauson, S. V. Lipko, and O. Yu. Belozerova (2025), Gold in Ores of the Natalka Giant Deposit (North East Russia): Content, Distribution and Speciation, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1014, EDN: KAOXTP, https://doi.org/10.2205/2025es000990

Research Article

Received: 12 February 2024
Accepted: 22 January 2025
Published: 18 March 2025

Copyright: © 2025. The Author. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

The territory of North East Russia is known to be the largest auriferous province that is unique in terms of the count of gold deposits, many of which have no analogies either in Russia or abroad. The Natalka giant gold deposit is one of the most striking examples. Previous studies of the ore material composition of this deposit typically focused on the native gold, most of which, is known to be in "free" form as the intergrowths and inclusions (0.01 to 2.0 mm in size) in gangue (mainly quartz) and sulfide minerals [*Goncharov et al.*, 2002; *Goryachev et al.*, 2000; *Savva et al.*, 2022].

The study of ores and genesis of such deposits and, as a result, the assessment of their commercial significance usually begins with the characterization of typical features of large- and small-size gold. Less attention is paid to the problem of studying finely dispersed (<10 μm) native gold and, so-called, "invisible" gold. Most of this gold is fixed. Numerous papers have shown that the study of such gold is extremely in demand when identifying the composition of ores, mineralization stages, conditions of mineral formation

and, in general, the genesis of gold deposits [e.g., *Barker et al.*, 2009; *Cabri et al.*, 1989; *Cambel et al.*, 1980; *Cook and Chryssoulis*, 1990; *Ehrig et al.*, 2023; *Fleet and Mumin*, 1997; *Gao et al.*, 2019; *Genkin et al.*, 1998; *Koneev et al.*, 2020; *Kravtsova*, 2010; *Kravtsova and Solomonova*, 1985; *Kravtsova et al.*, 2022; *Large and Maslennikov*, 2020; *Large et al.*, 2009; *Liu et al.*, 2019; *Moiseenko and Kuznetsova*, 2010; *Morishita et al.*, 2018; *Moskvitin et al.*, 2023; *Palenik et al.*, 2004; *Shao et al.*, 2018; *Sidorova et al.*, 2020, 2022; *Simon et al.*, 1999; *Tan et al.*, 2022; *Tauson et al.*, 2013; *Wells and Mullens*, 1973; *Zhang et al.*, 2014; *Zhao et al.*, 2011].

Only some papers contain information on the distribution of finely dispersed and "invisible" gold in ores and minerals of the Natalka deposit [*Goncharov et al.*, 2002; *Kravtsova et al.*, 2015, 2022; *Plyusnina et al.*, 2003; *Volkov et al.*, 2006]. According to the rational analysis of ores given in [*Goncharov et al.*, 2002], the amount of such gold usually does not exceed 14.2% and is mostly associated with sulfides, mainly with arsenopyrite and pyrite. Its losses during extraction from sulfide concentrates are unavoidable and often significant. According to [*Goryachkin et al.*, 1999], during the auriferous raw material beneficiation, under the current flowsheet at the Natalka deposit, the losses of this metal in the sorption tailings of sulfide concentrates reach 3.8 g/t, which is commensurable with the contents in ordinary ores (2.5 to 5.0 g/t) and amount up to 30% of the total gold (8.03 g/t) in these concentrates. For the Natalka deposit, which is relatively simple in terms of beneficiation technology, such losses are very appreciable.

The gold lost during raw material processing together with the sulfide component is mainly micron, submicron and "invisible". Ores containing such gold are considered to be "refractory", requiring the use of special flowsheets. The study of its speciation is directly related to such flowsheets, since it significantly affects the technological features of ores and, as a result, the methods of their beneficiation. These features can already be established at the early stages of the deposit research when studying both the native gold (from its large particles to micron and submicron 1 μm and less in size), and its "invisible" forms, which are difficult for recovering.

Our comprehensive approach to carry out such investigations has yielded good results. In addition to the gold content and distribution, coarseness and fineness, impurities, mineral associations, etc., special attention was paid to the detailed study of the composition of finely dispersed gold inclusions (primarily micron and submicron-sized) and the species of so-called "invisible" gold. In ores of the Natalka deposit, the concentrators of such gold are arsenopyrite and pyrite. The need for such research is important, not only for studying the genesis of gold deposits. Finding out the reason for the loss of refractory gold contained in sulfide concentrates during ore processing and the use of the results obtained in practice are also much-in-demand.

2. Research objects

The Natalka deposit, the ores of which are the object of our research, is one of the largest gold deposits in Russia. It is located in the Tenka district of the Magadan region in North East Russia (Figure 1, inset). The deposit belongs to the orogenic sulfide-poor type. It has a complicated and long-term development history and a metamorphogenic-hydrothermal genesis. According to most researchers, magmatic fluids took an active part in the ore formation [*Goncharov et al.*, 2002; *Goryachev et al.*, 2008; *Mikhalitsyna and Sotskaya*, 2020; *Savva et al.*, 2022; *Volkov et al.*, 2016].

Late Permian carbonaceous terrigenous rocks host ores. They include siltstone shale, argillaceous siltstone and sandstone of the Omchak Formation, diamictite (argillaceous and siltstone shale with an admixture of volcanic clastic material of various sizes) of the Atka Formation, carbonaceous-argillaceous and siltstone shale, argillaceous siltstone, sandstone and gravelstone of the Pioneer Formation (Figure 1). The ore lode in the silicified sedimentary strata (mainly diamictite, siltstone and siltstone shale), traced along the strike for a distance of about 4–5 km and with a width of 100–600 m, represents only a smaller part of the mineralized zone (Figure 1). The lode consists mainly of quartz veins, a net of branching or parallel veins and veinlets and areas of disseminated sulfide mineralization

in the host rocks [*Grigorov et al.*, 2007]. The highest grade gold ores include vein and veinlet-vein ores, the lower grade are veinlet-disseminated ores and the poor ones are disseminated ores (Figure 2).

In vein and veinlet-vein ores (Figure 2a, b) of the late hydrothermal stages of ore formation, gangue minerals are quartz, carbonate, sericite, albite and K-feldspar. The proportion of ore minerals, mainly sulfides, does not exceed 3%. The most common are arsenopyrite and pyrite. Galena, chalcopyrite and sphalerite are less common and pyrrhotite, ilmenite, rutile, scheelite, fahlores and native gold are even rarer. According to [*Goncharov et al.*, 2002], rare occurrences of boulangerite, bournonite, acanthite and stibnite are also found. Fragments of host rock from breccia-like quartz veins contain carbonaceous matter and graphite microflakes, which impart to the fragments color ranging from dark gray to black (Figure 2b). Visible gold is often met (Figure 2a, b).

Veinlet-disseminated ores (Figure 2c) of the early hydrothermal stage are represented by quartz and carbonate-quartz veinlets in carbonaceous diamictite, less often in siltstone and siltstone shale. The proportion of sulfide minerals is higher here, up to 5%. As for the ore minerals, arsenopyrite and pyrite are relatively common; less common are chalcopyrite, pyrrhotite, ilmenite, rutile and scheelite. Single graphite microflakes and small aggregates of weakly metamorphosed carbonaceous matter are found in the rocks hosting the veinlets. Visible gold is rare.

Disseminated ores (Figure 2d) of the initial metamorphogenic stage are the part of the ore lode and the entire mineralized zone. The latter are represented by zones of disseminated sulfide mineralization (ZDSM) in carbonaceous diamictite, siltstone and siltstone shale. Sulfides amount less than 3% and represented mainly by pyrite and rarely arsenopyrite. No visible gold was found. Most rocks are impregnated with rare, finely dispersed inclusions of graphite microflakes and carbonaceous matter. The disseminated ores of mineralized zone are not currently of practical interest, despite the fact that this zone is significantly larger in size than the lode (Figure 1).

A complete description of the ore composition and formation conditions of the Natalka deposit is given in [*Goncharov et al.*, 2002] and supplemented by later papers [*Goryachev et al.*, 2008; *Goryachkin et al.*, 1999; *Kravtsova et al.*, 2015, 2022; *Mikhalitsyna and Sotskaya*, 2020; *Plyusnina et al.*, 2003; *Savva et al.*, 2022; *Volkov et al.*, 2006].

3. Materials and Methods

To determine gold content, distribution features and speciation in ores and sulfide minerals, 75 large-volume mineralogical-geochemical samples were taken in different areas and horizons of the deposit. These samples were analyzed for gold using atomic absorption spectrometry (AAS), based on the extraction of gold from solution by organic sulfides. Measurements of the Au content were carried out on the Perkin-Elmer M503 device (USA) with a graphite atomizer furnace HGA-72. The detection limit of gold determination is 0.3 ppb [*Method NSAM No. 237-S*, 2016].

Along with light microscopy (LM), the method of X-ray electron probe microanalysis (EPMA) was used when investigating mineral and chemical composition of ores, to study the typical features of native gold, its size, fineness, trace elements, internal structure, mineral associations, micro and finely dispersed inclusions in arsenopyrite and pyrite crystals [*Pavlova*, 2014]. The polished sections of ore samples were examined using a scanning electron microscope mode on the electron probe microanalyzer Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd., Japan). The determination of the chemical composition of the found gold particles available in the form of inclusions and micro-inclusions (>3 μm in size) in quartz and sulfide minerals, was performed by monitored acquisition, recalculating the recorded relative intensities in concentration using the microanalyzer software. The determination of the basic composition, i.e., the fineness of micron (1 to 3 μm) and submicron-sized (<1 μm) inclusions of native gold in arsenopyrite and pyrite, was implemented according to a specially developed EPMA procedure [*Finkelshtein et al.*, 2018], which gave an option of eliminating the sulfide matrix influence on the determination of Au and Ag contents.

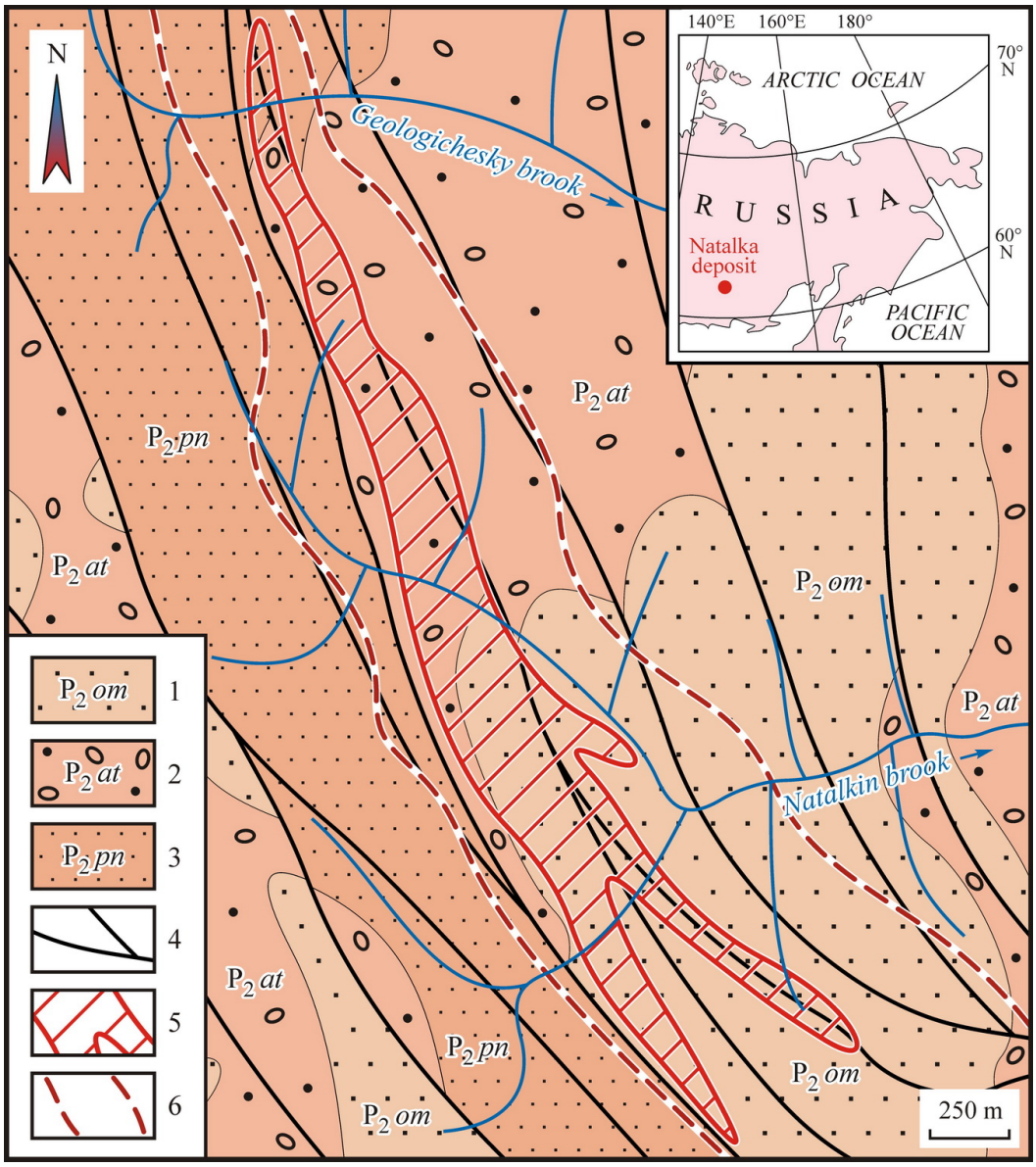


Figure 1. The schematic geological map of the Natalka gold deposit. Constructed by the authors using the data [*Goncharov et al.*, 2002; *Grigorov et al.*, 2007] and materials from geological funds of the "Matrosov mine" public corporation (Magadan, Russia). 1–3 – Late Permian ore hosted terrigenous rocks: 1 – siltstone shale, argillaceous siltstone and sandstone of the Omchak Formation (P_2om), 2 – diamictite of the Atka Formation (P_2at), 3 – carbonaceous-argillaceous and siltstone shale, argillaceous siltstone, sandstone and gravelstone of the Pioneer Formation (P_2pn); 4 – faults; 5 – ore lode projection; 6 – conventional boundaries of the mineralized zone.

The procedure is based on the extrapolation of relation between element contents in the inclusion and matrix into the area where the matrix element content tends to zero. The measurements were also implemented applying the Superprobe JXA-8200 device (micro-analyzer). More than 350 measurements were taken to study the chemical composition of gold.

To study the total content of Au in monomineral samples of arsenopyrite and pyrite, which contained both crystals and their aggregates with different sizes and shapes, "phase" chemical analysis with AAS (PCA-AAS) was used. The Au content determination was carried out on one test charge or in parallel, on two test charges (15 to 20 mg each) of different size fractions. The abraded material was decomposed with aqua regia under

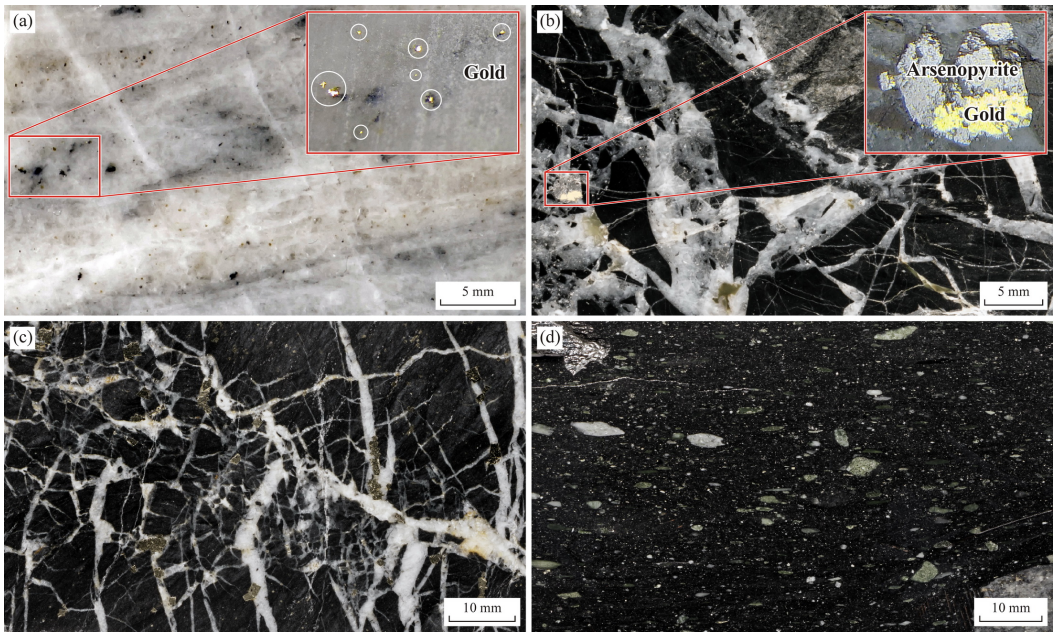


Figure 2. Ore types in the Natalka gold deposit: (a) – vein (massive quartz vein with a small amount of fragments of hosting siltstone, with nests and inclusions of arsenopyrite and visible gold); (b) – veinlet-vein (breccia-like quartz vein, quartz and carbonate-quartz veinlets in carbonaceous siltstone with nests and crystals of arsenopyrite, pyrite and visible gold); (c) – veinlet-disseminated (carbonaceous-argillaceous siltstone dissected by quartz and carbonate-quartz veinlets with arsenopyrite and pyrite); (d) – disseminated (carbonaceous diamictite with fragments of different composition and dimensions with fine pyrite inclusions).

heating. It was then treated with concentrated HCl and evaporated dry to remove nitric acid residues and convert the salts to the chloride form. After cooling, the samples were brought to a certain volume with a background solution of 2M HCl for measurements using AAS method on the Perkin-Elmer M503 device with detection limit for gold of 0.3 ppb and an accuracy of 12% [*Tauson et al.*, 2002].

The speciation of "invisible" gold in the arsenopyrite and pyrite of the Natalka deposit was studied using AAS with analytical data selections for single crystals (AAS-ADSSC). The method developed by V. L. Tauson and co-authors [*Tauson and Lustenberg*, 2008; *Tauson et al.*, 2002] is based on rank-scaled statistical sampling of analytical data for a large number of individual crystals of one and the same mineral sample, to separate the structurally and surficially bound forms of impurity elements. Euhedral crystals with well-defined morphology were selected from monomineral fractions of different sizes, from 0.2 to 2.0 mm. The crystals did not contain any visible mineral inclusions. The crystals of arsenopyrite were shaped as pseudo-orthorhombic and monoclinic prisms. The crystals of pyrite generally had the shape of a cube or parallelepiped. The samples complicated by the facets of pentagonal dodecahedron and octahedron were excluded whenever possible. The requirement for the shape is due to the fact that in the transition from size to specific surface area of average crystal in size selection it is necessary to use the form coefficient for the true polyhedron. In our case, the coefficient was six for cubes and parallelepipeds. The Au content is determined in solutions obtained through the acidic decomposition of well-faceted individual crystals of arsenopyrite and pyrite. The AAS-ADSSC technique is designed to determine the content of the structurally and surficially bound trace elements (in our case, Au) in the samples consisting of individual crystals with an uncertainty of ±30 rel.% [*Tauson and Lustenberg*, 2008; *Tauson et al.*, 2013]. The data obtained were statistically processed according to the regularities of the distribution of different species of the element [*Tauson and Lustenberg*, 2008; *Tauson et al.*, 2018a].

The study of Au content in the surface layer of arsenopyrite and pyrite crystals was continued using the LA-ICP-MS method. A quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer NexION 300D (Perkin-Elmer, USA) was used in combination with a laser ablation system NWR-213 (New Wave Research, USA). The working and carrier gases were Ar and He, at 99.999% purity. The laser burned continuous grooves (tracks) on the natural surface of the crystals. The track lengths were limited by the size of the crystal faces and varied in the range of 0.3–1.0 mm. The diameter of the laser beam was 100 μm, the frequency – 10 Hz, the energy on the surface of the sample – 0.4 J/cm^2, the laser speed – 70 μm/s and the background measuring time – 20 s. The track depth per one laser pass for all sulfide crystals was ~1.0 μm. The depth was measured using atomic force microscopy with SMM-2000 scanning probe microscope (Proton-MIET, Russia). The calibration graphs were constructed in compliance with the NISTSRM610, NISTSRM612, NISTSRM614, BHVO-2G, TB-1G and NKT-1G international standards. It was possible to verify the results for Au using the in-house sulfide reference sample – highly homogeneous ferrous greenockite (α-CdS) crystals synthesized hydrothermally at 500 °C and 1 kbar pressure [*Tauson et al.*, 2019]. The instrument error determined for Au did not exceed 10%.

4. Results

4.1. Content and distribution of gold

According to the AAS data, the highest grade vein and veinlet-vein ores are characterized by high average Au content: 29.2 ppm (within the range of 0.39–109.1 ppm) and 27.2 ppm (0.38–106.9 ppm), respectively. For the lower grade veinlet-disseminated ores, less high Au content is common, on average 1.33 ppm (within the range of 0.45–2.90 ppm). For the poor, so-called disseminated ores, which are part of the ore lode and the ZDSM, the average Au content is 0.11 ppm (within the range of 0.05–0.6 ppm) and 0.08 ppm (0.02–0.19 ppm), respectively.[1]

The Au content and distribution in arsenopyrite and pyrite of the Natalka deposit were studied using PCA-AAS. These sulfides were taken from samples consisting of monomineral fractions with different grain sizes. The results of summarizing the available and newly obtained data are shown in Table 1. The highest average Au contents (ppm) were found in arsenopyrite monofractions: from vein – 626.1 (within the range of 3.3–1383), veinlet-vein – 42.5 (4.3–119.0), veinlet-disseminated – 30.2 (1.4–55.2) and disseminated ores of the lode – 3.1 (2.5–3.8). Lower average Au contents (ppm) were found in pyrite monofractions: from vein – 70.5 (within the range of 11.3–250.1), veinlet-vein – 8.5 (1.3–17.9), veinlet-disseminated – 4.6 (0.5–18.1) and disseminated ores of the lode and ZDSM – 2.9 (2.1–3.4) and 1.1 (0.8–1.7), respectively.

4.2. Gold speciation

4.2.1. Native gold in ores and minerals

According to our mineralogical studies (LM and EPMA methods), up to 85% of gold in the vein, veinlet-vein and veinlet-disseminated ores is represented by large and small grains of free native gold. It is associated with gangue minerals, primarily quartz and feldspars (Figures 3, 4b, c, 5c), and with sulfide minerals such as arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, less often pyrrhotite and tetrahedrite (Figures 4–7). The native gold–arsenopyrite association is the most typical for the ores of the Natalka deposit (Figures 4c, 5). Gold grains of 0.01 to 2.0 mm in size are prevalent. Structural etching reveals a homogeneous polygonal-granular structure of gold with simple twins. Various gold forms were observed: isometric, slightly elongated, vein-like, lumpy and partially faceted, with crystal-like outgrowths. According to the EPMA, the fineness of the studied gold is 720–860‰. The qualitative and quantitative composition of the inherent impurity elements in native gold, established by the same method, is relatively poor. The impurities

[1] Number of samples for vein, veinlet-vein, veinlet-disseminated and disseminated ores equaled 20, 20, 20 and 15, respectively.

Table 1. Gold content in the monomineral fractions of arsenopyrite and pyrite of different sizes from various ore types of the Natalka deposit. PCA-AAS data

Sample No.	Ore type	Brief description of the samples from which sulfides were taken	C_{int} (ppm)	C_{av} (ppm)	N (n)
		Arsenopyrite			
M-129/10	V	Massive quartz vein with inclusions, mainly arsenopyrite	46.5–141.1	93.8	3 (3)
M-129/10-2	V	Quartz vein with rare fragments of diamictite and inclusions of arsenopyrite, rarely pyrite	3.3–310.1	91.8	3 (4)
M-161/10	V	Massive quartz vein with inclusions of arsenopyrite, less often pyrite	19.1–1383	626.1	4 (5)
M-131/10	VV	Carbonate-quartz veins and veinlets in diamictite with arsenopyrite inclusions	6.2–84.9	32.7	4 (4)
M-131/10-2	VV	Quartz veins and veinlets in diamictite with inclusions, mainly arsenopyrite	4.3–119.0	42.5	4 (8)
G-9/13	VV	Carbonate-quartz veins and veinlets in diamictite with arsenopyrite inclusions	11.3–24.0	15.4	4 (4)
G-9/13-2	VV	Quartz veins and veinlets in diamictite with inclusions, mainly arsenopyrite	6.6–117.2	39.8	5 (5)
TPM-1/1	VV	Quartz veins and veinlets in diamictite with inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	9.7–53.3	26.3	4 (5)
Nat-10	VD	Diamictite with a rare net of quartz veinlets with inclusions of pyrite and arsenopyrite	1.4–7.4	3.8	2 (3)
Nat-10-2	VD	Diamictite with a dense net of quartz veinlets with inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	2.7–55.2	30.2	3 (3)
UV-3/13	VD	Diamictite with quartz veinlets and streaks and inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	8.1–37.2	23.2	3 (3)
VK-2/10	D	Silicified siltstone from the ore lode with inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	2.5–3.8	3.1	3 (4)
		Pyrite			
M-161/10	V	Massive quartz vein with inclusions of arsenopyrite, less often pyrite	15.3–158.2	65.4	4 (4)
M-161/10-2	V	Quartz vein with rare fragments of diamictite and inclusions, mainly pyrite	11.3–250.1	70.5	4 (6)
TPM-1/1	VV	Quartz veins and veinlets in diamictite with inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	1.9–17.9	8.5	3 (4)
TPM-1/2	VV	Quartz-carbonate veins and veinlets in diamictite with pyrite inclusions	1.3–16.5	7.4	4 (4)
Nat-10	VD	Diamictite with a rare net of quartz veinlets with inclusions of pyrite and arsenopyrite	1.2–4.6	2.6	4 (4)
Nat-10-2	VD	Diamictite with a dense net of quartz veinlets with inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	0.5–18.1	3.5	5 (10)
UV-3/13	VD	Diamictite with quartz veinlets and streaks and inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	0.8–6.6	4.6	3 (3)
VK-2/10	D	Silicified siltstone from the ore lode with inclusions of pyrite, less often arsenopyrite	2.1–3.4	2.9	3 (3)
VK-2/10-2	D	Slightly altered siltstone shale from the ZDSM with pyrite inclusions	0.8–1.7	1.1	4 (6)

Notes: Here and in Table 2 and 3: V – vein, VV – veinlet-vein, VD – veinlet-disseminated, D – disseminated ore types. C_{int} is the interval of Au contents in samples (weight 15–20 mg) consisting of monomineral fractions of arsenopyrite and pyrite of different sizes represented by aggregates, crystals of different morphological forms and their combinations; C_{av} is the average Au content in samples; N is the number of analyzed samples (n is the number of measurements).

in gold wt. %), in addition to Ag (10 to 28), are often Fe (0.17 to 2.34) and S (0.10 to 0.91), less common are Bi (0.32 to 1.02), As (0.16 to 0.90), Hg (0.23 to 0.87), Cu (0.28 to 0.86) and Se (0.46 to 0.59), and at single points – W (0.24, 0.37) and Pb (0.36).

According to the data, we obtained with the same LM and EPMA methods, up to 20% of gold are finely and ultra-dispersed particles (<0.01 mm in size) of native gold. They are both free and fixed. Fixed native gold predominates and is mostly included in sulfide minerals, primarily arsenopyrite (Figures 5a, b, 8) and pyrite (Figures 6a, b, 7). Such gold does not exhibit visible crystalline forms. It usually fills the space between the crystals of these sulfides or occupies crystal defects. The fineness of finely dispersed inclusions is higher compared to large and small gold (Figure 5b, c). According to the EPMA, the fineness of the finely dispersed gold is 750–990‰.

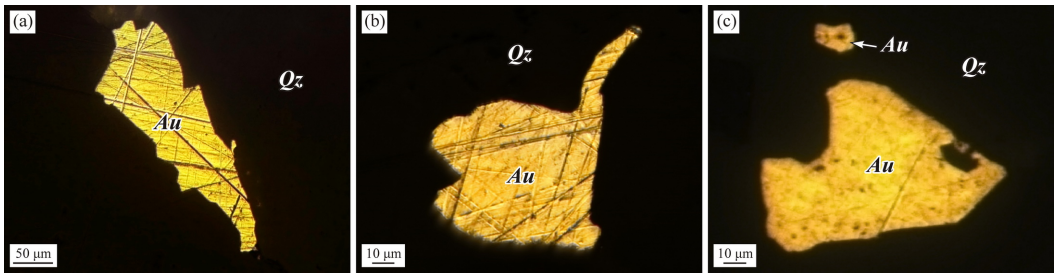


Figure 3. Native gold in association with quartz. Images are given in reflected light. Here and hereafter, *Au* – gold, *Qz* – quartz.

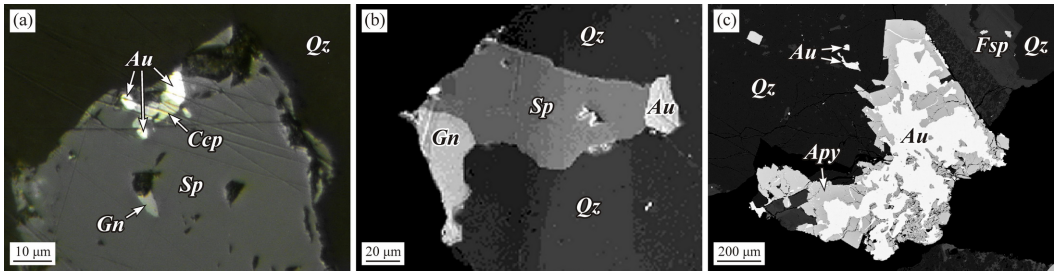


Figure 4. Native gold in association with ore minerals: (a) – inclusions of gold, chalcopyrite and galena in sphalerite; (b) – inclusions of galena, sphalerite and gold in quartz; (c) – intergrowths of gold with arsenopyrite and gangue minerals (quartz and K-feldspar). Images are given in reflected light (a), secondary (b) and backscattered (c) electrons. Here and hereafter, *Sp* – sphalerite, *Gn* – galena, *Ccp* – chalcopyrite, *Apy* – arsenopyrite, *Fsp* – K-feldspar.

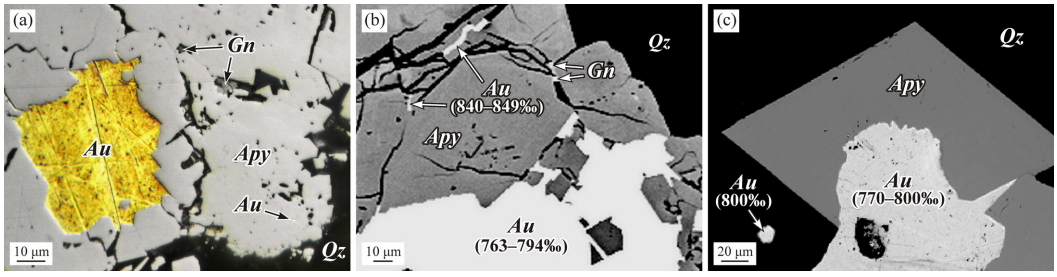


Figure 5. Large, small and finely dispersed native gold in association with arsenopyrite: (a) and (b) – inclusions of galena and gold in arsenopyrite; (c) – gold in association with arsenopyrite crystals and quartz. In parts (b) and (c) the gold fineness is indicated in parentheses. Images are given in reflected light (a) and backscattered electrons (b and c).

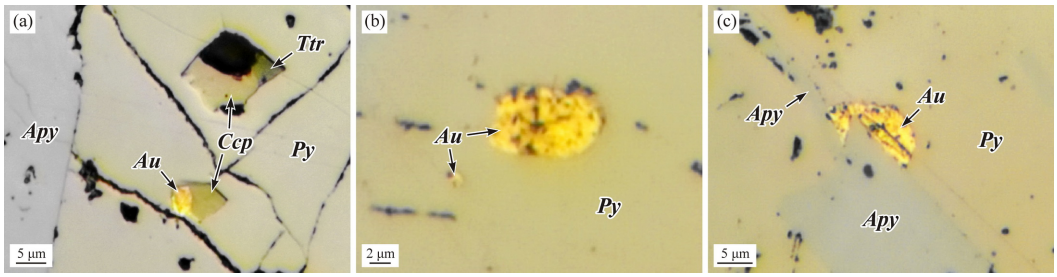


Figure 6. Native gold in pyrite: (a) – gold, chalcopyrite, Ag-bearing tetrahedrite and arsenopyrite in pyrite; (b) – finely dispersed and micron gold inclusions in pyrite; (c) – inclusions of gold and arsenopyrite crystals in pyrite. Images are given in reflected light. Here and hereafter, *Py* – pyrite, *Ttr* – tetrahedrite.

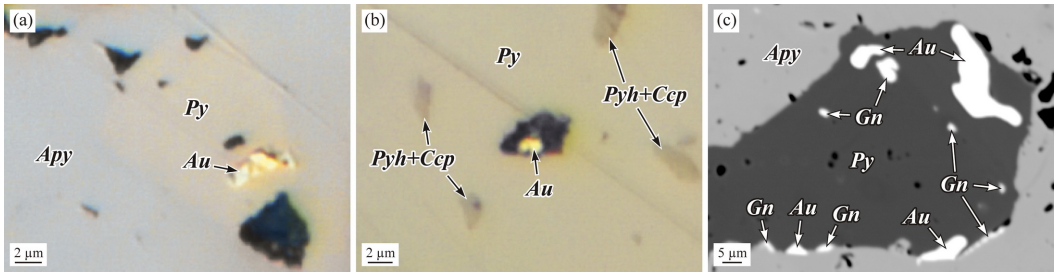


Figure 7. Inclusions of finely dispersed and small native gold in pyrite: a – gold in a pyrite crystal embedded in arsenopyrite; (b) – gold inclusion in a pyrite cavity; (c) – numerous inclusions of gold and galena in a pyrite crystal embedded in arsenopyrite. Images are given in reflected light (a and b) and backscattered electrons (c). *Pyh* – pyrrhotite.

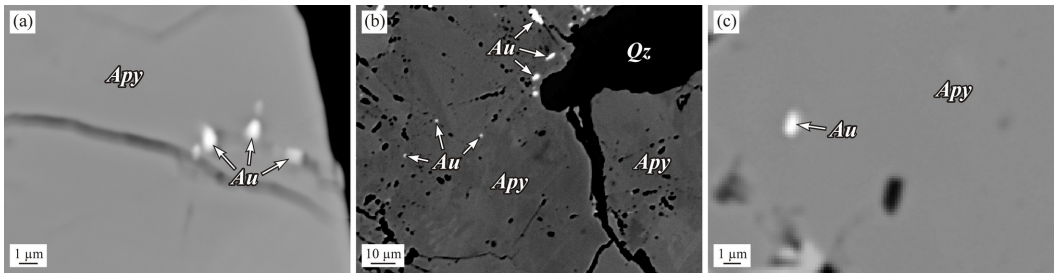


Figure 8. Inclusions of finely and ultra-dispersed gold in arsenopyrite. Images are given in backscattered electrons.

4.2.2. "Invisible" gold in arsenopyrite and pyrite

Using the AAS-ADSSC method, the concentration levels and species of the "invisible" gold in arsenopyrite and pyrite crystals were studied. The crystals of these sulfides were taken from samples consisting of monomineral fractions of arsenopyrite and pyrite of different sizes, which were previously analyzed by PCA-AAS for Au. The results of the generalization of the available and newly obtained data are shown in Table 2.

Two non-mineral species of "invisible" uniformly distributed gold were found in arsenopyrite and pyrite: structural and surficial (Table 2). The structural form corresponds to a chemically-bound element in the mineral structure; the predominant surficial form is confined to nano-sized non-autonomous phases (NAPs) and exists in a surface layer of the crystal. The proportions of the last form of the total content of "invisible" gold in arsenopyrite and pyrite from vein and veinlet-vein ores range from 81.8% to 99.9% and from 90.4% to 98.1%, respectively. These proportions are slightly lower in sulfides from veinlet-disseminated and disseminated ores sampled from silicified siltstone in the ore lode. They are from 61.3% to 96.8% and from 44.0% to 95.7% in arsenopyrite and pyrite, respectively. The smallest proportions of the surficial form of gold are typical for

Table 2. The content of "invisible" gold in arsenopyrite and pyrite crystals from various ore types of the Natalka deposit. AAS-ADSSC data

Sample No.	Ore type	Au (ppm)				P_{sur} (%)
		C_{int}	C_{av}	C_{str}	C_{sur}	
			Arsenopyrite			
M-129/10	V	24.1–141 (26)	55.9	6.77	30.43	81.8
M-129/10-2	V	15.0–140 (41)	62.5	3.35	30.85	90.2
M-161/10	V	2.3–20.1 (24)	18.9	0.07	6.12	98.9
M-131/10	VV	1.9–146 (33)	62.6	0.01	17.05	99.9
M-131/10-2	VV	3.1–31.0 (32)	11.6	0.23	6.45	96.5
G-9/13	VV	1.9–59.3 (36)	14.4	0.21	5.53	96.3
G-9/13-2	VV	2.2–59.3 (41)	18.5	0.26	5.41	95.5
TPM-1/1	VV	31.5–124 (49)	125.1	5.01	54.59	91.6
Nat-10	VD	1.9–8.2 (38)	5.1	1.21	1.91	61.3
Nat-10-2	VD	2.1–7.9 (35)	4.8	0.42	2.19	83.9
UV-3/13	VD	0.8–5.9 (54)	2.2	0.12	1.30	91.5
VK-2/10	D	1.0–3.2 (29)	2.5	0.04	1.21	96.8
VK-2/10-2	D	0.9–2.9 (10)	2.1	0.56	0.55	49.5
			Pyrite			
M-161/10	V	6.9–47.1 (43)	36.3	0.35	17.22	98.1
M-161/10-2	V	2.0–7.4 (27)	4.5	0.18	3.60	95.2
TPM-1/1	VV	1.8–7.9 (30)	6.2	0.32	3.40	91.4
TPM-1/2	VV	1.7–7.6 (19)	5.9	0.33	3.10	90.4
Nat-10	VD	3.1–8.5 (39)	5.3	1.80	2.71	60.0
Nat-10-2	VD	3.1–8.1 (32)	5.5	2.20	1.73	44.0
UV-3/13	VD	1.0–6.0 (52)	2.7	0.29	1.41	82.8
UV-3/13-2	VD	1.3–5.0 (26)	2.6	0.47	1.31	73.7
VK-2/10	D	2.0–3.9 (18)	2.8	0.05	1.10	95.7
VK-2/10-2	D	1.1–2.0 (11)	1.6	0.39	0.37	48.6

Notes: C_{int} is the interval of Au contents in samples (weight 2–5 mg) consisting of "ideal" arsenopyrite and pyrite crystals of different sizes with a well-defined morphological form, the number of analyzed samples (crystals) is given in parentheses; C_{av} is the average Au content in samples; C_{str} is the content of the Au structural form; C_{sur} is the content of the Au surficial form; P_{sur} is proportion of the Au surficial form. For a brief description of the samples from which arsenopyrite and pyrite were taken, see Table 1.

arsenopyrite and pyrite from disseminated ores sampled from slightly altered siltstone shale in the ZDSM: 49.5% and 48.6%, respectively.

4.3. Gold on the surface of arsenopyrite and pyrite crystals

Using the LA-ICP-MS method, the first data were obtained through studies of Au concentrations on the surface of arsenopyrite and pyrite crystals from the highest grade vein and veinlet-vein ores. Two crystals of arsenopyrite (samples M-161/10 and M-131/10) and two crystals of pyrite (samples M-161/10 and TPM-1/1) were analyzed. On the surface of each of these crystals, the laser burned two to three tracks. In order to study the distribution of Au contents with depth, the laser passed along each track six times. In one pass, a layer of 1.0 μm was burned. After six laser passes, the total depth of the tracks was 6.0 μm. The results of the layer-by-layer distribution of Au contents in arsenopyrite and pyrite crystals are shown in Figure 9 and Figure 10. The figures show that the maximum Au concentrations are confined to the surface layer (surface) of 0.0–1.0 μm. With each subsequent laser pass (from 2.0 to 6.0 μm), they gradually decrease. These patterns are

evident in all tracks passed on all four sulfide crystals. The highest Au contents are typical for the surface of arsenopyrite and pyrite crystals from vein ores: up to 92.3 ppm (average is 44.3 ppm) and up to 52.7 ppm (average is 32.1 ppm), respectively (Figures 9a, 10a). Lower Au contents were found on the surface of arsenopyrite and pyrite from veinlet-vein ores: up to 19.8 ppm (average is 17.1 ppm) and up to 18.9 ppm (average is 15.1 ppm), respectively (Figures 9b, 10b).

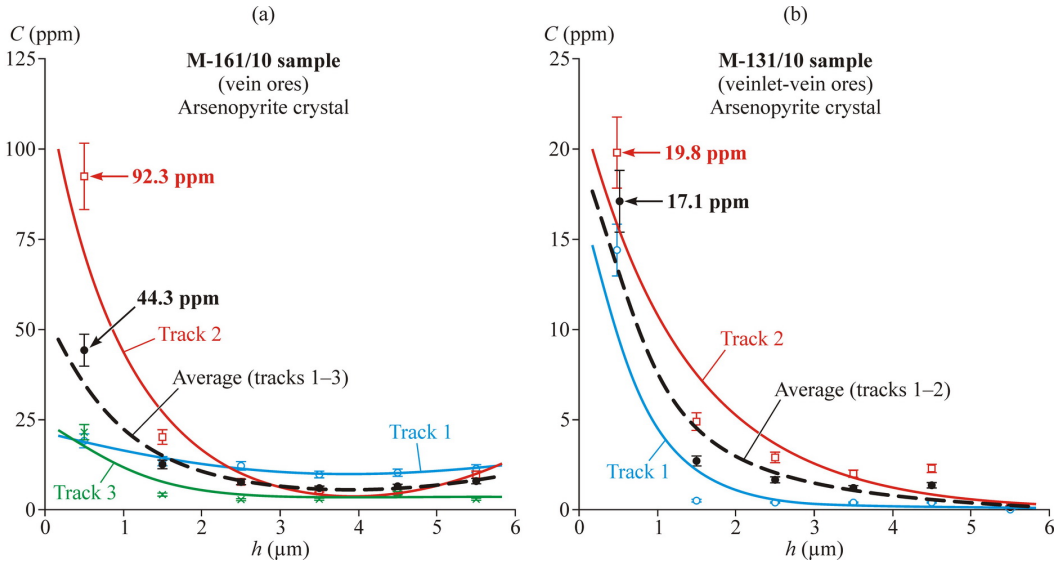


Figure 9. Distribution graphs of average Au contents (C) in surface layers (h) of arsenopyrite crystals taken from samples M-161/10 (a) and M-131/10 (b), according to LA-ICP-MS analysis. Natalka deposit.

9

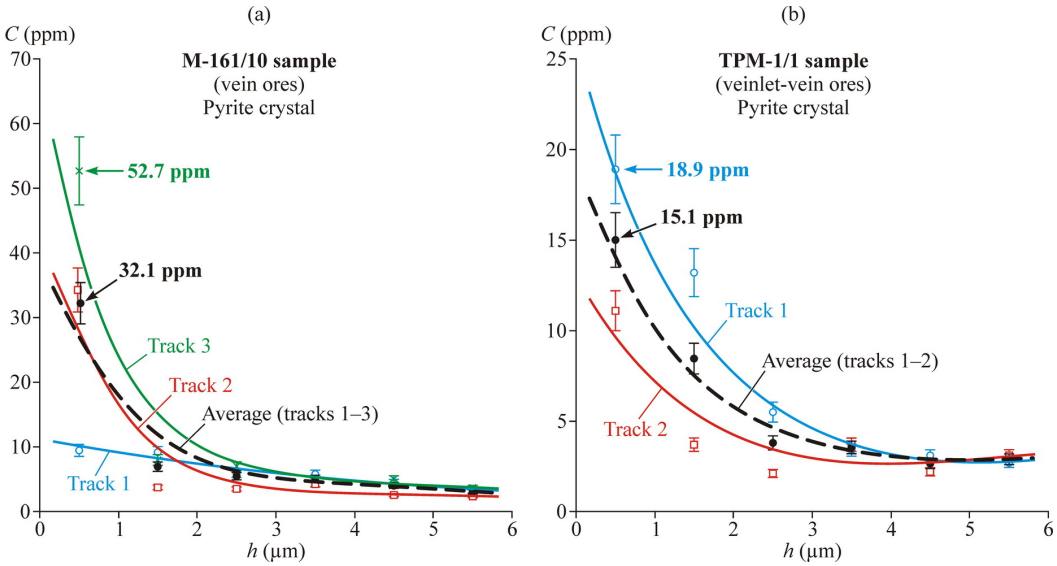


Figure 10. Distribution graphs of average Au contents (C) in surface layers (h) of pyrite crystals taken from samples M-161/10 (a) and TPM-1/1 (b), according to LA-ICP-MS analysis. Natalka deposit.

4.4. Estimation of gold content in ore-forming fluid

When studying the distribution and segregation features of rare trace elements (in our case, gold) during the growth of ore mineral crystals in hydrothermal systems to estimate the Au content in the ore-forming fluid (C_{aq}) of the Natalka and Degdekan (for comparison) orogenic gold deposits, we used the Au content in the structural form in natural pyrite

and the distribution coefficient (D_{str}) for the same form, determined experimentally for hydrothermal systems [*Tauson et al.*, 2011, 2018a, 2019]. The results obtained are presented in Table 3. The maximum Au contents were established in the ore-forming fluid of the Natalka deposit (1.8–22.0 ppm), and the minimum ones were established in the ore-forming fluid of the Degdekan deposit (1.3–2.1 ppm).

Table 3. Comparative assessment of gold content in ore-forming fluid based on pyrite composition of the Natalka and Degdekan gold deposits (North East Russia)

Sample No.	Ore type	N	Au (ppm)		
			C_{str}	C_{sur}	C_{aq}
Degdekan					
DG-10/14	VV	48	0.15	1.31	1.5
DG-10/14-2	VV	44	0.13	1.12	1.3
M-163/10	VD	59	0.21	0.51	2.1
M-163/10-2	VD	45	0.19	0.43	1.9
Natalka					
M-161/10	V	43	0.35	17.22	3.5
M-161/10-2	V	27	0.18	3.60	1.8
TPM-1/1	VV	30	0.32	3.40	3.2
TPM-1/2	VV	19	0.33	3.10	3.3
Nat-10	VD	39	1.80	2.71	18.0
Nat-10-2	VD	32	2.20	1.73	22.0
UV-3/13	VD	52	0.29	1.41	2.9
UV-3/13-2	VD	26	0.47	1.31	4.7

Notes: N is the number of crystals; C_{str} is the content of the Au structural form; C_{sur} is the content of the Au surficial form; C_{aq} is Au content in ore-forming fluid. For gold, the average value of D_{str} is taken to be 0.1 [*Tauson et al.*, 2018a]. The Degdekan gold deposit is located 60 km north of the Natalka deposit and is also orogenic.

5. Discussion

According to the data we obtained (AAS method), the maximum Au contents (ppm) are found in the highest grade vein and veinlet-vein ores: 109.1 (average is 29.2) and 106.9 (average is 27.2), respectively. For veinlet-disseminated ores, lower Au contents are common: no more than 2.90 ppm (average is 1.33 ppm). For poor disseminated ores, which are part of the ore lode and the ZDSM, the maximum Au contents (ppm) are 0.6 (average is 0.11) and 0.19 (average is 0.08), respectively.

According to the PCA-AAS data, not only arsenopyrite, but also pyrite of the Natalka deposit is a gold concentrator (Table 1). The highest contents (ppm) are found in monofractions of arsenopyrite and pyrite from vein ores: up to 1383 (average is 626.1) and up to 250.1 (average is 70.5), respectively. The lowest Au concentrations are typical of disseminated ore sulfides. For arsenopyrite and pyrite from the ores, which are part of the ore lode, the maximum Au concentrations (ppm) are 3.8 (average is 3.1) and 3.4 (average is 2.9), respectively. For pyrite from disseminated ores of the ZDSM, the maximum Au content is 1.7 ppm (average is 1.1 ppm). Arsenopyrite in ZDSM is extremely rare.

Despite the fact that, at present, there is a depletion of the raw material base of easily processed ores, poor disseminated ores of the ZDSM do not cause practical interest in terms of gold mining at the Natalka deposit. In addition, these ores belong to the category of "refractory" ores. However, if we take into account the volume of their occupied areas and the fact that new modern methods of extracting refractory gold from sulfide concentrates already exist, in the future such ores can become a promising source for gold in the mineral resource base of noble metals in Russia. It is important to note that gold mining from disseminated ores is already underway in the Russian North-East at such large deposits as

Degdekan and Pavlik (Magadan region), Mayskoye (Chukotka), Nezhdaninskoye, Badran, Malo-Tarynskoye, Khangalas, Sentachan and Kyuchus (Yakutia). At these deposits, as well as at the Natalka, a significant portion of gold is present in dispersed form in arsenopyrite and pyrite [*Bortnikov et al.*, 2004; *Fridovsky et al.*, 2022; *Genkin et al.*, 1998; *Litvinenko*, 2009; *Moskvitin et al.*, 2023; *Novozhilov and Gavrilov*, 1999; *Sidorova et al.*, 2020, 2022; *Volkov et al.*, 2016].

As was shown previously, in vein, veinlet-vein and veinlet-disseminated ores, the free gold predominates. The main gold carriers are gangue minerals (primarily quartz), and the main concentrators are sulfide minerals [*Goncharov et al.*, 2002; *Goryachkin et al.*, 1999]. The obtained data using LM and EPMA methods, confirm that up to 85% of gold in the Natalka ores is represented by free native gold associated with gangue minerals (primarily quartz, less often feldspars) and ore minerals, the main ones of which are arsenopyrite and pyrite (Figures 3 –7). Gold grains of 0.01 to 2.0 mm in size are prevalent. Up to 20% of gold is finely dispersed particles (< 0.01 mm in size) of native gold, most of which is associated with sulfide minerals (Figures 4–8). The fineness of finely dispersed inclusions is often higher (750–990‰) compared to larger gold (720–860‰). Free gold with an average fineness of 700–850‰predominates (Figure 11).

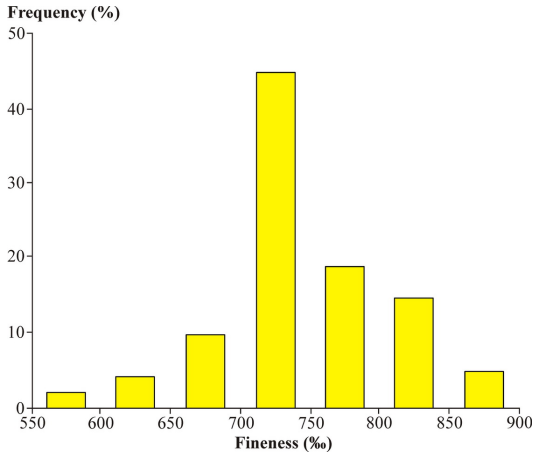


Figure 11. Fineness histogram of free native gold of the Natalka deposit according to [*Savva et al.*, 2022] with minor changes. Number of gold grains is 43.

According to previous researchers [*Goncharov et al.*, 2002], chemical and spectral analysis revealed (in addition to Ag) impurities of Fe, Ti, Al, Sb, As, Hg, Se, Mo, Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, Ni and Mn in native gold. The total content of these elements did not exceed 1%. According to [*Savva et al.*, 2022], the quantitative spectral method established impurities of As, Sb, Hg and Pb. At the same time, the As concentrations varied in the range from 0.5 to 18.7 ppm, and the total concentration of all other impurities did not exceed 50 ppm. According to our data, obtained previously using the EPMA method, most of the listed elements are found in native gold in the form of micro-inclusions of their own minerals. The qualitative and quantitative composition of the impurity elements, established by the same method at the present time, is relatively poor. The impurities in gold, in addition to Ag, are often Fe and S only, less common are Bi, As, Hg, Cu and Se, and at single points – W and Pb. These admixtures, being in the invisible mode in native gold for the most part, are probably also represented by proper mineral forms, but only ultra-disperse and nano-dimensional ones (<0.1 μm). It is assumed that W and Sn impurities are usually associated with the influence of granitoids on the geochemical specialization of gold mineralization [*Goncharov et al.*, 2002; *Savva et al.*, 2022; *Volkov et al.*, 2016]. This statement confirms the point of view of researchers who believe that magmatic fluids actively participated in the formation of ores [*Goncharov et al.*, 2002; *Goryachev et al.*, 2008; *Mikhalitsyna and Sotskaya*, 2020; *Savva et al.*, 2022; *Volkov et al.*, 2016].

Earlier, by scanning electron microscopy with energy dispersive X-ray spectrometry (SEM-EDX), we determined the following impurities in one of the gold particles (wt. %): Pt (0.42 to 0.73), Os (0.30 to 0.33), Ir (0.29 to 0.33) and Rh (0.10 to 0.16) [*Kravtsova et al.*, 2020a]. In detail, the distribution features and speciation of platinum group elements in the ores of the Natalka deposit are given in [*Kravtsova et al.*, 2015, 2020b]. It was shown that arsenopyrite and pyrite are the concentrators of not only gold, but also platinoids. The ability to extract these precious metals, primarily Pt, significantly increases the value of the extracted auriferous raw materials. We consider it necessary to emphasize that the study of the platinum-bearing gold deposits and the platinum group elements in the carbonaceous rocks and black-shale strata in general, is currently one of the most promising areas of research, both in Russia and abroad. These deposits are considered to be a new, promising mineral resource by many researchers.

Using the AAS-ADSSC method, in addition to finely dispersed, micron and submicron particles of elemental gold (Au^0), two non-mineral species of "invisible" uniformly distributed gold were found in arsenopyrite and pyrite, namely structural and surficial (Table 2). The structural form corresponds to a chemically-bound element in the mineral structure. The predominant surficial form is confined to nano-sized NAPs and exists in a very thin surface layer of the crystal. The thickness of this layer, according to LA-ICP-MS data (Figures 9, 10), is 0.0–1.0 μm; according to experimental data [*Tauson et al.*, 2009], it is ≤0.5 μm. Gold-rich NAPs are part of the so-called impurity component on the surfaces of arsenopyrite and pyrite crystals. The surficial form proportions of total content of "invisible" gold in sulfides of the ore lode vary in arsenopyrite from 81.8% to 99.9%, in pyrite – from 94.4% to 98.1%. This feature is probably characteristic of the later hydrothermal stages of ore formation. Relatively small proportions of surficially bound gold are found in sulfides of the ZDSM: no more than 49.5% in arsenopyrite and no more than 48.9% in pyrite, which is almost comparable with the proportions of structural gold (Table 2) and is most likely associated with the formation features of the deposit at the early metamorphogenic stage.

Previously conducted SEM-EDX studies of the surface layers of arsenopyrite and pyrite crystals confirmed the presence of high Au content in them [*Kravtsova et al.*, 2020a]. An earlier detailed study of the surface layer of one of the arsenopyrite crystals using the LA-ICP-MS (the maximum track depth for one laser pass was 100 nm, the total pass depth was 600 nm) showed that the maximum average contents of "invisible" Au (23.6 ppm) are characteristic of a thin surface layer of 0–100 nm (Figure 12).

According to previous studies, along with "invisible" gold in the Natalka deposit ores, micro and finely dispersed inclusions of native gold are often developed on the surface and in the surface layers of sulfide crystals taken from ore veins and veinlets [*Kravtsova et al.*, 2020a]. It is assumed that micro and nanoparticles of metallic Au^0 can be formed during post growth transformations of primary nano-sized NAPs. The appearance of micro-mineral forms of native gold in sulfide crystals and within their near-surface layers supports the assumption of partial transformation and directed aggregation of Au-containing nano-sized NAPs [*Tauson et al.*, 2014, 2018b]. As a result, Au^0 particles are formed, ranging from nano- to submicron-sized. This makes it possible to extract such gold during ore beneficiation.

The existence of nano-sized gold in arsenopyrite and pyrite from deposits of different genesis is confirmed by many researchers, but there is no single point of view about its speciation in these minerals [*Ehrig et al.*, 2023; *Fougerouse et al.*, 2016; *Gao et al.*, 2019; *Herrington and Wilkinson*, 1993; *Hough et al.*, 2011; *Kravtsova*, 2010; *Li et al.*, 2019; *Liang et al.*, 2023; *Palenik et al.*, 2004; *Pals et al.*, 2003; *Saunders and Schoenly*, 1995; *Sidorova et al.*, 2020, 2022; *Tauson et al.*, 2011, 2014, 2018b; *Volkov et al.*, 2006]. Although there are many examples, we will only consider a few of them. When studying gold from the Natalka and Mayskoye deposits using the EPMA method, A. V. Volkov and his co-authors came to the conclusion that impurity gold in arsenopyrite exists in the form of nano-sized particles [*Volkov et al.*, 2006]. The existence of "invisible" gold also in the form of an ionic complex (Au^+) and various domain complexes cannot be ruled out. Thus, it is assumed

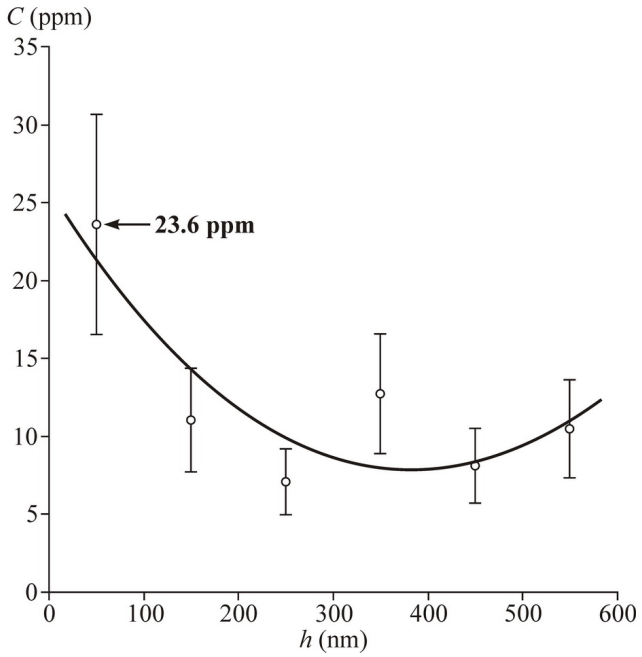


Figure 12. Distribution graph of average Au contents (*C*) in the surface layers (*h*) of arsenopyrite crystal (M-129/10 sample) based on LA-ICP-MS data according to [*Kravtsova et al.*, 2015] with minor changes and additions. Natalka deposit.

that the "invisible" gold in the pyrite of the Emperor deposit (Fiji) is included in the pyrite structure as an Au-containing complex. Gold is coordinated as ionic gold (Au^+) [*Pals et al.*, 2003]. According to [*Gao et al.*, 2019], depth profiles obtained by the LA-ICP-MS during the study of trace elements in pyrite of the Huanxiangwa gold deposit (North China) show that "invisible" gold occurs both as solid solution and as homogeneously distributed nanoparticles of native gold, electrum or Au-Ag-Te minerals, as well as in the form of nano- and submicron-sized inclusions of complex Au-Ag-Cu-Pb-Zn domains. According to [*Li et al.*, 2019], at the Baiyun gold deposit (North East China), "invisible" gold in pyrite of an earlier generation exists, in addition to nano-sized or homogeneous inclusions, also in the form of a solid solution. The appearance of visible gold in micro-fractures of later pyrite is thought to be the result of mobilization of earlier nano-sized gold.

Gold nano-sized particles, most importantly, are present not only in sulfide minerals. V. Yu. Prokofiev and co-authors [*Prokofiev et al.*, 2020], while studying drill core of the Kola super-deep borehole SG-3 at a depth of 9052 to 10744 m, found fluid inclusions containing gold nanoparticles in vein quartz. It is assumed that the presence of gold in the form of nano-sized particles in fluids formed during regressive metamorphism of host rocks precedes metamorphic and magmatic fluids that form orogenic gold deposits. It is believed that a significant portion of nano-sized gold can be transported in fluids in the form of colloids in large quantities and that the main concentrators of such gold are sulfides. This point of view is quite widespread [e.g., *Herrington and Wilkinson*, 1993; *Hough et al.*, 2011; *Kravtsova*, 2010; *Saunders and Schoenly*, 1995]. Experimental studies have begun to appear on gold nanoparticles formed on the surface of quartz crystals in the form of submicron islands [*Akimov et al.*, 2024]. All of the above indicates the need to study surficially bound forms of gold not only in sulfide but also in gangue minerals. The relevance of continuing further research in this direction is obvious and important both theoretically and practically.

The structural form of "invisible" gold in the crystals of the sulfides studied, like the surficial form, is also extremely important, even despite its significantly lower concentration compared to the second form (Table 2). It is shown that only data on the content of the structural form of gold in pyrite crystals can be used as an indicator of activity of the

element in a hydrothermal solution [*Tauson et al.*, 2011, 2014]. Our assessment of the Au content in the ore-forming fluid of two orogenic gold deposits located in relative proximity to each other showed that the fluid of the Natalka deposit is enriched in gold (1.8–22.0 ppm) compared to the fluid of the Degdekan deposit (1.3–2.1 ppm). This difference in Au content is consistent with the scope of the two deposits, as the Natalka giant gold deposit is significantly larger in size and gold reserves than the Degdekan deposit (Table 3).

The first data on the study of Au concentrations on the surface of arsenopyrite and pyrite crystals, obtained by the LA-ICP-MS method, confirmed the conclusions obtained by other methods. These data revealed a high degree of enrichment of the surface layer of crystals compared to the matrix: in arsenopyrite up to 92.1 ppm, in pyrite up to 52.7 ppm (Figures 9, 10). That is in principle agreement with the nature of the distribution and concentration levels of "invisible" gold in surface-bound NAPs: up to 54.5 ppm in arsenopyrite and up to 17.2 ppm in pyrite (Table 2). Previous detailed studies have shown that the highest concentrations of "invisible" gold (23.6 ppm), due to NAPs, are confined to the uppermost surface layer of arsenopyrite up to 100 nm deep (Figure 12). It can be assumed that these features are characteristic of not only arsenopyrite, but perhaps represent a general pattern.

6. Conclusions

The generalization and systematization of recent and newly obtained data on the content, distribution and speciation of gold in ores and sulfide minerals of the Natalka deposit are carried out. It is shown that vein and veinlet-vein ores are the highest grade in gold, vein-disseminated ores are the fewer grades, and disseminated ores are poor. According to the AAS data, high average Au contents are found in vein and veinlet-vein ores: 29.2 ppm and 27.2 ppm, respectively. Low average Au contents are common for veinlet-disseminated and disseminated ores, which are part of the ore lode: 1.33 ppm and 0.11 ppm, respectively. For poor disseminated ores of the ZDSM, these contents are the lowest, 0.08 ppm. It has also been established that arsenopyrite is richest in gold, while pyrite is less rich in gold. According to the PCA-AAS data, high average Au contents (ppm) are found in monofractions of arsenopyrite and pyrite from vein ores: 626.1 and 70.5, respectively. Lower average contents (ppm) are typical for arsenopyrite and pyrite from veinlet-vein ores: 42.5 and 8.5, respectively; as well as from veinlet-disseminated ores: 30.2 and 4.6, respectively. Arsenopyrite and pyrite monofractions from disseminated ores of the lode have low average contents: 3.1 ppm and 2.9 ppm, respectively. For pyrites from disseminated ores, which are part of the ZDSM, the maximum average Au content is the lowest, 1.1 ppm.

According to the LM and EPMA data, up to 85% of gold in the vein, veinlet-vein and veinlet-disseminated ores is represented by large and small grains of free native gold associated with gangue (primarily quartz and feldspars) and sulfide minerals. Gold grains of 0.01 to 2.0 mm in size are prevalent. Up to 20% of gold are finely and ultra-dispersed particles (<0.01 mm in size) of native gold. The fineness of such gold is higher (750–990‰) compared to large and small gold (720–860‰). The qualitative and quantitative composition of the impurity elements in native gold is relatively poor. The impurities in gold (in addition to Ag) are often Fe and S only, less common are Bi, As, Hg, Cu and Se. W and Pb are also detected at single points. The presence of W impurities in gold, and according to [*Goncharov et al.*, 2002] also Sn impurities, usually associated with granitoids, confirms the point of view of researchers who believe that magmatic fluids actively participated in the formation of the Natalka ores.

Using the AAS-ADSSC method, in addition to finely dispersed, micron and submicron particles of elemental gold (Au^0), two non-mineral species of "invisible" gold are found in arsenopyrite and pyrite, namely structural and surficial. The first one is incorporated into mineral structure, the second (the predominant one), is confined to nano-sized NAPs on the crystal surface. The first data on the study of Au contents on the surface of arsenopyrite and pyrite crystals, obtained using LA-ICP-MS, confirmed the high degree of enrichment

of the surface layer of crystals compared to the matrix. The proportions of the surficially bound form of gold from the total content of "invisible" gold in sulfides of the ore lode are from 81.8% to 99.9% and from 94.4% to 98.1% in arsenopyrite and pyrite, respectively. Relatively small proportions of surficial gold are found in sulfides of the ZDSM: no more than 49.5% and 48.9% in arsenopyrite and pyrite, respectively. The results obtained by the LA-ICP-MS method are generally comparable with the data established by the AAS-ADSSC method.

We assume that the features revealed by the AAS-ADSSC and LA-ICP-MS methods are closely related to the conditions of the deposit formation, where at the early metamorphogenic stage the proportions of structural gold are almost comparable to the proportions of surficial gold, and at later hydrothermal stages they decreases significantly, to almost complete absence. Along with the "invisible" gold, micron inclusions of native gold are often developed on the surface and within the near-surface layers of sulfide crystals. This is consistent with the model of post-growth transformations of nano-sized NAPs, which lead to the appearance of nano- and submicron Au^0 particles. A comparative assessment of the Au contents in ore-forming fluids of the Natalka and Degdekan orogenic gold deposits, using concentrations of the structural form of gold in natural pyrite and distribution coefficient for the same form, determined experimentally, showed the full importance of this form of gold. Only the structural form of gold makes it possible to conduct comparative assessments of the content of this element in ore-bearing fluids that form gold ore deposits of various composition and genesis and, as a result, to predict the scope of mineralization.

It is assumed that most of the gold contained in arsenopyrite and pyrite as micron- and submicron-sized particles and as surficially bound gold in the form of non-autonomous phases, can be captured with modification of existing flowsheets. To extract the fixed gold, which is in the sulfides as a structural form, the use of more complex technologies is required. Therefore, the need to apply new, modern methods for extracting gold from "refractory" ores is becoming evident. In the long term, this opens up the possibility to involve disseminated ores of the entire mineralized zone in the processing at the Natalka deposit. Taking into account amount of space occupied by such zones, in the future they can become one of the most promising sources for gold in the mineral resources base of noble metals in Russia.

Acknowledgments. The study was supported by Russian Science Foundation (grant No. 24-27-00140), https://rscf.ru/project/24-27-00140/. The equipment of the center for collective use "Isotopic and Geochemical Research" of IGC SB RAS (Irkutsk, Russia) was used. The authors thank Taisa Pastushkova, Irina Voronova and Nikolay Bryansky for assistance in analytical studies. We would like to express our special gratitude to all geological services of the "Matrosov mine" public corporation (Magadan, Russia) for comprehensive assistance in conducting fieldwork. We are also greatly indebted to anonymous reviewers for valuable comments.

References

Akimov, V. V., D. N. Babkin, and O. Y. Belozerova (2024), Behavior of Gold Nanoparticles at the Interphase Boundary of Quartz-Selenide Copper and Iron at a Temperature of 450 °C and Different Selenium Activity, *Russian Geology and Geophysics*, *65*(8), 910–926, https://doi.org/10.2113/rgg20244691.

Barker, S. L. L., K. A. Hickey, J. S. Cline, et al. (2009), Uncloaking invisible gold: use of nanosims to evaluate gold, trace elements, and sulfur isotopes in pyrite from Carlin-type gold deposits, *Economic Geology*, *104*(7), 897–904, https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.897.

Bortnikov, N. S., I. A. Bryzgalov, N. N. Krivitskaya, et al. (2004), The Maiskoe Multimegastage Disseminated Gold-Sulfide Deposit (Chukotka, Russia): Mineralogy, Fluid Inclusions, Stable Isotopes (O and S), History, and Conditions of Formation, *Geology of Ore Deposits*, *46*(6), 409–440.

Cabri, L. J., S. L. Chryssoulis, J. P. R. De Villiers, et al. (1989), The nature of "invisible" gold in arsenopyrite, *The Canadian Mineralogist*, *27*(3), 353–362.

Cambel, B., V. Streško, and O. Šherenčáaková (1980), The contents of gold in pyrites of various genesis, *Geologický Zbornik - Geologica Carpathica*, *31*(1–2), 139–159.

Cook, N. J., and S. L. Chryssoulis (1990), Concentrations of "invisible gold" in the common sulfides, *The Canadian Mineralogist*, *28*(1), 1–16.

Ehrig, K., C. L. Ciobanu, M. R. Verdugo-Ihl, et al. (2023), Lifting the cloak of invisibility: Gold in pyrite from the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, South Australia, *American Mineralogist*, *108*(2), 259–276, https://doi.org/10.2138/am-2022-8395.

Finkelshtein, A. L., V. V. Tatarinov, E. A. Finkelstein, et al. (2018), About the assessment of gold concentrations in tiny inclusions within sulfide mineral matrix: An electron microprobe study, *X-Ray Spectrometry*, *47*(6), 423–431, https://doi.org/10.1002/xrs.2967.

Fleet, M. E., and A. H. Mumin (1997), Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis, *American Mineralogist*, *82*(1–2), 182–193, https://doi.org/10.2138/am-1997-1-220.

Fougerouse, D., S. M. Reddy, D. W. Saxey, et al. (2016), Nanoscale gold clusters in arsenopyrite controlled by growth rate not concentration: Evidence from atom probe microscopy, *American Mineralogist*, *101*(8), 1916–1919, https://doi.org/10.2138/am-2016-5781ccbyncnd.

Fridovsky, V. Y., L. I. Polufuntikova, and M. V. Kudrin (2022), Geochemical and Isotopic Characteristics of Disseminated Sulfide Mineralization of Orogenic Gold Deposits of the Yana-Kolyma Metallogenic Belt, Northeast Russia, *Doklady Earth Sciences*, *507*(S2), S240–S246, https://doi.org/10.1134/s1028334x2260102x.

Gao, F. P., Y. S. Du, Z. S. Pang, et al. (2019), LA-ICP-MS Trace-Element Analysis of Pyrite from the Huanxiangwa Gold Deposit, Xiong'ershan District, China: Implications for Ore Genesis, *Minerals*, *9*(3), 157, https://doi.org/10.3390/min9030157.

Genkin, A. D., N. S. Bortnikov, L. J. Cabri, et al. (1998), A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation, *Economic Geology*, *93*(4), 463–487, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.463.

Goncharov, V. I., S. V. Voroshin, and V. A. Sidorov (2002), *Natalka Gold Lode Deposit*, 250 pp., NEISRI FEB RAS (in Russian).

Goryachev, N. A., V. A. Sidorov, I. S. Litvinenko, and T. I. Mikhalitsyna (2000), Mineral composition and petrogeochemical features of ore zones of deep horizons of the Natalka deposit, *Kolyma*, (2), 38–49 (in Russian).

Goryachev, N. A., O. V. Vikent'eva, N. S. Bortnikov, et al. (2008), The world-class Natalka gold deposit, northeast Russia: REE patterns, fluid inclusions, stable oxygen isotopes, and formation conditions of ore, *Geology of Ore Deposits*, *50*(5), 362–390, https://doi.org/10.1134/s1075701508050024.

Goryachkin, N. I., V. A. Chinenov, and V. L. Khoroshilov (1999), Mineralogical characteristics of gold lost during ore processing at the Natalka deposit (North-East of Russia), *Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration*, (5), 95–102 (in Russian).

Grigorov, S. A., V. D. Vorozhbenko, P. I. Kushnarev, et al. (2007), Geology and key signatures of the Natalka gold deposit, *Domestic Geology*, (3), 43–50 (in Russian), EDN: IAAXZN.

Herrington, R. J., and J. J. Wilkinson (1993), Colloidal gold and silica in mesothermal vein systems, *Geology*, *21*(6), 539–542, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0539:cgasim>2.3.co;2.

Hough, R. M., R. R. P. Noble, and M. Reich (2011), Natural gold nanoparticles, *Ore Geology Reviews*, *42*(1), 55–61, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.003.

Koneev, R. I., R. A. Khalmatov, and A. N. Krivosheeva (2020), Finding forms and Micro- and Nanoscale Assemblages of Gold as Indicators of Formation Conditions, Distribution, and Typification of Orogenic Deposits of Uzbekistan (South Tien Shan), *Geology of Ore Deposits*, *62*(8), 731–742, https://doi.org/10.1134/s1075701520080061.

Kravtsova, R. G. (2010), *Geochemistry and Forming Conditions of Gold-Silver Ore-Forming Systems, Northern Pre Okhotsk Region*, 292 pp., Geo, Novosibirsk (in Russian), EDN: QKJONH.

Kravtsova, R. G., and L. A. Solomonova (1985), Gold in Pyrite from Ores and Metasomatites of the Gold-Silver Deposits in the North Okhot'ye Volcanogenic Fields, *Geochemistry International*, *22*(5), 9–14.

Kravtsova, R. G., V. L. Tauson, and E. M. Nikitenko (2015), Modes of Au, Pt, and Pd occurrence in arsenopyrite from the Natalkinskoe deposit, NE Russia, *Geochemistry International*, *53*(11), 964–972, https://doi.org/10.1134/s0016702915090037.

Kravtsova, R. G., V. L. Tauson, N. A. Goryachev, et al. (2020a), SEM Study of the Surface of Arsenopyrite and Pyrite from the Natalkinskoe Deposit, Northeastern Russia, *Geochemistry International*, *58*(5), 531–538, https://doi.org/10.1134/s0016702920050031.

Kravtsova, R. G., V. L. Tauson, A. S. Makshakov, et al. (2020b), Platinum Group Elements in Arsenopyrites and Pyrites of the Natalkinskoe Gold Deposit (Northeastern Russia), *Minerals*, *10*(4), 318, https://doi.org/10.3390/min10040318.

Kravtsova, R. G., A. S. Makshakov, V. L. Tauson, et al. (2022), Speciation Features of Gold in Ores And Minerals of the Natalkinskoe Deposit (North-East Russia), *Geodynamics & Tectonophysics*, *13*(2), https://doi.org/10.5800/gt-2022-13-2s-0595 (in Russian).

Large, R. R., and V. V. Maslennikov (2020), Invisible Gold Paragenesis and Geochemistry in Pyrite from Orogenic and Sediment-Hosted Gold Deposits, *Minerals*, *10*(4), 339, https://doi.org/10.3390/min10040339.

Large, R. R., L. Danyushevsky, C. Hollit, et al. (2009), Gold and Trace Element Zonation in Pyrite Using a Laser Imaging Technique: Implications for the Timing of Gold in Orogenic and Carlin-Style Sediment-Hosted Deposits, *Economic Geology*, *104*(5), 635–668, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.635.

Li, C. P., J. F. Shen, S. R. Li, et al. (2019), In-Situ LA-ICP-MS Trace Elements Analysis of Pyrite and the Physicochemical Conditions of Telluride Formation at the Baiyun Gold Deposit, North East China: Implications for Gold Distribution and Deposition, *Minerals*, *9*(2), 129, https://doi.org/10.3390/min9020129.

Liang, Y. Y., L. Shu, P. Y. Ma, et al. (2023), Gold source and ore-forming process of the Linglong gold deposit, Jiaodong gold province, China: Evidence from textures, mineral chemical compositions and sulfur isotopes of pyrite, *Ore Geology Reviews*, *159*, 105523, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105523.

Litvinenko, I. S. (2009), The conditions of existence and typomorphism of native gold in ores of the Degdekanskoe deposit (northeastern Russia) in black-shale strata, *Russian Geology and Geophysics*, *50*(6), 535–540, https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.10.003.

Liu, J. C., Y. T. Wang, S. K. Huang, et al. (2019), The gold occurrence in pyrite and Te-Bi mineralogy of the Fancha gold deposit, Xiaoqinling gold field, southern margin of the North China Craton: Implication for ore genesis, *Geological Journal*, *55*(8), 5791–5811, https://doi.org/10.1002/gj.3637.

Method NSAM No. 237-S (2016), *Gold Determination in Rocks, Ores and Their Processed Products used Extraction-Atomic-Absorption Method with Organic Sulfides*, 18 pp., VIMS, Moscow (in Russian).

Mikhalitsyna, T. I., and O. T. Sotskaya (2020), The Role of Black-Shale Strata in the Formation of the Natalka and Pavlik Gold Deposits (Yana-Kolyma Orogenic Belt), *Russian Geology and Geophysics*, *61*(12), 1354–1373, https://doi.org/10.15372/rgg2020149.

Moiseenko, V. G., and I. V. Kuznetsova (2010), The role of gold, silver, and lead nanoparticles in the formation of deposits of precious metals, *Doklady Earth Sciences*, *430*(1), 125–128, https://doi.org/10.1134/s1028334x10010277.

Morishita, Y., N. Shimada, and K. Shimada (2018), Invisible gold in arsenian pyrite from the high-grade Hishikari gold deposit, Japan: Significance of variation and distribution of Au/As ratios in pyrite, *Ore Geology Reviews*, *95*, 79–93, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.029.

Moskvitin, S. G., L. V. Moskvitina, and V. I. Popov (2023), Morphology and localization of nanoscale gold in the sulphides of the gold-sulphide deposit situated in the black shale strata of the Northern Verkhoyanye in Yakutia, *Tsvetnye Metally*, (3), 13–19, https://doi.org/10.17580/tsm.2023.03.02 (in Russian).

Novozhilov, Y. I., and A. M. Gavrilov (1999), *Gold-sulfide deposits in terrigenous carbonaceous strata*, 220 pp., TsNIGRI, Moscow (in Russian).

Palenik, C. S., S. Utsunomiya, M. Reich, et al. (2004), "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit, *American Mineralogist*, *89*(10), 1359–1366, https://doi.org/10.2138/am-2004-1002.

Pals, D. W., P. G. Spry, and S. Chryssoulis (2003), Invisible Gold and Tellurium in Arsenic-Rich Pyrite from theEmperor Gold Deposit, Fiji: Implications for Gold Distribution and Deposition, *Economic Geology*, *98*(3), 479–493, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.3.479.

Pavlova, L. A. (2014), *The Electron Probe X-Ray Microanalysis and Its Utilization*, 294 pp., LAP LAMBERT Academic Publishing, Saarbrucken (in Russian).

Plyusnina, L. P., A. I. Khanchuk, V. I. Goncharov, et al. (2003), Gold, platinum, and palladium in ores of the Natalka deposit, Upper Kolyma Region, *Doklady Earth Sciences*, *391*(6), 836–340.

Prokofiev, V. Y., D. A. Banks, K. V. Lobanov, et al. (2020), Exceptional Concentrations of Gold Nanoparticles in 1,7 Ga Fluid Inclusions From the Kola Superdeep Borehole, Northwest Russia, *Scientific Reports*, *10*(1), 1108, https://doi.org/10.1038/s41598-020-58020-8.

Saunders, J. A., and P. A. Schoenly (1995), Boiling, colloid nucleation and aggregation, and the genesis of bonanza Au-Ag ores of the sleeper deposit, Nevada, *Mineralium Deposita*, *30*(3–4), 199–210, https://doi.org/10.1007/bf00196356.

Savva, N. E., R. G. Kravtsova, G. S. Anisimova, and G. A. Palyanova (2022), Typomorphism of Native Gold (Geological-Industrial Types of Gold Deposits in the North-East of Russia), *Minerals*, *12*(5), 561, https://doi.org/10.3390/min12050561.

Shao, Y. J., W. S. Wang, Q. Q. Liu, and Y. Zhang (2018), Trace Element Analysis of Pyrite from the Zhengchong Gold Deposit, Northeast Hunan Province, China: Implications for the Ore-Forming Process, *Minerals*, *8*(6), 262, https://doi.org/10.3390/min8060262.

Sidorova, N. V., V. V. Aristov, A. V. Grigor'eva, and A. A. Sidorov (2020), "Invisible" Gold in Pyrite and Arsenopyrite from The Pavlik Deposit (Northeastern Russia), *Doklady Earth Sciences*, *495*(1), 821–826, https://doi.org/10.1134/s1028334x20110136.

Sidorova, N. V., A. V. Volkov, E. V. Kovalchuk, et al. (2022), Invisible Gold and Other Impurity Elements in Pyrite and Arsenopyrite of Disseminated Ores of the Kyuchus Deposit (Sakha Republic (Yakutia)), *Geology of Ore Deposits*, *64*(5), 281–291, https://doi.org/10.1134/s1075701522040067.

Simon, G., S. E. Kesler, and S. Chryssoulis (1999), Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada; implications for deposition of gold in carlin-type deposits, *Economic Geology*, *94*(3), 405–421, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.405.

Tan, H. J., Y. J. Shao, Q. Q. Liu, et al. (2022), Textures, trace element geochemistry and in-situ sulfur isotopes of pyrite from the Xiaojiashan gold deposit, Jiangnan Orogen: Implications for ore genesis, *Ore Geology Reviews*, *144*, 104843, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104843.

Tauson, V. L., and E. K. Lustenberg (2008), Quantitative determination of modes of gold occurrence in minerals by the statistical analysis of analytical data samplings, *Geochemistry International*, *46*(4), 423–428, https://doi.org/10.1134/s0016702908040101.

Tauson, V. L., O. I. Bessarabova, R. G. Kravtsova, et al. (2002), Determination of binding forms of gold in pyrite by means of statistical analysis, *Russian Geology and Geophysics*, *43*(1), 56–64.

Tauson, V. L., R. G. Kravtsova, V. I. Grebenshchikova, et al. (2009), Surface typochemistry of hydrothermal pyrite: Electron spectroscopic and scanning probe microscopic data. II. Natural pyrite, *Geochemistry International*, *47*(3), 231–243, https://doi.org/10.1134/s0016702909030021.

Tauson, V. L., D. N. Babkin, T. M. Pastushkova, et al. (2011), Dualistic distribution coefficients of elements in the system mineral-hydrothermal solution. I. Gold accumulation in pyrite, *Geochemistry International*, *49*(6), 568–577, https://doi.org/10.1134/s0016702911060097.

Tauson, V. L., D. N. Babkin, V. V. Akimov, et al. (2013), Trace elements as indicators of the physicochemical conditions of mineral formation in hydrothermal sulfide systems, *Russian Geology and Geophysics*, *54*(5), 526–543, https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.04.005.

Tauson, V. L., R. G. Kravtsova, N. V. Smagunov, et al. (2014), Structurally and superficially bound gold in pyrite from deposits of different genetic types, *Russian Geology and Geophysics*, *55*(2), 273–289, https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.011.

Tauson, V. L., S. V. Lipko, N. V. Smagunov, and R. G. Kravtsova (2018a), Trace Element Partitioning Dualism under Mineral-Fluid Interaction: Origin and Geochemical Significance, *Minerals*, *8*(7), 282, https://doi.org/10.3390/min8070282.

Tauson, V. L., S. V. Lipko, N. V. Smagunov, et al. (2018b), Distribution and segregation of trace elements during the growth of ore mineral crystals in hydrothermal systems: geochemical and mineralogical implications, *Russian Geology and Geophysics*, *59*(12), 1718–1732, https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.12.013.

Tauson, V. L., S. V. Lipko, R. G. Kravtsova, et al. (2019), Distribution of "Invisible" Noble Metals between Pyrite and Arsenopyrite Exemplified by Minerals Coexisting in Orogenic Au Deposits of North-Eastern Russia, *Minerals*, *9*(11), 660, https://doi.org/10.3390/min9110660.

Volkov, A. V., A. D. Genkin, and V. I. Goncharov (2006), The forms of the presence of gold in the ores of the Natalka and May deposits (Northeast Russia), *Tikhookeanskaya Geologiya*, *25*(6), 18–29 (in Russian), EDN: JJYBLZ.

Volkov, A. V., A. A. Sidorov, N. E. Savva, et al. (2016), Orogenic Gold Deposits of the Yana-Kolyma Fold Belt: Ore and Fluid Geochemical Peculiarities, Ore Formation Conditions, *The Bulletin of the North-East Scientific Center*, (3), 3–21 (in Russian), EDN: WZWVIV.

Wells, J. D., and T. E. Mullens (1973), Gold-Bearing Arsenian Pyrite Determined by Microprobe Analysis, Cortez and Carlin Gold mines, Nevada, *Economic Geology*, *68*(2), 187–201, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.2.187.

Zhang, J., J. Deng, H. Y. Chen, et al. (2014), LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Chang'an gold deposit, Sanjiang region, China: Implication for ore-forming process, *Gondwana Research*, *26*(2), 557–575, https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.11.003.

Zhao, H. X., H. E. Frimmel, S. Y. Jiang, and B. Z. Dai (2011), LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Xiaoqinling gold district, China: Implications for ore genesis, *Ore Geology Reviews*, *43*(1), 142–153, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.006.